



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG**

**GEOLOGIA ISOTÓPICA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS  
BANDADAS DO CRATÓN SÃO FRANCISCO NA TRANSIÇÃO  
ARQUEANO PALEOPROTEROZÓICO**

**TESE DE DOUTORADO Nº138**

**Carlos Victor Rios da Silva Filho**

Brasília – DF  
2017



**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UnB**

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - IG**

**GEOLOGIA ISOTÓPICA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS  
BANDADAS DO CRATÓN SÃO FRANCISCO NA TRANSIÇÃO  
ARQUEANO PALEOPROTEROZÓICO**

**Carlos Victor Rios da Silva Filho**

**TESE DE DOUTORADO Nº138**

TESE DE DOUTORADO APRESENTADA JUNTO  
AO CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM  
GEOLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA PARA A  
DEFESA DA TESE DE DOUTORADO EM  
GEOLOGIA ECONÔMICA E PROSPEÇÃO.

Orientador: ELTON LUIZ DANTAS (UNB)

Co-Orientadora: SIMONE CRUZ (UFBA)

Brasília – DF  
2017

**Carlos Victor Rios da Silva Filho**

**GEOLOGIA ISOTÓPICA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS DO CRATÓN SÃO FRANCISCO NA TRANSIÇÃO ARQUEANO PALEOPROTEROZÓICO**

Dissertação submetida à Coordenação do Curso de Pós Graduação em Geologia, da Universidade de Brasília, como requisito parcial para obtenção de grau de Doutor em Geologia.

Área de Concentração: Geologia Econômica e Prospecção.

Orientador: Prof. Dr. Elton Luiz Dantas

Co-Orientadora: Simone Cruz

Brasília – DF, 26 de Julho 2017

Aprovada em \_\_/\_\_/\_\_\_\_.

**BANCA EXAMINADORA**

---

Dr. Elton Luiz Dantas (Orientador)  
Universidade de Brasília – UnB

---

Dr. Elson Paiva  
Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP

---

Dr. Johildo Barbosa.  
Universidade Federal da Bahia – UFBA

---

Dra. Palola Barbosa  
Universidade de Brasília – UnB

Brasília – DF  
2017

À minha companheira, Chal, meu ponto de equilíbrio;  
ao meu filho, Bem, e a minha filha, Maria Flor,  
pelo carinho, apoio e compreensão  
nos inúmeros momentos durante  
a elaboração desta tese.

## **AGRADECIMENTOS**

A conclusão desse trabalho representa o término de uma jornada de desafio, construção e amadurecimento.

Começo, como não poderia ser diferente, por agradecer a minha mãe, Eide Paiva, ao meu pai, Carlos Victor, e a minha querida avó Elizete. Obrigada por todo incentivo, por toda orientação acadêmica, profissional e pessoal.

Agradeço ao Professor Dr. Elton Luiz Dantas, pela orientação e toda a paciência ao longo deste trabalho.

Agradeço, também, à Professora Dra. Simone Pereira Cruz, pela grande contribuição durante esse período.

Agradeço, ainda, a todos/as os/as colegas que contribuíram com o trabalho em campo, coleta de dados e discussões.

Manifesto, aqui, a minha imensa gratidão a todos/as os/as professores/as, desde a graduação na UFBA até a pós-graduação na UNB, que contribuíram com a minha formação acadêmica e profissional.

Aos amigos da geologia, em especial Eduardo Abrão, Rogério Porciúncula e Lucas Filadelfo, pelas inúmeras discussões e momentos de abstrações em todo o processo de construção da tese.

Aos meus irmãos e irmã, Pedro, Ricardo, Maíra e, também, a Amélia,

Ao meu sogro e sogra, por todo apoio e cuidado.

Por fim, à agência financiadora desse projeto, a CAPES, pelo apoio financeiro, à CBPM, pelo apoio logístico nos trabalhos de campo, à BioGold Mineração e à Cabral Resources, pela disponibilização das amostras de furo de sondagem.

# GEOLOGIA ISOTÓPICA DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS DO CRATÓN SÃO FRANCISCO NA TRANSIÇÃO ARQUEANO PALEOPROTEROZÓICO

## RESUMO

Nós apresentamos resultados de alta precisão de isótopos Sm-Nd, U/Pb e S e um importante estudo dos elementos maiores, menores traços e ETR das formações ferríferas Bandadas (BIFs) da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicui-Iguaí, metamorfizada na fácies granulito e posicionadas entre os blocos arqueanos Jequié e Itabuna Salvador-Curaçá. Apresentamos também os dados de isótopos Sm-Nd, U/Pb, bem como dos elementos maiores, menores traços e ETR das Formações Ferríferas Bandadas (BIF) da Sequência Metavulcano-sedimentar Contendas Mirante e rochas máficas associadas. Esta última metamorfizada na fácies anfíbolito e localizada na zona de sutura entre blocos arqueanos Gavião e Jequié. Os resultados desse trabalho mostram que a Sequência Contendas Mirante foi formada em um ambiente de subducção intraoceânica, mais especificadamente em bacia de *fore-arc*. Os dados U-Pb em zircão revelam a idade de cristalização de  $2654 \pm 9.9$  Ma para as rochas máficas com assinatura de arco e idades de cristalização de  $2647 \pm 6.1$  Ma para o augen granito associado. Estes dados revelam a idade do sistema magmático responsável pela deposição das BIFs impuras da Sequência Contendas Mirante. Além disso, os dados Sm-Nd das BIFs e suas encaixantes permitem definir uma idade de  $2539 \pm 89$  Ma e MSWD = 1.5 interpretada com a idade de deposição das BIFs. Os grãos de zircão detríticos em quartzitos desta sequência apresentam duas populações principais: a primeira com idade variando de 2625 Ma a 2706 Ma e a segunda com idade entre 3146 Ma e 3469 Ma e portanto a idade mínima da bacia Contenda Mirante é de 2.6 Ga. Para a Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí, os resultados revelam enriquecimento hidrotermal que forma veios ricos em sulfetos. Os dados U-Pb em zircões detríticos coletados nos quartzitos associado às BIFs, apontam para 03 populações de zircões, de  $3234 \pm 12$  Ma,  $2620 \pm 8$  Ma e  $2660 \pm 27$  Ma, o que indica uma sedimentação mais jovem que 2.6 Ga. As metamáficas encaixantes das BIFs apresentam idade U-Pb em zircão de 2.6 Ga, enquanto que o metatonalito intercalado da sequência metavulcano-sedimentar, apresenta idades de  $2646 \pm 6$  Ma. Sendo estas idades interpretadas como a idade do sistema magmático responsável pela deposição das BIFs na Sequência metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí. Os resultados U-Pb em zircão nas BIFs mostram grãos com idades de  $2510 \pm 17$  Ma a  $2.6 \pm 3.9$  Ma, o que permite restringir um período de tempo de 2.6 a 2.4 Ga para a deposição das BIF, e, portanto na transição Arqueano – Paleoproterozóico. Já os dados Sm-Nd das BIFs e suas encaixantes permitem definir uma idade de  $2536 \pm 89$  Ma e MSWD = 1.5, que é interpretada com a idade de deposição das BIF da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí. Além disso, os dados de isotópicos de S de alta precisão das BIFs e suas encaixantes revelam a existência do efeito do fracionamento independente da massa – MIF nas amostras analisadas, e, portanto anterior ao GOE.

**Palavras-chave:** BIFs; Geocronologia; Arqueano.

# ISOTOPIC GEOLOGY OF THE BANDED IRON FORMATION OF THE SÃO FRANCISCO CRATON IN THE ARCHEAN PALEOPROTEROZOIC TRANSITION

## ABSTRACT

We present high-precision results of Sm-Nd, U / Pb and S isotopes and an important study of the major elements, minor traces and ETR of the iron Formation of the Metavulcanosedimentar Ibicui-Iguaí Sequence, metamorphosed in granulite and positioned between the archaeological blocks Jequié and Itabuna Salvador-Curaçá. We also present the Sm-Nd, U / Pb isotope data, as well as the larger elements, smaller traces and ETR of the Banded Iron Formations (BIF) of the Metavulcanosedimentar Contendas Sequence and associated mafic rocks. The latter metamorphosed into the amphibolite facies and located in the suture zone between the Gavião and Jequié Archean blocks. The results of this work show that the Contendas Mirante Sequence was formed in an intraoceanic subduction environment, more specifically in the fore-arc basin. The zircon U-Pb data reveal the crystallization age of  $2654 \pm 9.9$  Ma for arc signature mafic rocks and crystallization ages of  $2647 \pm 6.1$  Ma for the associated granite augen. These data reveal the age of the magmatic system responsible for the deposition of the impure BIFs of the Contendas Mirante Sequence. In addition, the Sm-Nd data of the BIFs and their nesters allow to define an age of  $2539 \pm 89$  Ma and MSWD = 1.5 interpreted with the age of BIF deposition. The detrital zircon grains in quartzites of this sequence have two main populations: the first with age ranging from 2625 Ma to 2706 Ma and the second with age between 3146 Ma and 3469 Ma and therefore the minimum age of the Contenda Mirante basin is 2.6 Ga. For the Metavulcanosedimentar Ibicuí-Iguaí Sequence, the results reveal hydrothermal enrichment that forms veins rich in sulphides. The U-Pb data on detrital zircons collected in the quartzites associated with the BIFs point to 03 populations of zircons,  $3234 \pm 12$  Ma,  $2620 \pm 8$  Ma and  $2660 \pm 27$  Ma, indicating a sedimentation younger than 2.6 Ga. The metaphoric interlayers of the metavulcanosedimentary sequence present ages of  $2646 \pm 6$  Ma. These ages are interpreted as the age of the magmatic system responsible for the deposition of the BIF In the Metavulcanosedimentar Sequence Ibicuí-Iguaí. The U-Pb zirconed results in BIFs show grains with ages of  $2510 \pm 17$  Ma at  $2.6 \pm 3.9$  Ma, which allows to restrict a time period of 2.6 to 2.4 Ga for the deposition of BIF, and therefore in the transition Archaean - Paleoproterozoic. On the other hand, the Sm-Nd data of the BIFs and their nesters allow to define an age of  $2536 \pm 89$  Ma and MSWD = 1.5, which is interpreted with the BIF deposition age of the Metavulcanosedimentar Ibicuí-Iguaí Sequence. In addition, high - precision S - isotope data from BIF 's and their nesters show the existence of the effect of the fractionation independent of the mass - MIF in the analyzed samples, and therefore, prior to GOE.

**Keywords:** BIFs; Geochronology; Archaean.

## SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO .....	19
2	PROBLEMA INVESTIGADO .....	21
3	SÍNTESE DOS RESULTADOS .....	22

### **ARTIGO 01 - “FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS NEOARQUEANAS DA ZONA DE SUTURA ENTRE OS BLOCOS ARQUEANOS GAVIÃO E JEQUIÉ: IMPLICAÇÕES PARA ORIGEM DE UM SISTEMA DE ARCO INTRA-OCEÂNICO PRECOCE ASSOCIADO A ROCHAS BONÍNÍICAS DA UNIDADE INFERIOR DA SEQUÊNCIA CONTENDAS MIRANTE, NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO BAHIA, BRASIL”**

1	INTRODUÇÃO.....	26
2	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DA SEQUÊNCIA CONTENDAS-MIRANTE .....	27
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	29
4	RESULTADOS.....	30
4.1	PETROGRAFIA DAS BIFS .....	32
4.2	PETROGRAFIA DAS ROCHAS MÁFICAS.....	34
4.3	PETROGRAFIA DAS ROCHAS CALCÍSSILICÁTICAS .....	35
4.4	QUÍMICA MINERAL.....	36
5	GEOQUÍMICA E GEOCROLOGIA .....	37
5.1	METASSEDIMENTOS .....	37
5.2	ROCHAS MÁFICAS.....	38
5.4	U-Pb .....	39
5.4.1	Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS das rochas máficas .....	39
5.4.2	Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS dos metassedimentos .....	40
5.4.3	Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS do Augen Granito.....	40
5.5	Sm/Nd .....	41
6	DISCUSSÃO.....	41
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	47
8	AGRADECIMENTOS .....	48
9	REFERÊNCIAS .....	48

### **ARTIGO 02 - “FORMAÇÕES FERRÍFERAS DO COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR IBICUI-IGUAÍ LOCALIZADAS NA ZONA DE SUTURA ENTRE OS BLOCOS ARQUEANOS JEQUIÉ E ITABUNA-SALVADOR-CURAÇÁ: EVIDÊNCIAS DE UM OCEANO NA TRANSIÇÃO ARQUEANO-PALEOPROTEROZOICO NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO”**

1	INTRODUÇÃO.....	117
2	CONTEXTO GEOLÓGICO.....	118
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	120
4	RESULTADOS .....	122
4.1	DISTRIBUIÇÃO DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS METAMORFIZADAS NA ÁREA DE ESTUDO E ASPECTOS DE CAMPO.....	122
4.1	PETROGRAFIA DAS BIFS E DA ZONA DE BRECHA .....	123

4.2 - PROCESSOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL .....	125
4.3 - QUÍMICA MINERAL.....	127
4.3 - GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA.....	128
4.3.1 - U-Pb.....	130
4.3.2 - Isótopos Sm/Nd .....	131
4.3.3 - Isótopos de Enxofre do Alvo Nenga e do Alvo Itororó .....	132
5 - DISCUSSÃO.....	132
6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS .....	140
7 - AGRADECIMENTOS .....	140
8 - REFERÊNCIAS .....	140
3- ESTADO DA ARTE.....	186
3.1 GOE – Great Oxidation Event .....	186
3.2 MODELO DO OCEANO ESTRATIFICADO .....	192
3.3 ANOMALIA DE (Eu / Eu*) .....	193
3.4 ANOMALIA (Ce / Ce*).....	196
3.5 CONTRIBUIÇÕES DETRÍTICAS NA FORMAÇÃO DE BIFs.....	199
4 DEPÓSITOS MINERAIS E BIFs.....	201
5 MODELO EXALATIVO.....	211
5.1 TEMPERATURA DO FLUIDO .....	212
6 ROCHAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS.....	214
7 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	217
8 SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES .....	219
9 MATERIAIS E MÉTODOS.....	223
10. REFERÊNCIAS.....	226

## LISTA DE FIGURAS – ARTIGO 01

- Figura 1 – Mapa geológico regional indicando o posicionamento do Cráton do São Francisco (CSF) e dos Blocos Arqueanos Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC), Serrinha (BS), Gavião (BG) e Jequié (BJ), estes dois últimos limitados pelo Lineamento Contendas Mirante (LCM) Obs: Note-se retângulo preto tracejado indicando a localização da área estudada Fonte: Modificado de Marinho 1991. ....88
- Figura 2 – Estratigrafia da Sequência Contendas-Mirante Fonte: Dados compilados de Marinho (1991) .....89
- Figura 3 – Mapa Geológico da área estudada indicando a localização das BIFs. UI = unidade inferior; US – unidade superior. Fonte: modificado de Marinho 2009 .....90
- Figura 4 – (A) Exposição de BIFs associadas com tremolitos; (B) Serra sustentada por quartzito. Notar contato na base com uma associação de filitos e rochas calcissilicáticas; (C) Exposição de rochas calcissilicáticas como lentes métricas alinhadas na direção N-S. Notar *augen* granito localizado a leste das ocorrências de BIFs; (D) Limite leste da Sequência Contendas Mirante evidenciado por terrenos planos onde predominam xistos, em contato com as rochas do Sill Máfico-ultramáfico do Rio Jacaré ao longo de uma cadeia de serras de mais de 20 km .....91
- Figura 5 – (A) Tremolito cinza esverdeado de granulação de fina a média contendo talco e serpentina; (B) Metabasaltos da porção oeste cinza caracterizados por apresentarem granulometria fina e menores proporções de horblenda; (C) Metabasaltos da porção leste, caracterizados por apresentarem maior conteúdo em horblenda, onde é comum a presença de pontos escuros arredondados formados por horblenda; (D) Rochas calcissilicáticas evidenciando forte mergulho para leste; (E) Quartzito de granulação fina, intensamente fraturado e deformado, por vezes com aspecto de chert. Notar veios de quartzo .....92
- Figura 6 – (A) Detalhe do aspecto bandado indicando mesobandas claras e escuras de quartzo e óxidos de ferro; (B) Bandas ricas em quartzo e magnetita, por vezes, com lentes de quartzo; (C) Bandas centimétricas ricas em quartzo e magnetita; (D) BIF anfibolítica com bandas ricas em quartzo, anfibólio e magnetita .....93
- Figura 7 – (A) Afloramento de BIFs evidenciando o mergulho de alto ângulo; (B) Dobras sub-horizontais isoclinais com flanco rompido; (C) Dobras parasíticas ao longo do bandamento com presença de fraturas; (D) Aspectos brechados e, muitas vezes, cortados por veios de quartzo maciços .....94
- Figura 8 – (A) Bandamento composicional das BIFs em lâmina delgada (AM-05) evidenciando grãos de quartzo e níveis contendo cristais de magnetita e hematita; (B) Bandamento composicional evidenciando dobramento suave (AM-21); (C) Anfibólitos (Anf) da série cummingtonita-grünerita em grau avançado de alteração para oxi-hidróxidos de ferro (AM-26); (D) Detalhe do bandamento rico em quartzo e anfibólio (Anf) da série cummingtonita-grünerita nas bordas das bandas ricas em óxido de ferro (AM-26); (E) Detalhe da lâmina da amostra com foliação (Sn). Nota-se a presença de boudins nos níveis quartzo (AM-24); (F) Bandamento composicional transposto pela foliação Sn +1. Notar presença de fraturas com preenchimento de quartzo (AM-08) .....95
- Figura 9 – (A) Microestrutura granoblástica associada com quartzo (Qz) e magnetita (Mag). Notar limite do bandamento marcado em vermelho (AM-21); (B) Microestrutura granoblástica ameboide. Notar grãos reliquias e esqueléticos de quartzo (Qz) na magnetita (Mag) e os contatos fortemente reentrantes (AM-06); (C) Microestrutura lepidoblástica associada com magnetita/hematita platiforme (Mag2) marcando a foliação Sn. Notar bandamento com níveis ricos em magnetita idiomórfica (AM-38); (D) Magnetita/hematita platiforme como agregados marcando a foliação principal. Note-se que este mineral também é encontrado intersticialmente (AM-31); (E) Cristais de magnetita 1 (Mag) com bordas substituídas por hematita (Hem) configurando a microestrutura de reação (martitização) (AM-29); (F) Grãos de quartzo (Qtz) e Magnetita parcialmente substituídos por tremolita (Tr). Notar contato reto entre a magnetita (Mag) e o quartzo (Qtz); com a magnetita, o contato é interlobado (AM-21) .....96
- Figura 10 – (A) Quartzo com diferentes granulações (AM-3); (B) Microveios de quartzo cortando o bandamento composicional (AM-15); (C) Detalhe de grãos de grünerita (Gru) em contato com cristais de quartzo (Qtz) com textura granoblástica (AM-21); (D) Grünerita (Anf) evidenciando grau avançado de alteração para oxi-hidróxidos de ferro (AM-26); (E) Pirita (Py) com Quartzo (Qtz). Observa-se, ainda, diminutos cristais de magnetita inclusos no quartzo (AM-36); (F) Cristais de pirita incluso em cristais de quartzo (AM-16) .....97
- Figura 11 – Imagens de elétrons retroespalhados das amostras de BIFs da Sequência Contendas Mirante. (A) Destaque dos cristais de barita (bar) em contato com o quartzo (qtz) (AM-005); (B) microcristais de barita ocupando os interstícios entre os cristais de quartzo como diminutos grãos (AM-32); (C) Microcristais de apatita em contato com quartzo e magnetita (AM-08); (D) Sulfato rico em

ETR em contato reto com cristais de magnetita e quartzo (AM-32); (E) Grãos arredondados de Au de até 3  $\mu\text{m}$  (AM-16); (F) Grãos arredondados até 2  $\mu\text{m}$  de Uraninita (AM-24); (G) Grãos de galena de até 7  $\mu\text{m}$  (AM-24); (H) Grãos de pirita de até 4  $\mu\text{m}$  (AM-24).....98

Figura 12 – (A) Grãos de tremolita/actinolita como megacristais subédricos. Note-se os pseudomorfos de olivina completamente substituídos por tremolita, talco e serpentina; (B) Agregados de clorita e serpentina compondo a matriz da rocha; (C) Crescimento tardio do talco a partir da borda do anfibólio e da magnetita; (D) Granada (Grd) subdioblástica e fraturada; (E) Cristais de magnetita primária (Mag 1) e magnetita secundária como pequenas inclusões (Mag2) em cristais de tremolita. Foto em luz refletida (AM-29); (F) - A- Calcopirita (Cpy1) e magnetita secundária (Mag 2) incluída em cristais de tremolita. Foto em luz refletida (AM-30).....99

Figura 13 – (A) Hornblenda (Hbl) em contato poligonal com cristais de plagioclásio evidenciando textura nematoblástica. Luz transmitida (AM-23); (B) Cristais de hornblenda como prismas alongados por vezes subeudrais. Notar a presença de pequenos pontos arredondados formados por hornblenda de cor verde a castanha; (C) Cristais de zircão incolor incluído no plagioclásio; (D) Tremolita secundária acicular e sem orientação preferencial (AM-42); (E) Cristais de magnetita 1 (Mag 1) em contato com hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Pl) evidenciando textura lepidoblástica (AM-19); (F) Pirita incluída em cristais de plagioclásio apresentando contato de reto a interlobado (AM-23).....100

Figura 14 – (A) Cristais de clinopiroxênio que formam uma textura de granoblástica a poligonal. Note-se diversas vênulas de carbonato em formato circular em reação com o piroxênio. (B) Tremolita alterando para talco; (C) Imagens de elétrons retroespalhados evidenciando carbonato rico em ETR; (D) Mireral rico em K e Cl com textura em flor, por vezes, inclusos e com hábito cúbico em clinopiroxênio e quartzo .....101

Figura 15 – (A) Imagens de elétrons retroespalhados evidenciando os cristais de magnetita (1) (Mag) compondo o bandamento primário da rocha. (Amostra AM-21); (B) Magnetita/hematita (2) planiforme como agregados marcando a foliação principal. Note-se que este mineral também é encontrado intersticialmente (Amostra AM-31).....101

Figura 16 – (A) Diagrama FeO (%) x Ni (ppm) para cristais de magnetita; (B) Diagrama Ni x Cr (ppm) para cristais de magnetita; (C) Diagrama Ni x V (ppm) para cristais de magnetita; (D) Diagrama Cr x V (ppm) para cristais de magnetita. Obs: Azul – Magnetitas das BIFs impuras; Vermelho – Magnetitas das BIFs impuras; Verde – magnetitas dos tremolitos.....102

Figura 17 – (A) Diagrama binário de Ti versus Al para os cristais de magnetita analisados. Os campos na figura são extraídos de Chung et al. (2015) e mostram as composições de magnetitas de formações ferríferas bandadas químico-exalativas (BIF), de magnetitas alteradas por hidrotermalismo (altered) e de magnetitas magmáticas (magmatic). Os cristais de magnetita da área de trabalho estão principalmente plotados sobre ou nas imediações dos campos de magnetita primária. (B) O Diagrama binário Ti + V versus Al + Mn. Essas temperaturas são estimativas baseadas em valores publicados em Chung et al. (2015).....102

Figura 18 – Diagrama ETR normalizado ao Post-Archean Australian Shale – PAAS. (A) Diagrama mostrando o padrão de ETR das BIFs puras do Grupo 01; (B) Diagrama mostrando o padrão de ETR das BIFs impuras do Grupo 02; (C) Diagrama mostrando o padrão das BIFs alteradas do Grupo 02; (D) Diagrama mostrando o padrão de ETR dos carbonatos impuros, filitos e chert normalizado .....103

Figura 19 – Diagramas bivariantes para amostras de BIFs da SCM. (A) Diagrama bivalente Sm (ppm) versus  $\Sigma\text{ETR}$  (ppm); (B) Diagrama bivalente Eu/Eu\*CN (ppm) versus  $\Sigma\text{ETR}$  (ppm). Grupo 1 – Vermelho (BIFs puras) e Grupo 2 – Azul (Bifs impuras). Figura 12 - Diagramas bivariantes para amostras de BIFs da SCM. (A) Diagrama bivalente  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (%) versus Zr (ppm) (B) Diagrama bivalente Y (ppm) versus Zn (ppm). Figura 13 Diagramas bivariantes para amostras de BIFs da SCM. (A) Diagrama bivalente Pb (ppb) versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (ppm) (B) Diagrama bivalente Au (ppb) versus As (ppm).....104

Figura 20 – Mapa com zoneamento de metassedimentos incluindo as de BIFs da SCM. (A) Concentração de Au (ppb) em superfície; (B) Concentrações de As (ppm) em superfície. Modificado de Marinho (2009).....105

Figura 21 – (A) Diagrama  $\text{Yb}_N$  vs.  $\text{Dy}_N$  (Dilek e Furnes, 2009) mostrando campos para os boninitos e os toleitos de arco da ilha (IAT). Note-se que amostras de tremolitos do Grupo A plotam no campo dos basaltos boninitos, enquanto as metabásicas do Grupo A e B plotam no campo dos toleitos de Arco de Ilha; (B) Diagrama Cr vs Y (Dilek et al., 2007) classificando as amostras dos tremolitos do Grupo A como boninitos; (C) Diagrama V-Ti (Shervais, 1982) mostrando que a maior parte das amostras metavulcânicas estudadas ocupam os campos dos Basaltos tipo MORB e os metabasaltos do Grupo C no campo dos basaltos de ilha oceânica; (D) Diagrama Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Winchester e Floyd, 1977) de classificação de rochas indicando basaltos/andesitos e álcali basaltos. Grupo A = tremolitos; Grupo B = metabasaltos da porção leste; Grupo C = metabasaltos da porção oeste.....106

Figura 22 – Diagrama mostrando o padrão de ETR dos tremolíticos do Grupo A, Metabasaltos do Grupo B e Metabasaltos do Grupo C normalizados pelo condrito (Evensen et al., 1978). Grupo A = tremolíticos; Grupo B = metabasaltos da porção leste; Grupo C = metabasaltos da porção oeste.....	107
Figura. 23 – Diagrama de concórdia U-Pb para grãos de zircão das rochas máficas da Sequência Contendas Mirante. (A) Metabasalto do Grupo B (CM-04B); (B) Metabasaltos do Grupo C (CM-12A); (C) Metabasaltos do Grupo C (AM-42); (D) Metabasaltos do Grupo C (CM-06) .....	107
Figura 24 – Resultados U-Pb LA-ICP-MS para grãos de zircão detrítico dos metassedimentos da Sequência Contendas Mirante. (A) Gráfico de estimativa da densidade de Kernel indicando distribuição das idades na amostra de xisto com porfiroblastos de clorita (CM-04A); (B) Frequência de distribuição das idades para os xistos com magnetita disseminada (CM-10); (C) Frequência de distribuição das idades na amostra de quartzito (CM-12-C) .....	108
Figura 25 – Diagrama Concórdia U-Pb para grãos de zircão do augen granito (CM-05) .....	108
Figura 26 – (A) Imagens de catodo luminescência de alguns dos zircões detríticos analisados nos metassedimentos da Sequência Contendas Mirante. Os locais onde foram obtidas as idades U-Pb estão indicados; (B) Imagens de catodo luminescência de alguns dos zircões detríticos analisados nos metassedimentos da Sequência Contendas Mirante. Os locais onde foram obtidas as idades U-Pb estão indicados.....	109
Figura 27 – Diagrama de correlação $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , e $\text{Nd}^{143}/^{144}\text{Nd}$ para as rochas da Sequência Contendas Mirante. (A) Isócrona Sm-Nd indicando idade de $2528 \pm 69$ Ma para as amostras de BIFs, tremolíticos e uma amostra de filito preto; (B) Modelo de evolução de ENd (t) em função do tempo (2,0 Ga) para as BIFs da Sequência Contendas Mirante; (C) Diagrama Eu/Eu* versus TDM (Ga) evidenciando que as maiores anomalias positivas de Eu/Eu* apresentam as idades TDM mais antigas .....	110
Figura 28 – Padrão do ETR normalizado pelo PASS para BIFs Arqueanas de diversas regiões do mundo. Linha vermelha = BIFs puras do Grupo 01; Linha azul = BIFs impuras do Grupo 02 .....	111
Figura 29 – (A) Diagrama Ce/Ce* vs Eu/Eu* indicando campos de influência da fonte hidrotermal e contribuição detrítica em formações ferríferas (Leybourne, 2006); (B) Nossas amostras apresentam, em sua maioria, valores de Pr/Pr* >1; isto indica anomalias negativas verdadeiras de Ce/Ce*. Um número restrito de amostras apresenta valores de Pr/Pr* <1 Bau e Dulski (1996), Frei et al. (2008). .....	111
Figura 30 – (A) Diagrama Y/Ho (sem normalização, valores brutos) versus Eu/Sm ilustrando que as amostras do Grupo 02 evidenciam contaminantes clásticos; (B) Eu/Sm versus Eu/Eu*, indicando campos que possuem contribuição de fluidos de alta temperatura (>350°C), Bau e Dulski, 1999) e campos que mais se aproximam de águas oceânicas mais rasas (<500m) Frimmel et al. 2009. SCM – Sequência Contendas Mirante; CHARAC – Charge and Radius Control.....	112
Figura 31 – (A) Diagrama binário de (Co + Cu + Ni) versus (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ), com o campo de sedimentos proximais aos vents hidrotermais; (B) Eu/Sm versus Sm/Yb (Alexander et al., 2008), representando campos que apresentam contribuição de fluidos de alta temperatura (>350°C – Bau e Dulski, 1999) e campos que mais se aproximam de águas oceânicas mais rasas (<500 m).....	112
Figura. 32 - Diagramas de classificação propostos por Sacani (2015). (A) Classificação de ambiente tectônico. OCTZ: zona de transição oceano-continente; (B) variação composicional de diferentes tipos de rochas. D-MORB: MORB empobrecido; MTB: basaltos de médio Ti; OIB-CE: ilha oceânica com componente enriquecida (pluma mantélica); G-MORB: basaltos MORB com assinatura de granadas; P-MORB: basaltos MORB com influência de pluma mantélica; AB: basaltos alcalinos; PM: manto primordial; CAB: basaltos calcioalcalinos.....	112
Figura 33 – Padrão de distribuição multielementar normalizado pelo MORB (Pearce, J. A., 1983). (A) Rochas máficas da Sequência Contendas Mirante; (B) BIFs da Sequência Contendas Mirante. Grupo A – Tremolíticos; Grupo B – Metabasaltos da porção oeste; Grupo C – Metabasaltos da porção leste .....	113
Figura 34 – Diagrama com as razões moleculares das rochas máficas da SCM.....	113
Figura 35 – (A) Modelo deposicional para as BIFs da Unidade Inferior da Sequência Mirante. Estágio I (2.7 – 2.6Ga?) – Formação da crosta boninitica com deposição de BIFs do Grupo 1?; (B) Formação de arco magmático e deposição das BIFs do Grupo 02?; Estágio III – Preenchimento de uma bacia mais jovem com sedimentos da Unidade Intermediária/superior da Formação Mirante e posterior cratonização do terreno.....	114

## LISTA DE TABELAS – ARTIGO 01

Tabela 1 – Idades disponíveis em Ga para as diferentes unidades da Sequência Contendas Mirante .....	64
Tabela 2 – Dados químicos de cristais de magnetita em amostras de BIF e tremolítico .....	65
Tabela 3 – Análises químicas dos elementos maiores, menores e traços das amostras de Metassedimentos da Sequência Contendas Mirante .....	70
Tabela 4 – Análises químicas dos elementos maiores, menores e traços das rochas máficas da Sequência Contendas Mirante .....	75
Tabela 5 – Dados de U/Pb para a amostra CM-04B (Metabasaltos do Grupo B) .....	79
Tabela 6 – Dados de U/Pb para a amostra CM-12A (Metabasaltos do Grupo C) .....	79
Tabela 7 – Dados de U/Pb para a amostra AM-42 (Metabasaltos do Grupo C).....	80
Tabela 8 – Dados de U/Pb para a amostra CM-06 (Metabasaltos do Grupo C).....	81
Tabela 9 – Dados de U/Pb para a amostra CM-04A (Xistos do limite leste) .....	82
Tabela 10 – Dados de U/Pb para a amostra CM-10 (Xistos do limite oeste) .....	83
Tabela 11 – Dados de U/Pb para a amostra CM-12C (Quartzitos).....	84
Tabela 12 – Dados de U/Pb para a amostra CM-05 (Augen Granito).....	86
Tabela 13 – Dados de S/Nd para para amostas de Bif, chert, filito e tremolititos .....	87

## LISTA DE FIGURAS – ARTIGO 02

- Figura 1 – Esboço geológico-tectônico simplificado do Estado da Bahia indicando a localização da área de estudo. Chaves: BG – Bloco Gavião, 3.4 e 3.1 Ga (Nutman e Cordani, 1993; Martin et al., 1997; Pinto et al., 1998); BJ = Bloco Jequié, 3.0–2.6 Ga; BS = Bloco Serrinha, 3.0–2.9 (Oliveira et al., 1999; Mello et al., 2000; Rios et al., 2008; Rios, 2009a); BISC = Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, 2.7–2.4 Ga (Peucat et al., 2011; Barbosa et al., 2012) .....162
- Figura 2 – Mapa simplificado do Complexo Ibicuí-Ipiaú mostrando a distribuição das ocorrências de BIFs entre a região de Ibicuí e Itororó. A localização da Figura se encontra na Figura 1. Fonte: Modificado de Santos (2016).....163
- Figura 3 – Mapa Geológico simplificado com a localização das amostras analisadas. Fonte: Modificado de Santos (2016).....164
- Figura 4 – (A) Mapa geológico do Alvo Nenga evidenciando as relações de contato entre as BIFs e suas encaixantes e a localização do Furo de Sondagem amostrado (FR-NE-003); (B) Mapa geológico do Alvo Serra do Lontra com as relações de contato entre as BIFs e suas encaixantes, bem como a localização dos Furos de sondagem amostrados (SDL-DD-12-00002, SDL-DD-12-00004, SDL-DD-12-00006, SDL-DD-12-00020; SDL-DD-120015 e SDL-DD-12031 (Santos, 2016); (C) Mapa geológico do Alvo Itororó com as relações de contato entre as BIFs e suas encaixantes e a localização do Furo de Sondagem amostrado (FR-IT-003).....165
- Figura 5 – Strip log dos furos evidenciando a posição das amostras analisadas.....166
- Figura 6 – (A) Aspecto oxidado das BIFs localizadas nas porções mais superficiais; (B) Bandamento estirado com concentração de magnetita nas zonas de charneira; (C) Planos de falhas perpendiculares ao bandamento composicional; (D) Venulações preenchidas por grunerita, tremolita, actinolita, hornblenda, calcita, pirrotita e calcopirita; (E) Bandamento composicional com magnetita, grunerita, clinopiroxênio e quartzo onde comumente ocorrem sulfetos disseminados; (F) Rocha metamáfica de cor cinza escuro como blocos rolados; (G) BIF com bandamento composicional difuso, o que sugere a atuação de processos secundários; (H) Enriquecimento de sulfetos ao longo do bandamento composicional.....167
- Figura 7 – (A) Strip log do Furo NE-03 indicando a localização das amostras; (B) Perfil Geológico A-B indicando as litologias interceptadas e a posição das amostras coletadas no Alvo Nenga. ....168
- Figura 8 – (A) Zonas de baixa intensidade de deformação com bandamento composicional bem preservado; (B) Zonas de deformação moderada onde o bandamento composicional está difuso; (C) Zona de alta deformação com perda de continuidade do bandamento composicional e reconcentração de pirrotita e calcopirita; (D) Brechas com matriz composta por 20 a 80% de pirita calcopirita, pirrotita e magnetita. Notar clastos formados por grunerita, clinopiroxênio e magnetita; (E) veios formados por pirrotita, calcopirita e magnetita; (F) Metamáfica encaixante de granulação fina a média.....168
- Figura 9 – Síntese da composição modal das amostras do furo de sondagem (FR-NE-003) realizados no Alvo Nenga. Mag1 - Magnetita; Qtz1 - Quartzo; Cpx1 - Clinopiroxênio; Opx1 = ortopiroxênio; Gru1 - Grunerita-cumingtonita; Po-Pirrotita; Hbl1- Hornblenda; Pl - Plagioclásio; Mag2 - Magnetita hidrotermal; Po1 - Pirrotita hidrotermal; Cpy1 - Calcopirita; Ms - muscovita/serita; Hbl1 - Hornblenda hidrotermal; Gru1 - Grunerita hidrotermal; Tre - Tremolita; Cal - Calcita; Mon/apt - Monazita hidrotermal; Fe-Ge - Ferrogendrita hidrotermal; BIF - Formação Ferrífera Bandada; HS - Zona de Alta sulfetação; MF - Rocha metamáfica .....169
- Figura 10 – Fotomicrografia das BIFs em amostras coletadas no furo de sondagem FR-NE-003'. (A) Quartzo, clinopiroxênio e ortopiroxênio granular em contatos retos com inclusões de clinopiroxênio e grunerita. Notar que pequenos cristais de quartzo ocorrem ao longo do bandamento rico em magnetita e diminutos cristais de zircão. (NE-02); (B) Aspecto geral da rocha com microestrutura granoblástica levemente nematoblástica marcada pela orientação do clinopiroxênio. Notar grunerita em contato reto a interlobados com quartzo, magnetita e piroxênio (NE-05); (C) Magnetita em contato com quartzo e grunerita. Notar núcleo da pirrotita e da magnetita corroído por mineralogia secundária (NE-10); (D) Destaque para a pirrotita inclusa em quartzo. Notar hábito arredondado e a presença de calcopirita na borda da pirrotita (NE-10); (E) Imagens de elétrons retroespalhados evidenciando diminutos cristais idióblásticos de calcopirita inclusa em quartzo (NE-04). Notar diminutos cristais preenchendo fraturas e cristalizando ao longo dos planos de clivagem da grunerita; (F) Imagens de elétrons retroespalhados evidenciando microcristais de monazita inclusas em cristais de quartzo (NE-10).....170
- Figura 11 – (A) Inclusões de quartzo em hornblenda. Notar feições de embaiamento com cristais de magnetita sugerindo um processo de reação originando os minerais opacos. Notar, também, inclusões de quartzo (NE-17); (B) Plagioclásio sem orientação preferencial com geminação

polissintética do tipo albita (NE-16); (C) Clinopiroxênio com feições esqueléticas. Notar com inclusões quartzo (NE-16); (D) Zircão incluído em cristais de hornblenda (NE-14); (E) Cristais de clinopiroxênio fraturados. Notar bordas de reação nos cristais de clinopiroxênio; (F) Cristais de plagioclásios com bordas de reação. Notar inclusões de zircão.....171

Figura 12 – Fotomicrografia das zonas de alteração hidrotermal do Alvo Nenga. (A) Mineralogia hidrotermal formada por calcita, grunerita, tremolina e magnetita (NE-13); (B) Microestrutura de substituição orientada representada por cristais de magnetita distribuídos no contato entre os grãos de quartzo e magnetita (NE-14); (C) Microestrutura de reação evidenciada pelo crescimento hornblenda nas bordas da magnetita e do clinopiroxênio (NE-17); (D) Magnetita venular truncando os grãos de clinopiroxênio (NE-13); (E) Biotita sem orientação preferencial truncando grunerita, quartzo e plagioclásio (NE-16); (F) Cristal de pirrotita em veios e evidenciando transformação para calcopirita (NE-15); (G) Veio de calcopirita truncando hornblenda. Notar que, junto a estes veios, ocorrem tremolita, grunerita e cálcica como diminutos cristais. (NE-17); (H) Imagens de elétrons retroespalhados mostrando microcristais de monazita incluídos em hornblenda (NE-14).....172

Figura 13 – Diagrama composicional para os grãos de magnetitas em amostras de BIFs. (A) Diagrama  $\text{SiO}_2$  (%) versus  $\text{FeO}$  (%). Notar que os grãos de magnetitas da amostra NE-09 são mais ricos em  $\text{FeO}$ ; (B) Diagrama  $\text{V}_2\text{O}_3$  (%) versus  $\text{FeO}$  (%). Notar que a magnetita da amostra NE-09 novamente se diferencia das demais e apresenta enriquecimento de  $\text{FeO}$  e  $\text{V}_2\text{O}_3$ , semelhante à amostra NE-13; (C) Diagrama Binário Ti (ppm) versus Al (ppm) (Chung et al., 2015); (D) Diagrama binário Ti + V versus Al + Mn. Os grãos analisados plotam no campo de temperaturas entre 300-500°C. Note-se que as análises das magnetitas da amostra NE-13 plotam no limite do campo de temperatura entre 300-500°C e superior a 500°C. Essas temperaturas são estimativas baseadas em valores publicados por Chung et al. (2015).....173

Figura 14 – Diagrama binário de classificação de anfibólios (Leake et al., 1997) das BIFs do Alvo Nenga. Notar ferrogendrita encontrada nas amostras N-09, NE-10 e NE-13 e ocorrendo nas bordas da grunerita, magnetita e clinopiroxênio .....174

Figura 15 – Diagrama de classificação de piroxênios de Marimoto (1988) para amostras de BIFs do Alvo Nenga. Wo-wollastonita ( $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ); En-enstatita ( $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ); Fs-ferrossilita ( $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ).....174

Figura 16 – Imagens de elétrons retroespalhados das amostras de BIF do furo de sonda FR-NE-003. (A) Grãos de magnetita dispersos na trama da rocha (NE-09); (B) Cristais finos de magnetita dispersos na trama da rocha (NE-04); (C) Cristais de magnetita intensamente fraturados. Notar cristalização da magnetita ao longo dos planos de clivagem da grunerita (NE-13); (D) Cristais de ferrogendrita desenvolvidos nas bordas da magnetita, clinopiroxênio e dos cristais de pirrotita. Notar o desenvolvimento de grunerita nas bordas da pirrotita com formato arredondado (NE-10); (E) Cristais de clinopiroxênio em contato interlobado com magnetita e apatita (NE-09); (F) Cristais de pirrotita sub-arredondados. Notar contato do sulfeto com magnetita (NE-10). Magnetita (Mag); Grunerita (Gru); Quartzo (qtz); Ferrogendrita (Fe-Ge); Clinoferrossilita (cpx); Apatita (Apt); A (anfibiólio); M (Magnetita); P (piroxênio) e S (sulfetos). Notar pontos analisados na microsonda e ver Tabelas 2, 3, 4 e 5. ....175

Figura 17 – Diagramas mostrando o padrão de ETR normalizado pelo Post Archean Australian Shale - PAAS (Taylor e McLennan, 1985). (A) Formações Ferríferas Bandadas metamorfizadas puras (Grupo 1); (B) Formações Ferríferas Bandadas metamorfizadas impuras (Grupo 2). Notar que os padrões de ETR da amostra NE-03 e NE-13 são diferentes das demais amostras de BIFs e sugerem modificações secundárias. NS - normalizado ao PASS; CN = normalizado ao condrito .....176

Figura 18 – (A) Diagrama  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (%) versus Ni (ppm) evidenciando o maior conteúdo em Ni para as amostras de BIFs impuras; (B) Diagrama B (ppm) versus Z (ppm) evidenciando o maior enriquecimento em Zr para as BIFs impuras; (C) Diagrama Zr (ppm) versus Nd (ppm) evidenciando o enriquecimento de Nd para as amostras das BIFs impuras; (D) Diagrama Sm versus  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (%) evidenciando o maior enriquecimento em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  para as BIFs impuras. Notar que a amostra NE-13 apresenta-se mais enriquecida em  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , Nd, Ni e Zr. Círculo vermelho – BIFs puras; Círculo azul – BIFs impuras.....176

Figura 19 – Diagrama mostrando o padrão de ETR normalizado pelo Condrito (Thompson, 1982). (A) Amostras da zona sulfetada com anomalias negativas de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , exceto para a amostra NE-16. Notar semelhança do padrão de ETR com os granitoides colisionais paleoproterozoicos do cráton do São Francisco (Cruz et al., 2016) e com a média dos ETR das BIFs deste estudo, excluindo amostras NE-13 e NE-03. (B) Amostra de anfibólito normalizado ao condrito. Notar certa semelhança entre o padrão de ETR da amostra NE-18 e os padrões dos reservatórios OIB de Sun e McDonough (1989) .....177

Figura 20 – Padrão de distribuição multielementar normalizado pelo MORB (Pearce, 1983) para as amostras de rochas do furo FR-NE-003. (A) Amostras de BIFs puras; (B) Amostras de BIFs impuras; (C) Amostras da zona sulfetada; (D) Amostra de rocha metamáfica .....177

Figura 21 (A) Estimativa da densidade de Kernel para grãos de zircão em amostra de quartzito (16-GCRONO-7B); (B) Gráfico de Concórdia Wetherill da amostra de metatonalito (16-GCRONO-7A); (C) Gráfico de Concórdia Wetherill de amostras de anfibolitos (16-GCRONO-1,2,3,8); (D) Estimativa da densidade de Kernel para os grãos de zircão em amostra de BIF(16-GCRONO-10).....	178
Figura 22 – Imagens de catodo luminescência para os zircões analisados nas rochas da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí. (A) Quartzito; (B) Metatonalito; (C) Rocha metamáfica; (D) BIFs do Alvo Serra do Lontra .....	178
Figura 23 – (A) Modelo de evolução de ENd (t) em função do tempo (2.6 Ga) para as Formações Ferríferas Bandadas metamorizadas do Alvo Nenga; (B) Isócrona Sm-Nd indicando idade de $2098 \pm 390$ Ma para as rochas metamáficas, as BIFs e as amostras da zona sulfetada no mesmo diagrama .....	179
Figura 24 – (A) Modelo de evolução de ENd (t) em função do tempo (2.6 Ga) para as Formações Ferríferas do Alvo Serra do Lontra; (B) Isócrona Sm-Nd indicando idade de $2392 \pm 330$ Ma para as rochas metamáficas e as BIFs no mesmo diagrama.....	179
Figura 25 – (A) Modelo de evolução de ENd (t) em função do tempo (2.6 Ga) para as Formações Ferríferas Bandadas metamorizadas do Alvo Itororó; (B) Isócrona Sm-Nd indicando idade de $2573 \pm 89$ Ma para as rochas metamáficas e as BIFs no mesmo diagrama. Os parâmetros isotópicos usados nos cálculos seguem De Paolo (1981). .....	179
Figura 26 – (A) Diagrama de $\delta^{34}\text{S}$ versus $\Delta^{33}\text{S}$ para as pirrotitas dos Alvos Nenga e Itororó. A linha cheia completa com $\Delta^{33}\text{S} = 0$ representa o fracionamento dependente da massa obtido a partir dos padrões de referência discutidos por Bühn et al. (2012); (B) Composição $\delta^{34}\text{S}$ e $\delta^{33}\text{S}$ dos sulfetos do Alvo Nenga e Itororó. As linhas pontilhadas são as linhas teóricas do fracionamento dependente da massa obtida a partir de padrões de referência (Ding et al., 2001; Hu et al., 2003; Mason et al., 2006; Bühn et al., 2012).....	180
Figura 27 – Diagrama de barras indicando a composição das amostras do furo de sondagem FR-NE-003. (A) Diagrama dos elementos Na + K <sub>2</sub> O + Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%); (B) Diagrama dos elementos $\Sigma\text{ETR}$ (ppm); (C) Diagrama de composição do V (ppm); (D) Diagrama da composição do Cu (ppm); (E) Diagrama composição do Au (ppb); (F) Diagrama da composição do U (ppm) .....	180
Figura 28 – (A) Diagrama Gd <sub>SN</sub> /Gd <sub>SN</sub> vs. La <sub>SN</sub> /La <sub>SN</sub> (Viehmann et al., 2015); (B) Amostras apresentam valores de Pr/Pr >1, isto indica anomalias negativas verdadeiras de Ce/Ce <sub>SN</sub> (Planavsky et al., 2010); (C) Diagrama Y/Ho versus Zr (ppm); (D) Diagrama $\Sigma\text{ETR}$ versus Eu/Eu <sub>CN</sub> (Bolhar et al., 2004); (E) Diagrama Sm/Yb versus Eu/Sm (Alexander et al., 2008) sugerindo que as BIFs estudadas foram depositadas proximais aos fluidos hidrotermais submarinos .....	181
Figura 29 – (A) Diagrama binário de (Co + Cu + Ni) versus (Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ) com o campo dos depósitos hidrotermais e sedimentos metalíferos de fundo oceânico (Dymek e Klein, 1988); (B) Diagrama Fe/Ti e Al/(Al+Fe+Mn) comparando as amostras analisadas com a composição aproximada de sedimentos metalíferos hidrotermais da Cadeia Leste do Pacífico ( <i>East Pacific Rise – EPR</i> ) (Barrett, 1981); sedimentos pelágicos (PC), rochas da crosta continental (UC) (Taylor e McLennan, 1985), sedimentos metalíferos do sistema hidrotermal do Mar Vermelho (RS) (Marching et al., 1982); (C) Diagrama Eu/Sm <sub>(SN)</sub> versus Eu/Eu <sub>(CN)</sub> evidenciando que nas amostras do grupo 01 predominam maiores valores de Eu/Eu e Eu/Sm; (D) Diagrama Sm/Yb <sub>NS</sub> versus Sm/Yb <sub>NS</sub> (Alexander et al., 2008) representando campos com a composição de fluidos hidrotermais exalativos de alta temperatura (>350°C, Bau e Dulski, 1999), bem como o campo composicional das águas oceânicas mais rasas (<500 m). .....	182
Figura 30 Diagrama comparando os dados de isótopos de enxofre da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí deste estudo com os sulfetos da província Carajás-PA (Fabre et al., 2011), Quadrilátero Ferrífero-MG (Lobato et al., 2001) e Pilar-Ga (Jost et al., 2008). (A) Diagrama $\Delta^{33}\text{S}$ versus $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ ; (B) diagrama $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ versus $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ .....	183
Figura 31 – Diagrama de correlação $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para o conjunto de amostras dos três alvos da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Ipiaú. (A) Isócrona Sm-Nd indicando idade de $2536 \pm 89$ Ma para as rochas metamáficas e as Formações Ferríferas no mesmo diagrama.....	183
Figura 32 – Coluna estratigráfica esquemática da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Ipiaú e distribuição dos dados U/Pb, Sm/Nd, eNd (2.6) e $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ das amostras analisadas .....	184
Figura 33 – Modelo sugerido para deposição das BIFs da Sequência metavulcano-sedimentar Ibicuí-Ipiaú e posterior remobilização de metais. A – Estágio I – deposição das BIFs em ambiente marinho raso, sob influência continental félsica em ambiente dominado por fluidos de alta temperatura; Estágio II - deformação paleoproterozoica responsável por amalgamar os terrenos e reconcentrar metais nas zonas de baixa pressão. Geralmente na forma de veios e brechas.....	185

## LISTA DE TABELAS – ARTIGO 02

Tabela 1 – Composição isotópica dos materiais de referência utilizados. 1) Ding et al., 2001; (2) Hu, et al., 2003; (3) Mason et al., 2006; (4) Bühn et al. 2012.....	154
Tabela 2 – Resultados das análises químicas de grãos de magnetitas das amostras do furo FR-NE-003 .....	154
Tabela 3 - Resultados das análises químicas do anfibólio das amostras do furo FR-NE-003. ....	154
Tabela - 5 - Resultado das análises químicas (ppm) dos sulfetos analisados em furo FR-NE-003 e a razão dos elementos traços Co/Ni, Cu/Ni e Zn/Ni. ....	155
Tabela - 6 - Análises químicas dos elementos maiores (%) das amostras no Furo NE-FR-003.....	155
Tabela - 7 - Teores dos elementos de terras-raras (ppm) e anomalias de Eu/EuSN , Ce/CeCN, Pr/PrSN, La/LaSN, Gd/GdSN, YbSN, Y/Ho, Zr/Nd, SmYb/CN, Eu/SmCN, Nb/Y e $\Sigma$ ETR total para 18 amostras coletadas ao longo do furo FR-NE-003. CN = normalizado ao condrito (Taylor e McLennan, 1985); NS = normalizado ao PASS (Taylor e McLennan, 1985).....	156
Tabela - 8 - Análises químicas dos elementos traços das amostras coletadas ao longo furo NE-FR-003. Valores de Dy(n) vs. Yb(n) são normalizados pelo N-Morb de Sun e McDonough (1989).....	157
Tabela - 9 - Resumo dos dados U-Pb por LA-ICP-MS para a amostra 16-GCRONO-7B.....	158
Tabela - 10 - Resumo dos dados U-Pb por LA-ICP-MS para a amostra 16-GCRONO-7A.....	158
Tabela - 11 Resumo dos dados U-Pb por LA-ICP-MS para a amostra 16-GCRONO-1,2,3,8.....	159
Tabela - 13- Dados de Isótopos de Sm/Nd das amostras analisadas do Alvo Nenga (BIFs). Os parâmetros isotópicos usados nos cálculos seguem De Paolo, 1981.....	160
Tabela - 14 - Dados de Isótopos de Sm/Nd das amostras de BIFs e metamáficas do Alvo Serra do Lontra. Os parâmetros isotópicos usados nos cálculos seguem De Paolo (1981). ....	160
Tabela - 15 - Dados de Isótopo de Sm/Nd das amostras de BIFs e das rochas metamáficas do Alvo Serra do Lontra. Os parâmetros isotópicos usados nos cálculos seguem De Paolo (1981).....	160
Tabela - 16 - Composição dos isótopos de enxofre das amostras analisadas.....	160
Tabela - 17 – Valores médios do elemento traços em sulfetos das amostras NE-10 e NE-04 deste estudo. PW- Formação Parktown e CW-Formação Coronation – Super Grupo Witwatersrand; SP-BIFs da Formação Sinqeni, Supergrupo Pongola (Guy et al., 2010); HS – BIF não mineralizadas de Homestake (Steadman e Large, 2016); Composição média de cristais de formadas no ambiente sedimentar –SP - n = 220 (Gregory, et al., 2015).....	161

## LISTA DE FIGURAS – ESTADO DA ARTE

Figura 1 – Química da água do mar e eventos terrestres relacionados aos três estágios de oxigenação oceano-atmosfera (1, 2, 3). MIF – mass-independent fractionation (Pufahl e Hiatt, 2012) .....	187
Figura 2 – Valores de $\delta^{34}\text{S}$ em pirita com idade desde o Arqueano até o Neoproterozoico (Lyons et al., 2006) .....	188
Figura 3 – Curva do fracionamento isotópico do oxigênio para o sistema hematita-água (Gutzmer et al., 2006).....	189
Figura 4 - Composição isotópica de oxigênio em óxidos de ferro (hematita, magnetita) em baixo grau metamórfico BIF de idade Arqueano – Paleoproterozóica. (Gutzmer, 2006). .....	190
Figura 5 – Variações seculares de $\delta^{56}\text{Fe}$ para Formações Ferríferas Arqueanas e Paleoproterozóicas (Bekker et al., 2010).....	191
Figura 6 - Isócrona Sm-Nd das BIFs impuras do Supergrupo Krivoy Rog, Ucrânia, (Viehmann, et al., 2015) .....	192
Figura 7 – Diagrama esquemático ilustrando a migração das plumas hidrotermais e a distribuição de fácies no ambiente sedimentar marinho (Bekker et al., 2010) .....	193
Figura 8 – Variação secular de Eu/Eu em BIFs. Caixa e barra representam um valor médio Eu/Eu (Kato et al., 2006) .....	194
Figura 9 - Padrão do ETR normalizado pelo condrito para Formações Ferríferas de diversas regiões (Kato, et al., 2006).....	<b>Erro! Indicador não definido.</b>
Figura 10 – Padrões de ETR normalizados pelo Condrito. (A) Água do Mar; (B) Fluidos hidrotermais de alta temperatura; (C) Crosta manganesífera; (D) Sedimentos Pelágicos (Kato et al., 2006) .....	197
Figura 11 – Variação secular do Ce/Ce* em BIFs (Kato et al., 2006) .....	198
Figura 12 – Diagrama binário Sm(ppm) vs Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (%) evidenciando linhas de mistura entre os sedimentos puros e impuros (Viehmann et al., 2015) .....	199
Figura 13 – Tendência temporal das razões Y/Ho características de BIFs. A barra cinza indica valores compostos do folhelho australiano pós-arqueano (PAAS). BIFs arqueanas revelam razões Y/Ho maiores que as do PAAS, enquanto as depositadas no paleoproterozoico apresentam amplo intervalo de razões Y/Ho (Planavsky et al., 2010).....	200
Figura 14 – Diagrama Sm/Yb e Eu/Sm com dados das BIFs de 3.7 Ga Isua (Bolhar et al., 2004), das BIFs de 2.5 Ga Kuruman (Bau e Dulski, 1996), águas rasas do oceano pacífico (<500 m) (Alibo e Nozaki, 1999) e fluidos hidrotermais de alta temperatura (>350 C) (Dulski e Bau, 1999). (NS = normalizadas pelo PASS) (Alexander et al., 2008) .....	201
Figura 15 – Tipo de rochas encaixantes das BIFs em relação com a profundidade do ambiente deposicional. (A) conglomerado e/ou arenito; (B) dolomita e/ou calcário; (C) xisto (frequentemente tufáceos); (D) rocha vulcânica submarina (tufos e lavas); (E) sulfeto tipo VMS (Ohmoto et al., 2006) .....	202
Figura 16 – Distribuição global dos sítios hidrotermais e depósitos de sulfetos metálicos (Herzig et al., 2000) .....	203
Figura 17 – Modelo para a evolução hidrosfera antes de 3.2 Ga com oxidação fotoquímica do sulfato (Huston e Logan, 2004).....	204
Figura 18 - Ilustração esquemática das distribuições temporais (Condie, 2002; Huston et al., 2004). .....	205
Figura 19 – Diagrama esquemático da circulação hidrotermal e depósitos associados (Herzig et al., 2000) .....	211
Figura 20 – Intervalos de concentração típicos de metais e de H <sub>2</sub> S em sistemas hidrotermais submarinos com base em cálculos termodinâmicos (Ohmoto et al., 1983; Ohmoto e Goldhaber, 1997) e análises de fluidos hidrotermais submarinos (Scott, 1997). A linha inferior representa o campo de estabilidade para o conjunto de pirita + pyrrhotita + magnetita, uma assembleia comum em basaltos (Ohmoto et al., 2006). .....	212
Figura 21 – Tendência temporal com parâmetros-chaves relacionados ao conteúdo de Au na água do mar (A) Variação do teor de Au em pirita sedimentar. Cada ponto pequeno representa uma análise de pirita; (B) Distribuição dos terrenos vulcano-sedimentares e rochas ultramáficas (Condie, 1994; Isley e Abbott, 1999); (C) Distribuição de Formações Ferríferas ao longo do tempo (Bekker et al., 2010); (D) Distribuição de rochas sedimentares hospedeiras de ouro (depósitos maiores que 200 toneladas de Au). Modificado de Large et al. (2015).....	216
Figura 22 – O Cráton do São Francisco e suas Faixas Móveis Marginais .....	217
Figura 23 – Figura esquemática mostrando distribuição das Sequências Vulcanosedimentares contendo BIFs no Estado da Bahia. ....	221

## LISTA DE TABELAS – ESTADO DA ARTE

Tabela 1 - Resumo das características dos principais depósitos auríferos hospedados em BIFs (Chl: clorita; Sid: siderita; Ser: sericita; Ank: ankerita; Carb: carbonato; Dol: dolomita; Hb: hornblenda; Qz: quartzo; Rut: rutilo; Py: pirita; Asp: arsenopirita; Po: pirrotita; Fe:Ferro). Modificada de Garzon et al,(2015). .....	206
Tabela 2 - Depósitos de Sulfato associados às Bifs e outras Rochas (Huston e Logan, 2004) .....	207
Tabela 3 - BIFs tipo óxido e Carbonato associada com rochas vulcânicas (Ohmoto et al., 2006).....	209
Tabela 4- BIFs tipo óxido e Carbonato associada com rochas sedimentares (Ohmoto et al., 2006) .	210

## 1 INTRODUÇÃO

As formações ferríferas bandadas (BIFs) pré-cambrianas ao redor do mundo, incluindo aquelas hospedadas no Cráton do São Francisco (CSF), podem ser consideradas como provas da sedimentação química marinha exalativa no início da história da Terra, sendo estas rochas consideradas como fontes confiáveis para a determinação das características da água do mar no passado geológico (KATO et al., 2006; BEKKER et al, 2010; PLANAVSKY et al, 2010; VIEHMANN et al, 2015; VIEHMANN et al, 2016). As assinaturas geoquímicas das Formações Ferríferas (BIFs) têm sido consideradas como uma importante ferramenta que permite fazer inferências sobre as mudanças globais nas condições de oxigenação do sistema oceano-atmosfera, principalmente na transição Arqueano-Paleoproterozóico (BEKKER et al., 2010; PUFAHL; HIATT, 2012). Do ponto de vista metalogenético, as características geológicas, mineralógicas e geoquímicas das BIFs apresentam uma interessante correlação entre o tipo de rocha associada e o tipo de mineralização, o que torna estas rochas atrativas do ponto de vista exploratório (GROVES, 2005; OHMOTO et al., 2006, GARZON et al., 2010).

O Estado da Bahia possui um dos mais completos registros da evolução geológica da América do Sul, formado, em sua maior parte, por terrenos antigos pertencentes ao Cráton do São Francisco (BARBOSA; SABATÉ, 2002). As sequências metavulcano-sedimentares do Estado da Bahia, de um modo geral estão metamorfisadas sob condições de baixo a alto grau metamórfico e são bastante expressivas, sendo algumas notadamente do tipo Greenstone Belt (GUIMARÃES et al., 2005), o que lhe confere uma área fértil, do ponto de vista metalogenético, principalmente ouro, metais base (Cu, Pb, Zn, Ni) e ferro (FIGUEIREDO, 2009; CRUZ et al., 2009; BORGES, 2010; CUNHA et al., 2012; BARBOSA et al., 2012). As mais expressivas Sequências Vulcano-sedimentares do Estado da Bahia se encontram preservadas em 18 diferentes unidades geológicas com idades que vão do arqueano ao paleoproterozóicos e que estão distribuídas no Bloco Arqueano Gavião, Jequié, Serrinha e Itabuna-Salvador-Curaçá. No Bloco Jequié, as sequências Vulcano-sedimentares ocorrem como pequenas lentes espaçadas associadas a rochas máficas ricas em Ti (SÁ et al., 2010). Entre os Blocos Arqueanos Itabuna-Salvador-Curaçá e Jequié, destaca-se o Distrito Ferrífero de Ibicuí-Iguaí (SANTOS, 2016). O Bloco Serrinha tem a Sequência Rio Itapicurú como

principal representante (SILVA, 2001) e, mais a leste, no Bloco Uauá, a Sequência Rio Capim (WINGER, 1984; SILVA, 1992). Na porção norte do Cráton do São Francisco destacam-se as Sequências metavulcano-sedimentares Mundo Novo (MASCARENHAS; SILVA, 1996), Lagoa do Alegre (SOUZA et al., 1979; PIRES, 2016), Salitre-Sobradinho (SOFNER, 1971), Barreiro-Colomi (SOUZA, 1977) e Tiquara (BARBOSA, 2012). Na porção Sul do Bloco Gavião, destacam-se as Sequências Umburana (CUNHA; FROES, 1994), Brumado (CUNHA; FROES, 1994), Ibitira-Ubiraçaba (BARBOSA; CRUZ, 2011), Guajeru (LIMA et al., 1981), Riacho de Santana (BASTOS LEAL, 1998; SILVEIRA, 2000), Boquira (MISI, 2006; GARCIA, 2011), Licínio-Caetité-Urandi (BORGES et al., 2012; FIGUEIREDO, 2009) e Contendas Mirante (MARINHO, 2009). Todas estas Sequências Vulcano-sedimentares contêm expressivas ocorrências de BIFs e algumas delas são portadoras de importantes jazidas minerais de ouro, chumbo e manganês, tais como as BIFs auríferas da Sequência Contendas Mirante (MARINHO, 2009), as BIFs ricas em Pb-Zn de Boquira (MISI, 2006) e as BIFs Manganesíferas do distrito de Caetité-Licínio de Almeida-Urandi (BORGES et al., 2012).

Dessa forma, o nosso principal objetivo é entender os padrões geoquímicos e isotópicos das BIFs da porção centro-sul do CSF. Além disto, buscamos estabelecer parâmetros de correlação com outras regiões do mundo, como também estabelecer um link entre os grandes eventos de oxidação global, as fontes geradoras de BIFs e mineralizações associadas na transição Arqueano–Paleoproterozóio no CSF.

A principal justificativa para estudar as BIFs do CSF é que estas rochas estão hospedadas em Sequências Vulcano-sedimentares Paleoproterozoicas (2.2-2.1 Ga) e Arqueanas (2.7-2.5 Ga). Estas áreas são bem conhecidas em termos mundiais, entretanto, não existe nenhum estudo sistemático sobre as BIFs e suas encaixantes na literatura internacional. E, ainda, muito embora estas rochas tenham sido alvos de inúmeros estudos de exploração mineral, as BIFs do CSF do Estado da Bahia carecem de estudos petrológicos e geocronológicos mais apurados. Assim, o desenvolvimento de estudos desta natureza poderá somar esforços para a reconstituição paleogeográfica de terrenos arqueanos do Cráton do São Francisco.

O escopo da tese é apresentado na forma de dois artigos científicos submetidos em publicações de revistas internacionais. O primeiro responde pelo seguinte título: **“NEOARQUEAN BANDED IRON FORMATION OF THE SUTURE ZONE BETWEEN THE ARCHAEOAN BLOCKS GAVIÃO AND JEQUIÉ:**

**IMPLICATIONS FOR ORIGIN AN EARLY INTRA-OCEAN ARC SYSTEM ASSOCIATED TO BONINITICAL BASALS OF THE LOWER UNIT OF THE SEQUENCE CONTENTS MIRANTE, IN THE CRATON OF SÃO FRANCISCO BAHIA, BRAZIL” e o segundo “*BANDED IRON FORMATION FROM THE VULCANOSSEDIMENTARY IBICUI-IGUAI OF THE IBICUI-IPIAÚ COMPLEX, LOCATED AT THE LIMITS OF ARCHAEOAN BLOCKS JEQUIE AND ITABUNA-SALVADOR-CURAÇA: EVIDENCE OF AN OCEAN IN THE ARCHEAN-PALEOPROTEROZOIC TRANSITION, SÃO FRANCISCO CRATON, BRAZIL*”.**

Ressalta-se que esses dois artigos serviram de base para a elaboração de um terceiro artigo intitulado “***DISTRIBUTION OF YTTRIUM AND RARE-EARTH ELEMENTS IN THE SEDIMENTARY SEQUENCES IN ARCHEAN-PALEOPROTEROZOIC TRANSITION IN CRATON OF SÃO FRANCISCO, NE, BRAZIL***” que, além de contar com os dados apresentados nesta tese, contará também, com os dados geoquímicos e isotópicos inéditos das Formações Ferríferas da porção oeste do Cráton do São Francisco, tais como Urandi, Boquira, Paratinga, Riacho de Santana e Caetité. Este trabalho está em revisão e não foi possível incluir neste manuscrito.

## 1.1 PROBLEMA INVESTIGADO

Esta tese investiga os registros de processos sedimentares em BIFs na porção Centro Sul do Cráton do São Francisco e suas relações com a história evolutiva Arqueana-Paleoproterozoica. Além disto, pretendemos responder a algumas questões fundamentais tais como:

- A atividade química-exalativa no CSF ocorreu em um mesmo intervalo de tempo?
- Um único evento seria responsável por ampla precipitação de BIFs no Cráton do São Francisco na Bahia?

Para tanto, este estudo focou em uma caracterização geoquímica e isotópica das rochas básicas e das formações ferríferas bandadas da Porção Centro Sul do Cráton do São Francisco e, para isto, utilizamos uma metodologia já amplamente discutida por diversos pesquisadores, por exemplo, Bau e Dulski (1996), Webb e Kamber (2000), Shields e Stille (2001), Nothdurft et al. (2004), Shields e Webb

(2004), Webb e Kamber, (2000); Bolhar et al. (2004), Alexander et al. (2008), Viehmann (2015), enquanto, para as rochas máficas, utilizamos os critérios adotados por Shervais (1982), Pearce (2008), Polat et al. (2002), Polat et al. (2006), Polat et al. (2013) e Sacani (2015).

### 1.3 SÍNTESE DOS RESULTADOS

Os resultados obtidos sugerem a existência de múltiplas bacias no Cráton do São Francisco (CSF) e a existência de diversas fumarolas atuando por um longo período de tempo. Além disto, a porção leste da Sequência Contendas Mirante foi formada em um ambiente de subducção intraoceânica, mais especificadamente em bacia de *fore-arc* no neoarqueano. Os principais representantes desta bacia correspondem a basaltos de idade de cristalização U/Pb em zircão de  $2654 \pm 9.9$  Ma e Formações Ferríferas Bandadas (BIFs) que definem uma isócrona Sm-Nd de  $2539 \pm 89$  Ma e MSWD = 1.5, interpretada como a idade de deposição das BIFs. Zircões detríticos coletados em quartzitos da unidade inferior da Sequência Contendas Mirante evidenciam duas populações: a primeira com idade entre 2625 Ma a 2706 Ma e a segunda com idade entre 3146 Ma e 3469 Ma, sendo, portanto a idade mínima da bacia de 2.6 Ga. Idades mais jovens, de 1960 a 2149 Ma, foram identificadas em zircões detríticos coletados em xistos da unidade superior da Sequência Contendas Mirante e apontam para a existência de um segundo ciclo deposicional e, portanto, mais jovem.

As BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí revelam enriquecimento hidrotermal que forma veios ricos em sulfetos com certo potencial econômico e os dados U-Pb em zircões detríticos coletados nos quartzitos associado às BIFs apontam para 3 populações de zircões, de  $3234 \pm 12$  Ma,  $2620 \pm 8$  Ma e  $2660 \pm 27$  Ma, o que indica uma sedimentação mais jovem que 2.6 Ga, semelhante às idades obtidas na Sequência Contendas Mirante. As metamáficas encaixantes das BIFs apresentam idade U-Pb em zircão de  $2645 \pm 11$  Ma, enquanto o metatonalito intercalado da sequência metavulcano-sedimentar apresenta idades de  $2646 \pm 6$  Ma, sendo estas idades interpretadas como a idade do sistema magmático responsável pela deposição das BIFs na Sequência metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí. Os resultados U-Pb em zircão nas BIFs mostram grãos com

idades de  $2510 \pm 17$  Ma a  $2.6 \pm 3.9$  Ma, o que permite restringir um período de tempo de 2.4 a 2.5 Ga para a deposição das BIFs e, portanto na transição Arqueano–Paleoproterozóico.

Já os dados Sm-Nd das BIFs e suas encaixantes permitem definir uma idade de  $2536 \pm 89$  Ma e  $MSWD = 1.5$ . Esta idade é interpretada como a idade de deposição das BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Ipiaú. Além disto, os dados de isotópicos de S de alta precisão das BIFs e suas encaixantes revelam a existência do efeito do fracionamento independente da massa (MIF) nas amostras analisadas.

A compilação desses dados, juntamente com os demais dados coletados ao longo deste trabalho, mostra que as BIFs do Cráton do São Francisco apresentam diferentes padrões de ETR e aponta que as rochas localizadas na porção oeste do Cráton foram depositadas em condições oceânicas mais rasas e evidenciadas pelas fortes anomalias positivas de Y. Além disso, as BIFs da porção leste do cráton apresentam anomalias de  $Eu/Eu^*$  menos intensas, enquanto que, nas BIFs da porção oeste (Contendas Mirante e Ibicuí-Iguaí), as anomalias de Y estão ausentes e as anomalias positivas de  $Eu/Eu^*$  são mais evidentes. Já os dados Sm-Nd mostram que as BIFs da porção centro-sul do Cráton do São Francisco são co-genéticas e foram depositadas na transição arqueano-paleoproterozóico.

**Artigo 01**

Manuscript Number:

**Título: “FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS NEOARQUEANAS DA ZONA DE SUTURA ENTRE OS BLOCOS ARQUEANOS GAVIÃO E JEQUIÉ: IMPLICAÇÕES PARA ORIGEM DE UM SISTEMA DE ARCO INTRA-OCEÂNICO PRECOCE ASSOCIADO A ROCHAS BONINÍTIAS DA UNIDADE INFERIOR DA SEQUÊNCIA CONTENDAS MIRANTE, NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO BAHIA, BRASIL”**

Article Type: Research Paper

Keywords: BIF; Massif Archean; Geochemistry of Iron Formation; Gold

Corresponding Author: <sup>1</sup>Rios, C.V ; <sup>1</sup>Dantas, E.L ; <sup>2</sup>Cruz S.C.P.; L.; <sup>1</sup>Bühn, B; <sup>3</sup>Bau.M

Corresponding Author's Institution <sup>1</sup>University Brasília, <sup>2</sup>Federal University of Bahia and <sup>4</sup>Jacobs University Bremen

First Author: Carlos Victor Rios

Order of Authors: Rios, C.V; Dantas, E.L.; Cruz S.C.P; L.; Bühn, B; Bau.M

Carlos Victor Rios  
Instituto de Geociências,  
Universidade de Brasília,  
Campus Universitário,  
Asa Norte, CEP 70910-900  
Brasília, DF, Brazil

**“FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS NEOARQUEANAS DA ZONA DE SUTURA ENTRE OS BLOCOS ARQUEANOS GAVIÃO E JEQUIÉ: IMPLICAÇÕES PARA ORIGEM DE UM SISTEMA DE ARCO INTRA-OCEÂNICO PRECOCE ASSOCIADO A ROCHAS BONINITICAS DA UNIDADE INFERIOR DA SEQUÊNCIA CONTENDAS MIRANTE, NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO BAHIA, BRASIL”**

<sup>1</sup>Rios, C.V ; <sup>1</sup>Dantas, E.L ; <sup>2</sup>Cruz S.C.P.; <sup>1</sup>Bühn, B; <sup>3</sup>Bau.M

(1) Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário, Darcy Ribeiro, Brasília, Brazil (2) Universidade Federal da Bahia (UFBA), Departamento de Geologia, Programa de Pesquisa e Pós-graduação em Geologia, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia, Rua Barão de Geremoabo, s/n, Federação, Salvador, BA, Brazil (3) Earth and Space Sciences, Campus Ring 1, Research III 102, Jacobs University Bremen, D-28759 Bremen, Germany.

A Sequência Contendas-Mirante está localizada entre os blocos Gavião e Jequié sendo representada por remanescentes de uma sequência vulcano-sedimentar, de idade arqueana a paleoproterozóica distribuída na região centro-sudeste da Bahia. Esta sequência apresenta a estrutura geral de um sinforme, aflorando ao longo de uma faixa, com cerca de 190 km de comprimento e 65km de largura, comprimida entre os terrenos granulíticos do Bloco Jequié, situados a leste, e os terrenos gnáissico-migmatíticos do Bloco Gavião, a oeste. Os contatos com os terrenos do embasamento são de caráter tectônico, principalmente com o Bloco Jequié, que se apresenta cavalgado sobre a Faixa Contendas-Mirante. Neste trabalho, são apresentados os resultados geoquímicos e isotópicos das formações ferríferas e rochas metavulcânicas arqueanas da unidade inferior e dos metassedimentos paleoproterozóicos da unidade superior. Os dados U-Pb nos zircões analisados permitem restringir a idade de 2.6 Ga para cristalização das rochas metamáficas associadas às BIFs da unidade inferior, bem como uma isócrona Sm/Nd com idade de  $2528 \pm 69$  Ma e MSWD = 1.5. Esta idade é interpretada como idade de deposição das BIFs da Sequência Contendas Mirante. A ausência de zircões mais jovens que 2.6 Ga nos quartzitos associado às BIFs podem revelar uma deposição sincrônica a deposição das BIFs e, portanto, anterior ao grande evento de oxidação Global (GOE). Já os xistos da unidade superior apresentam idade mínima de deposição entre 1960 e 2149 Ma, sendo a idade do protólito mais antigo de 2739 Ma. Por fim, os dados petrográficos e as análises litoquímicas do conjunto das rochas permitem concluir, houve exalações submarinas de alta temperatura em 2.5 Ga que se resfriou bruscamente e resultou na deposição de óxido de ferro proximal aos vents hidrotermais submarinos de alta temperatura, cuja deposição ocorreu em um ambiente convergente com formação de zona de subducção e de arco vulcânico evidenciado pela presença de rochas boniniticas, bem como duas gerações de basaltos de bacia de back-arc. Assim, propomos que o ambiente de formação da Unidade Inferior da Sequência Contendas Mirante tenha sido uma bacia de forearc formada em um cenário de colisão intraoceânica entre o Meso e Neoarqueano.

**Palavras-chave:** Maciços arqueanos. Geoquímica de formação ferrífera, Ouro.

\*contato com o autor:  
Carlos Victor Rios  
carlosvictor02@yahoo.com.br  
Tel. +55 71 99994 9095  
Universidade de Brasília  
Julho de 2017

## 1 INTRODUÇÃO

O período entre, aproximadamente, 3.2 Ga a 2.6 Ga é marcado por um pico no desenvolvimento de sequências vulcano-sedimentares com basaltos boniniticos, komatiíticos e Formações Ferríferas (BIFs) (Ganguly et al., 2016). Além disto, representa um período de tempo importante na evolução geológica dos terrenos arqueanos com desenvolvimento de zona de cisalhamento, geração de fluidos metamórficos, remobilização e mineralização de metais preciosos (Isley e Abbott, 1999). As sequências vulcano-sedimentares arqueanas apresentam origem controversa e muitos modelos são apontados, tais como de pluma mantélica (Kerr et al., 2000; Van Kranendonk et al., 2015), subducção e acreção (Polat e Kerrich, 2006; Peng et al., 2015), interação entre arcos e plumas (Polat et al., 2006) e do tipo ofiolitos (Furnes et al., 2015; Polat et al., 2015). Diante disto, compreender a natureza do protólito destas rochas tem sido um grande desafio científico (Nutman et al., 2002). Na tentativa de entender a gênese destes terrenos bem como a origem dos magmas basálticos em terrenos supracrustais, diversos autores têm utilizado as assinaturas geoquímicas das rochas máficas e ultramáficas como, por exemplo, Shervais (1982), Pearce (2008), Polat et al. (2012), Polat (2014) e Sacani (2015), uma vez que estas rochas, mesmo formadas em diferentes ambientes tectônicos, possuem diferentes conteúdos de elementos traços, o que permite que sejam diferenciados os seus ambientes de formação (Polat e Hofmann, 2003). Além disto, nos centros de espalhamento oceânico ocorrem exalações vulcânicas submarinas como produto da lixiviação das rochas máficas da crosta oceânica (Huston e Logan, 2004; Ohmoto et al., 2006; Bekker et al., 2010; Li et al., 2017; Keith et al., 2017), sendo que esta lixiviação produz soluções hidrotermais enriquecidas em  $\text{Eu}^{+2}$  e complexos auríferos tais como Au,  $\text{AuCl}^{-4}$ , AuCl,  $\text{AuHS}^2$  e Au (OH) que migram sobre os sedimentos ferruginosos precursores das BIFs (Vlassopoulos e Wood, 1990; Thomassot et al., 2015).

As Formações Ferríferas Bandadas (BIFs) depositadas nestes ambientes representam tipos de rochas que ocorrem generalizadas no espaço e no tempo durante o Pré-cambriano. Além disso, é um dos tipos de rocha mais importantes, devido ao seu potencial econômico como fonte de ferro, como também é a segunda maior rocha hospedeira de ouro, depois das rochas vulcânicas em *greenstone belts* (Garzon., 2010).

As assinaturas geoquímicas e isotópicas das Formações Ferríferas refletem as interações entre a água do mar e dos vents hidrotermais no paleoambiente deposicional (Frei et al., 2008; Alexander et al., 2009). Jacobsen et al., 1988, Holland e Petersen (1995) e Ohmoto et al. (2006), consideram possível que as BIFs tenham retido elementos importantes durante a lixiviação da crosta oceânica e reconhecem a importância das interações da água do mar para a formação de rocha de depósitos de minério submarinos associados às BIFs (por exemplo, VMS). Argumentam, também, que os oceanos Arqueanos eram anóxicos, exceto, possivelmente, na zona fótica, o que favoreceu a deposição de BIFs em áreas rasas no arqueano. Assim, a composição da água do mar reflete o aporte dos elementos traços e terras raras (ETR) nos oceanos e disto resultam concentrações heterogêneas nas BIFs (Kato et al., 2006). Esta discussão avança no sentido de que a formação dos grandes depósitos de ferro (BIFs) ocorreu na transição entre o Arqueano e o Paleoproterozóico e se

encontra ligada a um aumento significativo do oxigênio fotossintético em um evento conhecido como GOE – *Great Oxidation Event* (Pufahl e Hiatt, 2012).

No estado da Bahia, os terrenos ortognaisses do tipo TTG do embasamento Arqueano-Paleoproterozóico hospedam importantes sequências vulcano-sedimentares contendo formações ferríferas bandadas, muitas delas portadoras de jazidas minerais de Pb, Mn e Au (Misi, 2006; Teixeira et al., 2006; Marinho, 2009; Borges et al., 2012). Dentre elas, podemos destacar as BIFs auríferas da unidade Inferior da SCM – Sequência vulcano-sedimentar Contendas Mirante (Marinho, 1994) cujas mineralizações vêm sendo pesquisadas pela CBPM, desde a década de 1980, e interpretadas como relacionadas a veios e venulações de quartzo em zonas de cisalhamento e/ou fraturamento hidráulico evidenciadas pela formação de clorita, epidoto, sílica, carbonato e sulfetos (Py, Po, Cpy e Apy) cujos teores médios na zona mineralizada podem chegar a 2,67 ppm.

Apesar das dificuldades em estabelecer uma correlação espacial e temporal entre as unidades da Sequência Contendas Mirante no contexto do Cráton do São Francisco (CSF), os dados geocronológicos disponíveis sobre esta sequência evidenciam diferenças acentuadas entre as idades das litologias da Unidade Superior (2,1-2,0 Ga) e da Unidade Inferior (3,3-2,5 Ga) (Marinho, 1991; Zinconet et al., 2016), o que sugere a existência de mais de um ciclo deposicional na SCM.

Assim, nosso principal objetivo é apresentar os dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos das Formações Ferríferas Bandadas da Sequência Contendas-Mirante e das rochas máficas associadas com foco nos seus aspectos genéticos e no ambiente deposicional/tectônico.

## **2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL DA SEQUÊNCIA CONTENDAS-MIRANTE**

A Sequência metavulcano-sedimentar Contendas-Mirante (SCM) está localizada na junção (sutura) dos terrenos Arqueanos do Bloco Gavião, a oeste, com aqueles do Bloco Jequié, a leste, mais especificamente na porção sul do lineamento tectônico Jacobina/Contendas-Mirante (Marinho, 1991) (Fig. 1). Ao Norte e ao Sul, a SCM se ramifica em pequenos cinturões, interdigitando-se com terrenos gnáissicos-migmatíticos-graníticos de médio grau metamórfico. Além disto, o grau metamórfico na sequência vulcano-sedimentar aumenta na direção oeste-leste, de xisto verde a anfibolito baixo. De acordo com Marinho (1991), esta faixa representou o início da evolução de um rift continental que evoluiu para um ambiente do tipo arco de ilha, concluindo seu fechamento com uma colisão do tipo continente-continente que resultou em uma zona acrecionária Paleoproterozóica que culminou na consolidação do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá (Barbosa et al., 2004).

Os domos TTG (tonalítico-trondhjemíticos-granodioríticos) do Paleoarqueano e Mesoarqueano existentes entre os metassedimentos da SCM se colocaram tectonicamente entre as litologias da SCM durante a Orogenia Paleoproterozóica (Barbosa e Sabaté, 2002). Dentre estes domos, destaca-se Serra dos Meiras, Sete Voltas e Boa Vista/Mata Verde interpretados como parte da crosta continental mais antiga do Estado da Bahia, com idades U-Pb SHRIMP e Pb-Pb em zircões entre 3,4 e 3,2 (Nutman e Cordani, 1993; Martin et al., 1997).

Os plutons Neoarqueanos ocorrem sob a forma de faixas estreitas e alongadas e limitam toda a borda nordeste da Sequência Contendas-Mirante. Além disto, seus contatos bruscos são

interpretados como uma importante zona acrecionária paleoproterozóica (Marinho, 1991; Marinho, 1994; Barbosa et al., 2004; Zincone et al., 2016) que se estende até a região dos conglomerados auri-uraníferos da Serra de Jacobina (Marinho, 1991; Teles et al., 2015). Estes plutons são representados pelo Sill do Rio Jacaré, portador de importantes jazidas de Fe-Ti-V (Brito, 2000) e o Granito Pé de Serra (Marinho et al., 2008). O Sill máfico-ultramáfico do Rio Jacaré ocorre a 10 km do limite leste da área estudada e apresenta assinatura toleítica, idade de U-Pb LA-ICP-MS de 2.6Ga, idade isocrônica Sm/Nd de  $2.841 \pm 68$  Ma e idades TDM de 3320–3550 Ga (Brito, 2000; Brito, comunicação verbal). Já o Granito alcalino a subalcalino denominado de Pé de Serra apresenta idade U-Pb SHRIMP de 2.6 Ga (Marinho et al., 2008) e está colocado entre o Sill do Rio Jacaré e o Bloco Arqueano Jequié.

Corpos de leucograníticos peraluminosos paleoproterozóicos tardi a pós-tectônico são abundantes e se distribuem ao longo da porção central da SCM, provocando, inclusive, auréolas de metamorfismo evidenciadas por porfiroblastos de cordierita. Dentre os granitoides, destacam-se os corpos Lagoinha, Lagoa Grande, Caetano/Aliança, Riacho das Pedras e Gameleira (Sabaté et al., 1990; Cuney et al., 1990).

Embora o metamorfismo e a deformação tectônica dificultem a reconstrução da estratigrafia original da Sequência Contendas Mirante, adotamos, neste estudo, a estratigrafia original proposta por Marinho (1991) e Marinho (1994) e a dividimos em três unidades (Fig 2): (i) inferior, que foi dividida em duas formações (Jurema-Travessão e Barreiro Dantas); (ii) intermediária, que foi subdividida em duas formações (Rio Gavião e Mirante); e (iii) superior, representada pela formação Areião.

A Unidade Inferior é predominantemente vulcanogênica, seus contatos basais se apresentam, na maioria das vezes, interrompidos por corpos graníticos, menos comumente relacionados com rochas do complexo metamórfico-migmatítico do embasamento (Marinho, 1991). Da base para o topo, as rochas podem ser distribuídas da seguinte forma: inferior, formada pelas rochas metavulcânicas máficas (3.3 Ga) a félsicas (2.7 Ga) de assinaturas toleíticas a calcioalcalinas, sedimentos químicos (BIFs, metacarbonatos e quartzitos) da Formação Jurema Travessão, além de metatufos filitosos e metassedimentos vulcanoclásticos e químicos (chert) da Formação Barreiro Dantas (Marinho, 1991).

Sobre a unidade inferior, repousam, discordantemente, os sedimentos epiclásticos pelito-psamíticos, com contribuição subordinada de derrames vulcânicos e compartimentada em duas formações. A primeira, denominada Formação Rio Gavião, é essencialmente filítica e metamorfizada na fácies xisto verde e a Formação Mirante, xistosa e metamorfizada na fácies xisto verde superior a anfíbolito, contendo intercalações subordinadas de leitos conglomeráticos, rochas calcissilicáticas e rochas vulcânicas predominantemente máficas de idade Pb/Pb de 2.5 Ga (Marinho, 1991).

Por último, no topo da sequência, posiciona-se a Unidade Superior caracterizada como uma sequência continental representada por metarenitos feldspáticos, quartzitos e intercalações conglomeráticas da Formação Areião (Barbosa et al., 2012). Datações de zircão detrítico desta formação evidenciam idades de 2.15 e 1.9 Ga (Nutman e Cordani, 1994; Zincone et al., 2016) (Tab 1), correlacionáveis com as idades das intrusões graníticas peraluminosas paleoproterozóicas que cortam esta sequência.

### 3 MATERIAIS E MÉTODOS

Este trabalho investiu em diferentes técnicas: mapeamento geológico, análise petrográfica, química mineral, geoquímica convencional, geocronologia e geoquímica isotópica. Todas as técnicas de laboratório foram executadas no Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UNB), particularmente nos Laboratórios de Mineralogia, Micrografia Eletrônica e Geocronologia, exceto a geoquímica convencional, realizada em Acme Labs Commodities Ltd, Vancouver, Canadá.

Foi realizado um mapeamento geológico e estrutural básico das BIFs estudadas, buscando entender suas relações com as rochas encaixantes. A partir deste levantamento, foi feita uma interpretação de dados aerogeofísicos magnéticos e gamaespectrométricos visando melhor delimitar áreas com ocorrências de ferro.

Foram confeccionadas, nesta pesquisa, 36 lâminas delgadas e polidas, todas coletadas em amostras de superfície. O estudo foi realizado em um microscópio petrográfico acoplado à câmera fotográfica digital no Laboratório de Mineralogia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB). O objetivo das descrições petrográficas neste estudo visou à compreensão e à identificação das assembleias mineralógicas das Formações Ferríferas.

Foram realizadas determinações de elementos maiores, traços e Terras Raras (ETR) em 60 amostras. As análises foram realizadas no Laboratório Acme (Canadá) onde a abundância total dos óxidos de elementos maiores e de vários elementos traços é determinada a partir da fusão de 0,2g de amostra com metaborato/tetraborato de lítio, digestão com ácido nítrico diluído e análise por ICP-OES. A perda ao fogo é dada pela diferença de peso após fusão a 1000°C. Metais preciosos e metais base foram determinados após digestão de 0,5g de amostra com Água Régia e posterior análise em ICP-MS. As abundâncias dos óxidos de elementos maiores foram obtidas por Fluorescência de Raios X após fusão da amostra com tetraborato de lítio. O software utilizado para a geração dos gráficos foi o Excel 2010.

As análises isotópicas de Sm e Nd de rocha total foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UNB) e a metodologia aqui empregada segue os procedimentos definidos em Gioia e Pimentel (2000). Foram analisadas 35 amostras de rocha distribuídas em afloramentos ao longo da área estudada. Cerca de 50mg de amostra pulverizada foram dissolvidas em ácido, em diferentes etapas. A amostra foi diluída e levada para colunas de cromatografia onde se fez a purificação e separação química de Sm e Nd. As razões isotópicas de Sm e Nd foram medidas em espectrômetro de massa multicoletor Finnigan MAT 262. As idades TDM foram calculadas com base no modelo de De Paolo (1981). Para isto, foi utilizado o programa Excel 2010.

As análises geocronológicas U-Pb foram obtidas em grãos de zircão coletados em oito amostras da Sequência metavulcano-sedimentar Contendas Mirante, sendo quatro amostras de rochas máficas, uma de granito e três de metassedimentos (uma amostra de quartzito e duas amostras de xistos). Os zircões coletados foram montados em fita adesiva, encerados em resina epóxi e polidos, aproximadamente, à metade de suas espessuras originais. As análises de U-Pb foram realizadas em um modelo *Multi-Collector Spectrometer Mass Thermo Finnigan Neptune* com

ICP acoplado, seguindo os métodos descritos por Bühn et al. (2009). Para a redução de dados e cálculos de idade, foram utilizados os programas PBDAT (Ludwig, 1993) e ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001). Os erros isotópicos estavam no intervalo de  $1\sigma$ .

Análise química mineral de 12 amostras de BIFs e de 01 amostra de tremolitito foi preparada e analisada em microsonda eletrônica JEOL modelo JXA 8900RL, no Laboratório de Microscopia e Microanálise do Instituto de Geociências da UnB. As condições de operação foram: tensão 15 Kv, corrente 20 nA e diâmetro do feixe 1  $\mu\text{m}$ . Foi analisada a composição química de piroxênio, anfibólio, magnetita e sulfeto (pirita, calcopirita e pirrotita). Para os silicatos, foram analisados os elementos  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{V}_2\text{O}_3$ , F, NiO, Cl. Para os cristais de magnetita,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{V}_2\text{O}_3$ , F, NiO, Cl, BaO. Para os sulfetos, Zn, Se, Pb, Co, Cu, Ni, Mo e Au. Foram capturadas em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) imagens de diversas texturas de rocha e hábitos de óxidos de ferro, sulfetos e silicatos. Os diagramas geoquímicos são apresentados em porcentagem de peso de óxidos (% em peso) bem como em proporções catiônicas, fórmulas estruturais químicas e diagramas de variação química. Os cálculos foram realizados no programa Excel 2007, seguindo as recomendações predefinidas por Deer et al. (1992) para fórmulas estruturais, Droop (1987), para as proporções  $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ , Morimoto (1990), para cálculos de química geral de piroxênios, e Leake et al. (1997) para os cálculos dos anfibólios.

#### 4 RESULTADOS

A área selecionada para este estudo (Fig 3) se encontra localizada nas proximidades da cidade de Contendas do Sincorá, no Estado da Bahia, a 400 km da capital Salvador, situada na porção Central do Cráton do São Francisco. A razão para a escolha da área se deve ao seu posicionamento tectônico situado entre os blocos Arqueano Gavião e Jequié bem como devido ao seu potencial metalogenético, conforme evidenciado pelos teores significativos de Au. As BIFs estudadas pertencem à Unidade Inferior da Sequência vulcano-sedimentar Contendas Mirante (SCM) e se encontra metamorfizada na fácies anfibolito, conforme evidenciado pela presença de grunerita em BIFs.

Em superfície, as BIFs constituem importantes ressaltos do relevo, marcados por pequenas elevações topográficas que ocorrem distribuídas em uma faixa de, aproximadamente, 8 km (Fig 3). Essas elevações apresentam desníveis de até 30 metros, desde o sopé até o ponto mais alto, com cristas orientadas seguindo a morfologia e o eixo maior dos corpos ferríferos. As melhores exposições estão posicionadas na Porção Sul da área estudada e se encontra associada a tremolititos (Fig 4.a), sendo todo o conjunto de rochas colocado lado a lado de um augen granito com ripas de plagioclásio que se encontra localizado na porção sudeste da área investigada.

Nessa porção sudeste, as BIFs ocorrem em forma lenticular e estão alinhadas na direção NNE. Nesta área, ocorrem também rochas calcissilicáticas próximo às formações ferríferas (BIFs). Na porção mais ao norte, o alinhamento das exposições ferríferas muda para a direção NNW e as exposições de BIFs são menos evidentes e, quando existentes, estão associadas aos quartzitos (Fig

4.b) e rochas calcissilicáticas (Fig 4.c). No limite leste, as rochas da SCM se encontram em contato com as rochas máficas do Sill do Rio Jacaré (Fig 4.d), sendo a área de estudo considerada como uma janela de exposição dos terrenos mais antigos da SCM representados pelas rochas da unidade inferior (Formação Jurema-Travessão) e posicionados em meio aos xistos da Unidade Superior (Formação Mirante), conforme estratigrafia proposta por Marinho (1991).

Na porção sul, os tremolititos ocorrem como encaixantes das BIFs e formam faixas estreitas e descontínuas, em geral, orientadas N-S. Apresentam coloração de cinza-escuro a esverdeada (Fig 5.a) e granulação de fina a média e, por vezes, xistosa contendo talco e serpentina. Os metabasaltos que afloram na porção oeste (Fig 5.b) apresentam uma granulometria mais fina composta por hornblenda, cumingtonita e, em menor proporção, plagioclásio e pouco quartzo, enquanto que os metabasaltos da Porção Leste (Fig 5.c) apresentam maior conteúdo em anfibólio. Estas duas rochas ocorrem como intercalações estreitas e alinhadas na direção N-S e localizadas entre os xistos da Formação Mirante. Apresentam granulação fina, são maciças e, por vezes, xistosas sendo compostas por hornblenda, cumingtonita e, em menor proporção, plagioclásio e pouco quartzo. Frequentemente, exibem pontos escuros arredondados formados por hornblenda, cujo diâmetro pode alcançar até 2 milímetros.

Os metandesitos são cinza-esverdeados, foliados e têm granulação fina. Frequentemente, apresentam feições amigdaloidais e são bem individualizados na borda oeste da Sequência Contendas Mirante em contato com o Sill Máfico ultramáfico do Rio Jacaré (Fig 3). As rochas são compostas por hornblenda, clinopiroxênios e zircão. As amídalas são formadas por quartzo e/ou plagioclásio, algumas vezes preenchidas por grandes cristais de microclínio. Os pontos escuros característicos dessas rochas consistem em agregados de anfibólio. As rochas calcissilicáticas são observadas como lentes métricas de coloração branco-esverdeada a acinzentada. São compostos, essencialmente, por calcita/dolomita evidenciando fortes mergulhos entre 45° - 80 para leste (Fig 5.d). Por vezes, estas rochas apresentam porções com cristais mais grossos constituídos essencialmente por porfiroblastos de tremolita, o que evidencia feições de alteração hidrotermal secundária.

Os quartzitos apresentam granulação de fina a média e estão intensamente recristalizados (Fig 5.e) e/ou finamente estratificados com frequentes disseminações de pirita e cor entre branco e bege. Estas rochas apresentam, como mineral principal, o quartzo, que varia de 40 a 60%, e o restante é atribuído a impurezas evidenciadas por clorita, granada e magnetita, além de zircão e rutilo. Devido ao fato de terem sido submetidas a intensos dobramentos, em alguns trechos, estas rochas adquirem aspecto de chert. Na área estudada, sua maior expressão ocupa a porção noroeste e forma uma serra alongada com, aproximadamente, 5 km de comprimento alinhada na direção NNW-SSE, até sua extremidade sul.

Os xistos que afloram na região são interpretados como pertencentes à unidade superior da Sequência Contendas Mirante. Os xistos foram amostrados na porção leste e na porção oeste da área onde ocorrem as formações ferríferas (BIFs). As amostras coletadas na porção leste apresentam cor cinza-escura e localmente são crenuladas, enquanto que os xistos da porção oeste apresentam cor cinza e granulação de fina a média. Além disto, os xistos da porção oeste são caracterizados por apresentarem pórfiros de clorita de cor castanha.

Em certos trechos, assinalam-se cristais bem desenvolvidos e pequenos agregados de biotita que se dispõem sem orientação preferencial. O metachert negro, que ocorre intercalado nas BIFs, apresenta aspecto maciço ou de silixito e é essencialmente constituído por quartzo e, subordinadamente, magnetita e pirita, de forma disseminada. Na porção sudeste da área, ocorre um corpo irregular arqueado e alinhado na direção NNW-SS. Este corpo é representado por um augen gnaiss granítico que apresenta forte orientação dos cristais de plagioclásio e da matriz, que é composta por anfibólio e biotita.

As formações ferríferas bandadas (BIFs) observadas ao longo da área estudada são caracterizadas por seu bandamento composicional evidente. Os conjuntos mineralógicos observados nestas rochas sugerem tratar-se de formações ferríferas da fácies óxidos e silicato com monótona mineralogia composta por quartzo (45-63%) e opacos (24-38%) e, subordinadamente, anfibólios do tipo cumingtonita-grunerita. Em relação aos aspectos macroscópicos de campo, as BIFs apresentam textura de meso a macrobandada, semcompacta (Fig. 6 a.b.c.d), de espessura variável, com bandamento médio (0,2-0,4 cm) a grosso (0,5-1,0 cm). O contato entre estes níveis de quartzo, magnetita e hematita são predominantemente bruscos e, por vezes, mais homogêneos e maciços e podem ser interpretados como o bandamento primário destas rochas.

Em locais onde as BIFs foram submetidas a intensa deformação, o mergulho de alto ângulo é evidente (Fig 7.a). O bandamento milimétrico primário apresenta granulação de média a grossa e sua expressão se dá na forma de dobramentos apertados (Fig 7.b). Em termos de mudanças mineralógicas, tem-se o aparecimento de grunerita (9-15%) e uma forte orientação dos minerais acompanhada de recristalização intensa de quartzo, chegando a atingir até 45% de SiO<sub>2</sub> na rocha. Os grãos de magnetita são constituídos por agregados granulares e podem se apresentar orientados, com cristais paralelos, até oblíquos ao bandamento. Descontinuidades tardias no bandamento estão geralmente associadas à presença de fraturas (Fig 7.c) que estão comumente preenchidas por veios ricos em quartzo (Fig 7.d) e óxidos de ferro com aspecto brechado. Feições de alteração supergênica são evidenciadas na forma de intensa porosidade e, geralmente, preenchimento por fases secundárias resultante da alteração de cristais de magnetita, hematita e anfibólios.

#### 4.1 PETROGRAFIA DAS BIFS

As caracterizações petrográficas foram feitas a partir da análise de 17 lâminas delgadas e seções polidas de BIFs da área e suas encaixantes. As amostras foram coletadas ao longo de toda a área investigada sempre buscando as porções mais preservadas de afloramentos, excluindo, ao máximo, as amostras com feições secundárias de alteração e oxidação. Nas BIFs, as espessuras das bandas oscilam de milímetros a centímetros. Segundo a classificação de Trendall (2002), apresentam de micro a macrobandas (microbandas: 0,317mm; mesobandas: 1,7254mm; macrobandas: >2,57mm), sendo observados em maior grau de níveis micro a mesobandamentos (Fig.8.a,b,c,d). O contato entre estes níveis é, predominantemente, brusco, sendo pouco comum a existência de gradação entre as bandas. Esta gradação quase sempre é dada pela presença de magnetita e quartzo e, nos interstícios, anfibólios. Trata-se, portanto, de BIFs mistas incluindo fácies silicato e

óxido. A composição mineralógica modal estimada (em % de volume) é de: quartzo (40%), magnetita-hematita (40%), grunerita (14%), goethita (5%) e acessórios (1%<).

O bandamento primário deposicional das BIFs é preservado e dado por bandamento regular, geralmente retilíneo, entre as bandas de sílica e de minerais de ferro. Quando deformadas, as BIFs mostram textura granoblástica e, subordinadamente, granonematoblástica. A orientação é marcada por grãos alongados de magnetita/hematita, quartzo e anfibólio segundo foliação principal Sn (Fig.8.a). Além disso, observa-se fraturas que geram descontinuidades no bandamento e favorecem remobilizações de quartzo e óxidos de ferro. Os processos tectono-metamórficos hidrotermais são evidenciados pela presença de microestruturas, tais como: (i) granoblástica granular e, subordinadamente, poligonal nos aglomerados de quartzo e magnetita/hematita (Mag 1) (Fig.9.a); (ii) granoblástica ameboide evidenciada pelos grãos xenoblásticos de quartzo que apresentam contato reentrante com a magnetita e os aglomerados de magnetita (Fig.9.b); (iii) lepidoblástica, marcada, principalmente, pela forte orientação da magnetita/hematita (Mag2) (Fig.9.c) e, subordinadamente, grunerita; (iv) microestrutura de reação, tendo em vista que a magnetita se encontra parcialmente martitizada ou substituída pela hematita em suas bordas (Fig 9.d).

A magnetita é encontrada, basicamente, de duas maneiras: a primeira, fazendo parte do bandamento da rocha como magnetita/hematita 1 e a segunda, como inclusões nos cristais de silicatos e, geralmente, estiradas (magnetita/hematita 2) (Fig. 9.b). Quando faz parte do bandamento primário, os cristais de magnetita/hematita 1 são majoritariamente euédricos e apresentam dimensões de 5 a 200  $\mu\text{m}$ . Quando inclusa nos cristais de quartzo e anfibólio, a magnetita atinge, no máximo, 200  $\mu\text{m}$  e, frequentemente, se mostra em grãos isolados. Observada em luz refletida, a magnetita apresenta nível de alteração intermediária, com textura tipo treliça, típica de martitização. A transformação da magnetita em hematita obedece aos planos de clivagem e de fraturas pré-existentes (Fig.9.e). A magnetita/hematita 2, geralmente, é platiforme e ocorre como agregados associados à foliação principal da rocha, bem como, intersticialmente, nos demais cristais, como diminutos grãos alongados de coloração cinza e de baixa refletância. Quanto à cristalinidade, os grãos são idióblásticos a subidióblásticos, com granulação mais fina, entre 5 e 10  $\mu\text{m}$ . Faz contato curvo com a magnetita e, frequentemente, aparece em suas bordas.

O quartzo ocorre em aglomerados granulares policristalinos (Fig.9.a) associados com a hematita e a magnetita da rocha e forma grãos com tamanho variando de 5 a 200  $\mu\text{m}$ . Uma segunda geração de grãos de quartzo apresenta tamanhos variando de 50 a 200  $\mu\text{m}$ . São cristais mais irregulares e, internamente, mostram extinção ondulante (Fig 10.a). Possuem contato, desde reto a curvo, com a magnetita 1, até interlobado, com a magnetita 2. Os cristais menores são límpidos, com limites retos, desenvolvendo uma textura em mosaico. Observamos, também, uma geração de microveios de quartzo que corta o bandamento composicional, evidenciando, assim, a presença de eventos pós-deposicionais sobre essas rochas (Fig 10.b).

O anfibólio, classificado como da série cummingtonita-grunerita, se apresenta em agregados prismáticos e orientados segundo a foliação principal. Mostra granulação variando de 5 a 10  $\mu\text{m}$  (Fig.10.c.d), o que indica grau médio de metamorfismo. A tremolita ocorre intrinsecamente e relacionada a domínios em que há presença de magnetita/hematita 1. Apresenta-se,

predominantemente, incolor e, raramente, verde e possui hábito lamelar. Quanto à cristalinidade, os grãos variam de subidioblásticos a xenoblásticos, com granulação em torno de 5 a 150  $\mu\text{m}$ . O contato é, predominantemente, reto e, subordinadamente, curvo com quartzo (Fig. 9.f).

A pirita ocorre em grãos isolados, com tamanho variando de 1 a 2  $\mu\text{m}$ . Apresenta contato de curvo a pouco interlobado com a magnetita e, geralmente, incluso na grunerita e no quartzo (Fig 10.d.e). Através dos espectros do EDS, foram identificadas, nas BIFs, barita, apatita e sulfato rico em ETR (Fig 11.a.b). A barita ocorre como cristais granoblásticos subédricos, variando de 100  $\mu\text{m}$  a 200  $\mu\text{m}$ . Este mineral é caracterizado por grãos euédricos a subédricos com faces cristalinas geralmente bem definidas ou mesmo grãos anédricos disseminados, o que sugere uma geração secundária de barita. Os cristais de apatita (Fig.11.c) apresentam uma forma arredondada; seu contato com cristais de magnetita é geralmente amebóide sendo comum pequenas inclusões ainda não identificadas. Os sulfatos ricos em ETR estão em contato reto com a magnetita e o quartzo (Fig.11.d) e seus tamanhos variam de 10  $\mu\text{m}$  a 20  $\mu\text{m}$ . Foram observados, ainda, diminutos grãos de ouro, uraninita, galena e pirita, estes geralmente associados à magnetita (Fig.11.e.f.g.h). Os grãos podem ser classificados como compactos, pouco porosos, com feições de arredondamento.

#### 4.2 PETROGRAFIA DAS ROCHAS MÁFICAS

As rochas máficas descritas podem ser divididas em tremolititos do Grupo A e metabasaltos dos Grupos B e C. Os tremolititos do Grupo A apresentam coloração cinza-esverdeada e granulação fina composta por tremolita/actionolita (50%) (Fig.12.a) e uma matriz fina composta por clorita (10%), talco (5-10), serpentina (5%) (Fig.12.b) e opacos (3-4%) (Fig.12.c); por vezes, raros cristais de granada (0-3%) (Fig.12.d). Como acessórios, cromita, esfalerita e magnetita.

A tremolita ocorre na matriz e, por vezes, como megacristais subédricos (Fig.12.a) alongados, fibrosos ou aciculares e/ou agregados de talco e clorita (Fig.12.b) que ocorrem em meio às fraturas e contatos nos grãos de tremolita. É observado, também, o crescimento tardio do talco a partir da borda do anfibólio e dos minerais opacos (Fig.12.c) e, além disto, texturas cumuláticas com pseudo cristais de olivina totalmente substituídos por serpentina e talco obliterando as características ígneas reliquias. Em algumas lâminas, ocorrem massas lenticulares de clorita paralelas à foliação onde também ocorre o aumento progressivo do teor de talco. Nestes locais, as rochas se encontram mais foliadas, gradando para talco-tremolita-actionolita xisto ou mesmo talco xisto, onde é comum a presença de cristais incolores de granada, com até 50  $\mu\text{m}$  de diâmetro (Fig. 12.d). A magnetita se apresenta em duas gerações, uma, primária, com hábito isométrico (Fig.12.e), e outra, secundária, preenchendo as fraturas e geralmente associada à serpentina. A pirita ocorre, principalmente, como grãos isolados (Fig. 12.e) com coloração amarelo claro, alto relevo e apresentando refletância maior que os óxidos, e contato de curvo a amebóide com os demais cristais. A calcopirita ocorre como cristais arredondados com tamanho variando de 1  $\mu\text{m}$  a 3  $\mu\text{m}$ , geralmente inclusos em tremolita (Fig.12.f). Os grãos de calcopirita podem ser classificados como compactos, pouco porosos, arredondados. A esfalerita e a galena (Fig.9.c) se apresentam como diminutos cristais inclusos em tremolitas e seu tamanho varia de 3  $\mu\text{m}$  a 6  $\mu\text{m}$ .

Os metabasaltos dos Grupos B e C, do ponto de vista mineralógico, são muito semelhantes entre si e são formados por hornblenda (~55%), plagioclásio (~20%), quartzo (5-10%), epidoto (5-10%), grunerita/cummingtonita (3-8%), tremolita/ actinolita (0-20%), clorita (0-5%) e opacos (<1%) e como minerais acessórios titanita. Os minerais, de um modo geral, apresentam granulação fina, forma de anédrica a subédrica e formam uma textura nematoblástica, evidenciada pela orientação preferencial da hornblenda (Fig.13.a). A hornblenda é o anfibólio predominante, seguida de proporções variáveis de plagioclásio e tremolita/actinolita. Os cristais de hornblenda possuem tamanho de 3-4 mm, são de cor verde a castanha e ocorrem como prismas alongados, por vezes, subeudrais (Fig.13.b). O contato hornblenda-hornblenda é reto, sendo saturado com epidoto e com os minerais opacos, lobados e retos com o plagioclásio e minerais opacos serrilhados. Os grãos de plagioclásio são granulares e finos, subdioblásticos a xenoblásticos de tamanho entre 0,1-0,4mm, apresentando contato reto ou lobado com a hornblenda (Fig.13.c) e o quartzo e lobado com os minerais opacos. O quartzo ocorre em finos cristais equidimensionais constituindo um mosaico impregnado por opacos e geralmente associados à grunerita/cummingtonita e tremolita. Apresenta paragênese com Trem + Gru/Cum + opaco (Fig. 13.d), o que demonstra a existência de processos hidrotermais secundários sobre estas rochas. O epidoto é incolor, granular, xenoblástico, com tamanhos em torno de 0,02mm. Sempre ocorre incluso em hornblenda, actinolita e, em menor proporção, no plagioclásio. (Fig. 13.c). A grunerita/cummingtonita possui coloração marrom-claro, se encontra orientada e, geralmente, em contato com o plagioclásio. São observados pequenos cristais de magnetita de 0,05 a 0,25mm com borda de reação para tremolita secundária. A magnetita se apresenta em duas gerações: uma, primária, com hábito isométrico associada aos cristais de plagioclásio (PI), e outra, secundária, associada aos bandamentos ricos em grunerita, geralmente marcada pela forte orientação dos cristais (Fig.13.e). O zircão foi observado como grãos inclusos no plagioclásio. Os grãos identificados são de incolores a castanho rosado, prismáticos, de euédricos a subédricos, com granulação variando de 0,01 a 0,05mm (Fig.13.c). A pirita ocorre em grãos isolados, com tamanho variando de 0,1 a 0,4 mm. Apresenta contato de curvo a pouco interlobado com o plagioclásio e, geralmente, incluso na hornblenda (Fig.13.f). A assembleia mineral destas rochas, formada por hornblenda + plagioclásio (albita) ± epidoto, indica que o pico metamórfico atingiu fácies anfibolito, enquanto que a paragênese clorita e actinolita presente nas bordas dos anfibólios evidenciam processos de retrometamorfismo sob fácies xisto verde.

#### 4.3 PETROGRAFIA DAS ROCHAS CALCISILICÁTICAS

As rochas calcissilicáticas possuem de granulação fina a média, por vezes, de grossa a maciça. Correspondem a um conjunto de rochas quartzosas, com teores expressivos de diopsídio, epidoto e tremolita/actinolita. São de cor cinza-clara e se encontram associadas às litologias ultramáficas. As amostras são constituídas por um agregado de grãos de clinopiroxênios, arranjados em uma textura granoblástica decussada a poligonal na qual os cristais são subidioblásticos e sem orientação preferencial (Fig. 14.a). São observadas inclusões e vênulas de epidoto, além de carbonatos, entre os contatos ou truncando os cristais de diopsídio. No entanto, estes minerais não

ocorrem em quantidades >1%. A tremolita tem granulação fina e se apresenta de forma anédrica a subédrica (Fig.14.b). O talco tem grãos anédricos, com granulação de fina a média. Apresenta orientação preferencial evidenciada por grãos fibrosos e alongados que, frequentemente, estão em contato com grãos de tremolita. Observamos feições de substituição/alteração do piroxênio para um carbonato rico em ETR (Fig. 14.c). Por vezes, apresenta estrutura em flor (Fig.14.d) e composicionalmente, são ricos em K, Cl, Ba, Mo, P, Pb, Zn, Ca, conforme evidenciado nas análises EDS.

#### 4.4 QUÍMICA MINERAL

Foram analisados quimicamente os cristais de magnetita em amostras de BIFs e tremolitos (Tabela 1). Notamos que as magnetitas ocorrem, basicamente, de duas maneiras: a primeira, como cristais isométricos de magnetita/hematita 1, como parte do bandamento da rocha (Fig.15.a); a segunda, como cristais marcados pela forte orientação da magnetita/hematita 2 (Fig.15.b).

No geral, os cristais contêm baixo Al (0–193 ppm, média 25,24 ppm), Ni (0–11,71 ppm, média 1,86 ppm), Cr (0–161,07 ppm, média 6,65), Mn (0–33,96 ppm, média 5,05 ppm), Ti (0–40,03 ppm, média 8,31 ppm) e V (0–16,42 ppm, média 3,05 ppm).

Os dados analisados evidenciam que a magnetita 1 e a magnetita 2 não mostram diferenças significativas e que todos os cristais analisados apresentam conteúdos de FeO(t) similares, oscilando entre 80 e 93% (Fig. 16.a). Quando comparamos o conteúdo de Ni, Cr e V (Fig. 16.b.c.d) dos óxidos de ferro das BIFs com o conteúdo destes elementos em óxidos de ferro encontrados nos tremolitos encaixantes (AM -29), observamos que os teores Ni (15–35 ppm), Cr (20–150 ppm) e V (20–37 ppm) nas BIFs são semelhantes, com destaque para o maior enriquecimento nas amostras dos tremolitos encaixantes das BIFs.

Os dados são compatíveis com o campo de magnetitas primárias (Fig.17.a) e indicam que os óxidos analisados são compatíveis com magnetitas geradas a partir de fluidos hidrotermais, de temperaturas entre 250–300°C, conforme demonstrado no gráfico da Figura 17.b, o que é compatível com as temperaturas necessárias para lixiviação de metais a partir da crosta oceânica, conforme postulado por Tauson et al. (2012) e Chung et al. (2015).

Quando comparamos o conteúdo de Ti +V dos óxidos de ferro encontrados nas BIFs com o conteúdo encontrado nos óxidos de ferro dos tremolitos encaixantes (AM-29), notamos um maior enriquecimento do conteúdo de Ti +V nos óxidos deste último, o que corresponde, conforme postulado por Chung et al. (2015), que as magnetitas dos tremolitos foram cristalizadas em temperaturas entre 300-500°C, enquanto que as magnetitas das BIFs foram cristalizadas em temperaturas entre 250-350°C. Este dado indica que os tremolitos encaixantes podem ter sido a fonte geradora das BIFs, fato justificado pelo baixo conteúdo em Ti +V nas BIFs em relação aos tremolitos encaixantes, o que está de acordo com Pecoits et al. (2009), que considera que a temperatura de cristalização e a fugacidade de oxigênio dos oceanos são fatores que contribuem para o baixo conteúdo de Ti +V nas magnetitas das BIFs em relação às encaixantes máficas.

## 5 GEOQUÍMICA E GEOCROLOGIA

Foi feita uma triagem litogeoquímica para identificação de BIFs livres de contribuição detrítica, segundo os critérios discutidos por Planavsky et al. (2010), Bekker et al. (2010) e Viehmann et al. (2015; 2016). Os resultados químicos se encontram na Tabela 2. Assim, somente as BIFs livres de contaminantes detríticos, ou seja, BIFs puras ( $\text{Al}_2\text{O}_3 < 0,2\%$ ,  $\text{Ti} < 233$  ppm,  $\text{Zr} < 6$  ppm;  $\text{Th} < 0,55$  ppm e  $\Sigma\text{REE} < 84$  ppm) podem ser consideradas como fontes confiáveis da composição da água do mar arqueano-paleoproterozóico (Viehmann et al., 2015). Tabelas 2, 3 e 4.

### 5.1 METASSEDIMENTOS

Os dois grupos definidos como BIFs Puras (Grupo 01) e Impuras (Grupo 02) foram normalizados pelo *Post-Archean Australian Shales* – PASS (Taylor e McLennan, 1985). Nota-se que os padrões de ETR são bem similares entre si, entretanto, para as BIFs Puras, formadas por 04 das 27 amostras analisadas, o padrão de ETR é mais homogêneo e é semelhante a asas de pássaro com fracionamento das terras raras e anomalias positivas de  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = (2,1-2,7)$  (Fig 18.a). O seu conteúdo de ETR total varia entre 18,6 e 38,06 ppm.

O segundo conjunto de BIFs, composto por 23 das 27 amostras, exibe um fracionamento moderado dos ETR e anomalias positivas de  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1$  a 2,6. O seu conteúdo de ETR total varia entre 11,77 e 135,47 ppm (Fig.18.b) e o seu padrão de ETR normalizado pelo PASS é bem semelhante ao Grupo 01; entretanto, para o Grupo 02, parece haver uma maior dispersão dos dados, o que pode estar associado a um maior grau de contribuição detrítica na bacia, exceto para as amostras AM-16, AM-008, AM-038, AM-05 que, apesar do aspecto bandado, apresentam padrão de ETR diferente das demais amostras de BIFs, sendo, inclusive, mais enriquecidas em ETRP, quando comparadas com as demais amostras de BIFs do mesmo grupo (Fig. 18.c).

Os valores de ETR das 3 amostras calciossilicáticas foram normalizados ao *Post-Archean Australian shales* – PASS (Taylor e McLennan, 1985), sendo que os valores de anomalias em  $\text{Eu}^*$ ,  $\text{Ce}^*$  e Y foram obtidos segundo os mesmos parâmetros efetuados com os dados de BIFs. O elemento Y foi mantido como relação comparativa com as BIFs. As concentrações totais de elementos terras raras nestas rochas mostram valores muito baixos, com  $\Sigma\text{ETR}$  na faixa entre 17 e 34 ppm, anomalias negativas de ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,64$  a  $0,91$ ) e de negativa a levemente positiva em ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,8$  a  $1,0$ ) e padrão de ETR horizontal (Fig. 18d).

Os filitos exibem um fracionamento incipiente ETR e anomalias negativas de ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,7$  a  $0,8$ ) e negativas de ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,64$  a  $0,77$ ). O seu conteúdo de ETR total varia entre 110 e 143 ppm (Fig.15.b) e mostram padrão de ETR horizontal semelhante aos padrões observados nos chert, nos filitos e nas rochas calciossilicáticas. Os cherts encontrados na região e associados aos quartzitos exibem um fracionamento incipiente ETR e anomalias negativas de ( $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,64$  a  $0,78$ ) e negativas de ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,7$  a  $0,8$ ). O seu conteúdo de ETR total varia entre 7,9 e 105,2 ppm (Fig.18.d).

Do ponto de vista petrográfico, não se observa grandes variações entre os dois grupos de BIFs, entretanto, quando plotados junto com as demais amostras, em um diagrama binário Sm (ppm)

versus ETR total (ppm) (Fig.19.a), observa-se uma forte correlação positiva. No diagrama binário Eu/Eu\* versus ETR total (ppm), fica evidente que as BIFs puras do Grupo 01 apresentam as maiores anomalias positivas de Eu/Eu\* quando comparadas com as demais amostras. Ainda assim, o maior enriquecimento em ETR total fica nas amostras de BIFs com padrão de ETR alterado e nos filitos cinza. (Fig. 19.b). Ao se comparar o comportamento das concentrações dos elementos traços, fica evidente o menor conteúdo em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%) e Zr (ppm) nas BIFs puras do Grupo 01, quando comparadas com as BIFs impuras do Grupo 02 (Fig.19.c). O maior conteúdo destes elementos se encontra nas amostras de chert e de filito cinza, como também nas amostras de chert. O Grupo 02 também apresenta maior conteúdo em Zn (ppm) e Y (ppm), quando comparado com as BIFs do Grupo 01 (Fig.19.d). Além disto, observamos que as amostras de BIFs alteradas apresentam maior conteúdo de Y (ppm) e menor conteúdo de Zn (ppm), em relação às amostras de BIFs. Observa-se que as concentrações do Pb (ppm) nas amostras de BIFs do Grupo 01 são menores em relação às BIFs do Grupo 02 (Fig. 19.e). Já o conteúdo em Au (ppb) nas BIFs do Grupo 01 fica entre 0,1-3,0 (ppb). O seu conteúdo em As (ppm) é extremamente baixo, com exceção de uma amostra que apresenta valores de 250 (ppm). (Fig.19.f). Em mapa, as maiores concentrações de Au (ppb) (Fig.20.a) e As (ppm) (Fig. 20.b) se encontram, principalmente, na porção sul e, subordinadamente, na porção norte.

## 5.2 ROCHAS MÁFICAS

As análises químicas de rocha total utilizadas neste estudo são apresentadas na Tabela 3. Um aspecto relevante a ser mencionado é que, a partir dos padrões dos Elementos Terras Raras, as rochas máficas foram divididas em 3 grupos. O primeiro é denominado tremolititos do grupo A, o segundo metabasaltos do grupo B, e o terceiro metabasaltos do grupo C.

No diagrama (Yb)<sub>N</sub> vs (Dy)<sub>N</sub>, as amostras de tremolititos do Grupo A caem no campo das rochas boniníticas, enquanto que os metabasaltos dos Grupos B e C plotam no campo dos basaltos de arco da ilha toleítico (Fig.21.a.). No Gráfico Cr vs Y (Dilek e Furnes, 2009) (Fig.21.b), os tremolititos do Grupo A correspondem, claramente, ao campo das rochas magnesianas tipo boninitos. As características geoquímicas dos boninitos da Sequência Contendas Mirante, no diagrama dos elementos imóveis Ti e V de Shervais (1982), evidenciam que as amostras de tremolititos do Grupo A e os metabasaltos do Grupo B são claramente distinguíveis dos metabasaltos do Grupo C (Fig.21.c): os dois primeiros plotam do campo dos basaltos de bacia de back-arc (BAB) e o último no campo dos basaltos alcalinos de arco de ilha. Além disto, as amostras dos tremolititos do Grupo A e dos metabasaltos do Grupo B plotam no campo dos basaltos-andesitos sub-alcalinos, enquanto os metabasaltos do Grupo C plotam no campo dos álcali-basaltos (Fig. 21.d) (Winchester e Floyd, 1977).

O diagrama de distribuição dos elementos ETR revelou a existência de três grupos de rochas, denominados A, B e C, como mencionado anteriormente. De um modo geral, nos três grupos, ocorre o enriquecimento dos elementos Terras Raras Leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP). Os metabasaltos dos Grupos B e C possuem maior enriquecimento em ETR total quando comparados

com os metabasaltos do Grupo A. Os ETRP de todos os grupos são semelhantes entre si, com destaque para o Grupo B, que é levemente enriquecido em ETRP em relação aos demais grupos.

Quando se compara os padrões dos ETR normalizados ao condrito para os 03 grupos, nota-se que os tremolitos do Grupo A apresentam padrões de ETR com distribuição entre os padrões das rochas do manto de natureza E-Morb e N-Morb (Sun e McDonough, 1989) (Fig 22). Além disto, são mais empobrecidos em ETRs, principalmente nos ETRL ( $La = 1-15,0$  ppm;  $Ce = 3,8-15,1$  ppm;  $\Sigma ETR = 12,1-106$  ppm) e apresentam (i) padrão côncavo e enriquecido em ETRL ( $La/Sm_{cn} = 0,65-1,24$ ;  $La/Yb_{cn} = 1,21-3,28$  e  $Gd/Yb_{cn} = 1,22-2,21$ ); (ii) razões  $Nb/Th_{pm}$  (0,43-1,47) e  $Nb/La_{pm}$  (0,25-0,46),  $Eu$  ( $Eu/Eu^* = 0,7-1,47$ ); e (iv) valores de  $Ce/Ce^*$  (0,64-1,40). As rochas deste grupo apresentam valores mais elevados das razões  $La/Y$  (0,19-0,54),  $Nb/Y$  (0,16-0,38) e  $Zr/Sm$  (13,18-30,95) e menores valores da razão  $Zr/Nb$  (11,82-19,65).

Os metabasaltos do Grupo B apresentam padrões de ETR posicionados entre o padrão de ETR do manto (E-Morb) e (N-Morb) (Sun e McDonough, 1989). Além disto, são mais enriquecidos em ETR, principalmente nos ETRL ( $La = 9,4-16,8$  ppm;  $Ce = 24,3-32,2$  ppm;  $\Sigma ETR = 100-130$  ppm), e apresentam (i) padrão côncavo e enriquecido em ETRL ( $La/Sm_{cn} = 1,15-1,79$ ;  $La/Yb_{cn} = 1,46-2,45$  e  $Gd/Yb_{cn} = 1,30-1,66$ ); (ii) razões  $Nb/Th_{pm}$  (0,16-1,34) e  $Nb/La_{pm}$  (0,90-2,06),  $Eu$  ( $Eu/Eu^* = 0,98-1,17$ ); e (iv) valores de  $Ce/Ce^*$  (0,8-1,03). As rochas deste grupo apresentam valores moderados das razões  $La/Y$  (0,3-0,5),  $Nb/Y$  (0,24-0,37) e  $Zr/Sm$  (20,7-29,60) e menores valores da razão  $Zr/Nb$  (10,33-17,92).

Os metabasaltos do Grupo C apresentam padrões semelhantes aos Basaltos de ilhas oceânicas (OIB). Além disto, são mais enriquecidos em ETRs, principalmente nos ETRL ( $La = 28-70,0$  ppm;  $Ce = 57,3-164$  ppm;  $\Sigma ETR = 170-415$  ppm), e apresentam (i) padrão côncavo e enriquecido em ETRL ( $La/Sm_{cn} = 1,91-2,50$ ;  $La/Yb_{cn} = 10,75-17,49$  e  $Gd/Yb_{cn} = 3,16-4,90$ ); (ii) razões  $Nb/Th_{pm}$  (0,43-0,95) e  $Nb/La_{pm}$  (0,78-2,30),  $Eu$  ( $Eu/Eu^* = 0,99-1,09$ ); e (iv) valores de  $Ce/Ce^*$  (0,72-0,97). As rochas do norte apresentam valores mais baixos das razões  $La/Y$  (1,38-2,37),  $Nb/Y$  (0,92-1,79) e  $Zr/Sm$  (19,01-29,45) e menores valores da razão  $Zr/Nb$  (6,14-7,8).

## 5.4 U-Pb

Este capítulo apresenta estudos geocronológicos pelo método U-Pb em amostras da SCM, visando determinar a idade de cristalização magmática das rochas metabásicas associadas à deposição das BIFs da Sequência Contendas Mirante e às idades dos grãos de zircão detrítico dos quartzitos que ocorrem na porção central da área bem como dos xistos que ocorrem nos limites leste e oeste da área estudada.

### 5.4.1 Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS das rochas máficas

As amostras de metabasaltos do Grupo C (AM-42, CM-12A, CM-06) e do Grupo B (CM-04B) ocorrem alinhadas na direção norte-sul. As amostras do Grupo C (AM-42, CM-06, CM-12A) foram coletadas no limite oeste da área e os metabasaltos do Grupo B (CM-04B) foram coletados na sua porção leste. Os grãos de zircão encontrados, de um modo geral, são prismáticos e, em menor

frequência, arredondados, como, por exemplo, na amostra AM-42 (Fig. 26.a). Além disto, apresentam zoneamento ígneo preservado e razão Th/U típica de rochas magmáticas (Hoskin e Black, 2000).

Na amostra CM-4B, foram analisados 10 grãos, sendo a razão Th/U calculada entre 0.111 e 0.592 e a idade de intercepto superior em  $2630 \pm 7.2$  Ma (Fig. 23.a). (Tabela 4). Na amostra CM-12A, foram analisados 12 grãos (Tabela 5), onde a razão Th/U calculada varia de 0.121 a 1,289 e a idade de intercepto superior é de  $2679 \pm 27$  Ma (Fig. 23.b). Na amostra AM-42, foram analisados 30 grãos (Tabela 6) e a razão Th/U calculada varia de 0,208 a 0,459 sendo a idade de intercepto superior de  $2679 \pm 27$  Ma (Fig.23.c). Na amostra CM-06, foram analisados 11 grãos que apresentaram população única com idade concordante de  $2654 \pm 9.9$  Ma (Fig.23.d). (Tabela 7).

#### 5.4.2 Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS dos metassedimentos

As amostras CM-10 e CM-4A correspondem a um metassedimento fino acinzentado, sendo a amostra CM-04a, um xisto com porfiroblastos de clorita, coletada no limite leste da área próximo aos metabasaltos da porção oeste (Grupo B) e a amostra CM-10, um xisto com magnetita disseminada, coletada no limite sudoeste próximo aos metabasaltos da porção oeste (Grupo C). No total, foram analisados 31 grãos, na amostra CM-04A (Tabela 8), e 39 grãos, na amostra CM-10 (Tabela 9). Os grãos de zircão têm hábito prismático, por vezes, de esférico a sub-esférico (Fig.26.b). São de cor-de-rosa e marrom.

Na amostra CM-04a, foram encontradas 03 populações, sendo a primeira de idades entre 1960 a 2149 Ma, a segunda, 2402 a 2490, e a terceira entre 2591 e 2739 Ma (Fig.24.a), enquanto que, na amostra CM-10, foi encontrada apenas uma população de zircão com idades entre 2017 a 2209 Ma (Fig 24.b). Assim, a idade mínima da bacia é de, aproximadamente, 1960 a 2149 Ma, sendo que a idade do sedimento mais antigo é de 2739 Ma.

A amostra CM-12C representa um quartzito impuro esbranquiçado que está intensamente recristalizado e localizado na porção central da área de estudo. No total, foram analisados 57 grãos (Tabela 10). Os grãos de zircão são quebrados, apresentam tamanhos variados e formato de esférico a sub-esférico, com raros cristais com hábito prismático (Fig. 26.b). São incolores, rosa claro e castanho escuro, com zoneamento oscilatório concêntrico e alguns deles têm superfícies pitted, sugestiva de abrasão durante o transporte de sedimentos. Esses grãos apresentam duas populações principais: a primeira com idade variando de 2625 Ma a 2706 Ma e a segunda com idade entre 3146 Ma e 3469 Ma (Fig. 24.c); portanto, a idade máxima da bacia é de 2.6 Ga.

#### 5.4.3 Geocronologia U-Pb LA-ICP-MS do Augen Granito

A amostra CM-05 O é classificada como um augen granito com forte orientação cataclástica marcada pela orientação das ripas de plagioclásio. Esta rocha está colocada no limite sudoeste da área estudada em contato com as rochas máficas hospedeiras das BIFs. Os cristais de zircão encontrados, de um modo geral, são prismáticos (Fig. 26.a.) e apresentam um zoneamento ígneo

preservado. Nesta rocha, foram analisados 22 cristais (Tabela 11) cuja razão Th/U calculada varia de 0,319 a 0,547, sendo a idade do intercepto superior de  $2647 \pm 6.1$  Ma (Fig. 25.a).

## 5.5 Sm/Nd

As concentrações de Sm nas BIFs em foco variam de 0,56 ppm a 5,22 ppm, enquanto que a concentração de Nd varia entre 2,46 ppm e 28,442 ppm. As amostras de tremolitos do Grupo A apresentam concentrações de Sm entre 0,88 ppm e 3,19 ppm e concentrações de Nd entre 2,79 ppm e 7,96 ppm. As amostras das rochas calcossilicáticas exibem concentrações de Sm entre 0,47 ppm e 1,78 ppm e Nd entre 2,52 e 4,79 ppm. As amostras de chert apresentam concentrações de Sm entre 1,38 e 4,07 e Nd entre 7,62 e 23,56, enquanto que as amostras de filito exibem concentrações de Sm de 2,872 e 4,15 ppm e Nd 13,93 e 24,51. Os dados isotópicos Sm-Nd das amostras de BIFs, dos tremolitos, dos metabasaltos, das rochas calcossilicática, do chert e do filito cinza são apresentados na Tabela 12.

As amostras de BIFs apresentam valores de  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$  entre 0,1012 e 0,1383 e possuem idades modelo TDM entre 2,18–3,16 Ga, enquanto que os tremolitos do Grupo A apresentam valores  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd} > 0,19$ . As amostras das rochas calcossilicáticas e dos filitos apresentam valores  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd} < 0,15$ .

Quando plotadas as amostras de BIFs e chert em um diagrama  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , é possível definir uma isócrona com idade de  $2528 \pm 69$  Ma e MSWD = 1,5 (Fig. 27.a), enquanto que os valores de  $\epsilon\text{Nd}$  (2,6) para as BIFs são predominantemente positivos e os valores  $\epsilon\text{Nd}$  (2,0) variam entre -7,30 e 0,95, prevalecendo os valores negativos (Fig. 27b). No diagrama Eu/Eu\* versus TDM (Ga), as BIFs com maiores anomalias positivas de Eu/Eu\* são as que apresentam as idades TDM mais antigas (Fig.27c).

## 6 DISCUSSÃO

As BIFs da Sequência Contendas Mirante são formadas por quartzo (40%), magnetita (40%), grunerita (14%), goethita (5%) e acessórios (1%<). Neste caso, a presença da grunerita indica grau médio de metamorfismo, o que está de acordo com a equação  $\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}_{(g)} \rightarrow \text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$  (Magnetita + Quartzo + Água  $\rightarrow$  Grunerita), de Bohlen et al. (1980) ou mesmo pelas reações  $(\text{Fe,Mg})_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8 + 4\text{SiO}_2 = 2(\text{Fe,Mg})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 2\text{H}_2\text{O}$  (Greenalita + Quartzo = minnesotaita + água) e daí  $(\text{Fe,Mg})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 = (\text{Fe,Mg})_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2 + 4\text{SiO}_2 + 4\text{H}_2\text{O}$  (minnesotaita = quartzo + água + grunerita), conforme postulado por Floran e Papike (1978).

Estas rochas apresentam grande homogeneidade química além de conteúdos negligenciáveis de outros elementos, o que sugere que a deposição das BIFs da SCM tenha se dado a partir da precipitação química em ambiente marinho, o que está de acordo com o mecanismo atualmente aceito para deposição de BIFs, ou seja, precipitados químicos a partir dos fluidos hidrotermais submarinos que lixiviam basaltos de fundos oceânicos (Bekkes et al., 2010). Sendo assim, estas

rochas podem ser consideradas como fontes importantes de informação sobre a evolução arqueana-paleoproterozóica da paleo bacia oceânica Contendas Mirante.

As BIFs da SCM foram agrupadas em BIFs Puras (Grupo 01) e BIFs Impuras (Grupo 02), segundo os critérios discutidos por Planavsky et al. (2010), Bekker et al. (2010) e Viehmann et al. (2015; 2016) e, ainda assim, os padrões de ETR de ambos os grupos são semelhantes entre si e similares também a outras BIFs Arqueanas do mundo (Fig.28), exceto pela ausência de anomalias de Y nas BIFs da SCM, o que também ocorre nas BIFs de 2.9 Ga de Witwatersrand, South Africa, apresentados por Viehmann et al. (2015), e nas BIFs auríferas da mina de São Bento (Valadares, 2004), no Quadrilátero ferrífero. Somado a isto, a intensidade das anomalias de Európio (Eu) é mais acentuada no Grupo 01, quando comparado com o Grupo 02, e sugere a existência de fontes de mais alta temperatura como responsáveis pela deposição das BIFs da SCM.

As assinaturas primárias das BIFs do Grupo 01 e Grupo 02 estão bem preservadas, conforme pode ser visto nos diagramas Ce/Ce\* vs Eu/Eu\* de Leybourne (2006) que aponta que as amostras do Grupo 02 possuem assinaturas semelhantes aos sedimentos plataformais marinhos, enquanto que as amostras do Grupo 01 e parte das amostras do Grupo 02 evidenciam deposição proximal às exalações submarinas (Fig.29.a).

As amostras do Grupo 01 e do Grupo 02 apresentam valores de Pr/Pr\* >1 (Fig.29,b) semelhante a outras BIFs arqueanas e paleoproterozóicas do mundo, o que indica verdadeiras anomalias negativas de Ce/Ce\* e, portanto, um ambiente oxidado, o que está de acordo com Bau e Dulski (1996), Frei et al. (2008) e Bekker et al. (2010) que apontam que anomalias negativas de Ce/Ce\* são indicativos de ambientes oxidados e, quando somadas à presença de detritos aluminosos e sulfatos, indicam a existência de ambientes rasos, conforme discutido por Huston e Logan (2004) para as BIFs da Formação Paddys Market, do Terreno de Pilbara, Austrália.

O efeito de contaminação por sedimentos clásticos pode ser avaliado através do comportamento de Y/Ho. A razão Y/Ho, em sistemas magmáticos e aquosos, é definida por um campo primitivo denominado de "CHARAC" (from *Charge and Radius Control*), caracterizado por valores  $24 < Y/Ho < 34$ , equivalente à composição do *Post-Archean Australian Shale* – PAAS (Taylor e McLennan, 1985) bem como um campo de água salgada livre de contaminante detrítico com valores de  $44 < Y/Ho < 74$  (Bau e Dulski, 1996; Bolhar et al., 2004; Kato et al., 2006; Frei et al., 2008; Planavsky et. al., 2010). As amostras de BIFs, tanto do Grupo 01 quanto do Grupo 02, apresentam razões Y/Ho entre 23 e 41, o que é compatível com os sistemas hidrotermais submarinos, e seu conteúdo em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> sugere a existência de zonas emersas que devem ter atuado como fonte de sedimentos para as amostras do Grupo 02 (Fig 30.a).

As amostras de BIFs, quando plotadas no diagrama de correlação Eu/Eu\* e Eu/Sm, parecem confirmar a sugestão de que as BIFs do Grupo 01, com anomalias positivas de Eu/Eu\* >2, se encontram próximas da fonte de alta temperatura onde as soluções hidrotermais são mais diluídas (Fig 30.b); nestes casos, os valores de Eu/Eu\* >2 e Eu/Sm <1 indicam fluidos de mais altas temperaturas superiores a 350°C com alguma contribuição detrítica e os valores de Eu/Eu\* <2 e Eu/Sm <1,5 indicam temperaturas mais baixas que 350°C e/ou maior distância da fonte exalativa sob forte contribuição detrítica (Alexander et al., 2008; Viehmann et al., 2015). Assim, a diminuição das razões

(Eu/Sm) pode ser interpretada como relacionadas a uma variação da temperatura dos fluídos hidrotermais.

De acordo com Planavsky et al. (2010), a intensidade da absorção dos ETR pelos precipitados hidrotermais é proporcional à concentração em ETR das fases fluidas. Nestas fases, os ETR são rapidamente retirados das soluções hidrotermais, sendo o  $\text{Eu}^{+2}$  rapidamente absorvido pelos sedimentos químicos, quando comparadas com os demais ETRs. Sob condições redutoras e temperaturas elevadas, as anomalias  $\text{Eu}^{+2}$  são mais acentuadas (Bekker et al., 2010; Planavsky et al., 2010). Neste caso, de acordo com Peter (2003), o potencial de oxi-redução  $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$  depende, principalmente, da temperatura e, em menor grau, do pH, sendo pouco afetado pela pressão. Nessas condições, os ETR ocorrem como complexo clorídrico, predominantemente como  $\text{EuCl}^{2-}$ , e, subordinadamente, como  $\text{EuCl}^{3-}$ . Como os outros ETR estão no estado +3 (exceto para o Ce), a presença de Eu no estado +2 resulta em uma anomalia positiva de Eu no fluido e precipitado químicos (Peter, 2003).

Desta forma, os valores das anomalias de Eu observadas nas BIFs da Sequência Contendas Mirante se mostram semelhantes às assinaturas geoquímicas de fumarolas oceânicas modernas onde as anomalias de Eu são cada vez mais parecidas com as da água do mar, conforme o aumento da distância da fonte hidrotermal (Planavsky et al., 2010). Este fato é observado no campo hidrotermal Geotrasverse Trans-Atlântico (TAG), situado na cadeia Meso-Atlântica. Nestes campos, os sedimentos metalíferos precipitados a partir de fontes com temperaturas superiores a 350°C apresentam fortes anomalias positivas de Eu (Ruhlin e Owen, 1986).

Fato semelhante ocorre nos campos hidrotermais com temperaturas inferiores a 200°C localizados no Caribe, próximo à costa Sul de Cuba, onde os sedimentos gerados pela interação da água do mar com as rochas máficas e ultramáficas do assoalho oceânico precipitam sedimentos com talco interpretados como uma nova classe de depósito hidrotermal submarino. Além disto, apresentam anomalias positivas de Eu (Hodgkinson et al., 2015).

Assim, as anomalias positivas de Eu nas BIFs da Sequência Contendas Mirante revelam a existência de um componente hidrotermal de alta temperatura na água do mar, enquanto que as anomalias levemente positivas revelam campos hidrotermais de mais baixa temperatura e/ou maior distância da fonte hidrotermal, o que está de acordo com Kato et al. (2006) que apontam que as variações nas razões  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{cn}}$  em BIFs indicam mudanças no tempo e no espaço das atividades hidrotermais exalativas.

Dessa forma, a existência de dois conjuntos de amostras, distinguidos, principalmente, pela intensidade da anomalia de Eu e pelo grau de contaminação detrítica, pode ser interpretada como devida à variação da temperatura das fontes hidrotermais (fumarolas) e/ou da profundidade no ambiente deposicional, conforme sugerido pela correlação  $\text{Ce}/\text{Ce}^*$  e  $\text{Pr}/\text{Pr}^*$

Na Figura 31.a, está representado o diagrama proposto por Bonnot-Courtois (1981) e Corliss et al. (1978) no qual estão lançadas as amostras de BIFs do Grupo 01 e de BIFs do Grupo 02 coletadas ao longo da área de estudo. As BIFs do Grupo 01 e a maior parte das BIFs do Grupo 02 caem próximas do campo dos depósitos de sedimentos metalíferos proximais e sua composição é semelhante à composição dos sedimentos metalíferos proximais encontrados na área *French*

*American Mid Ocean Undersea Study – FAMOUS*, em Galápagos (Corliss et al., 1978 e Bonnot-Courtois, 1981). Além disto, quando plotados nos diagramas  $(Eu/Sm)_{NS}$  e  $(Sm/Yb)_{NS}$ , propostos por Alexander et al. (2008), as amostras de BIFs apontam para a proximidade de fontes hidrotermais de alta temperatura (Fig. 31.b).

Nos sistemas hidrotermais modernos, a água do mar percola através de fraturas nas rochas subjacentes e isto se dá devido ao aquecimento provocado por uma rocha intrusiva e/ou magma, na crosta oceânica, que, por sua vez, lixivia metais (por exemplo, Fe, Cu, Zn, Pb, Ba, Au, S, U) quer nas cordilheiras mesoceânicas (*midocean ridges*) quer nos riftes das bacias de retro-arco associado a arcos magmáticos (*back-arc rift basins*) (Huston e Logan, 2004; Tauson et al., 2012; Chung et al., 2014). Por exemplo, nos sedimentos proximais às fumarolas brancas encontrados na Bacia de Laus, no Oceano Pacífico, os teores em Au são da ordem de 6,7 ppm de Au, enquanto que os sedimentos proximais localizados em águas territoriais da Papua Nova Guiné, próximo à Ilha Lihir, apresentam teores de até 230 ppm de Au (Herzig et al., 2000).

Referências a este fenômeno têm sido feitas por Viljoen et al. (1969), Viljoen (1984), Bavinton e Keays (1978), Saager et al. (1982), Botros (2015), Vlassopoulos e Wood (1990) e Thomassot et al. (2015) que sugerem que o ouro pode ocorrer como sedimento químico exalativo na forma de Au,  $AuCl^4$ , AuCl,  $AuHS^{-2}$  e AuOH (H<sub>2</sub>O) que é originado da lixiviação da crosta oceânica e depositado proximal às fontes exalativas submarinas (Large et al., 2011; Tomkins, 2013; Botros, 2015; Hodgkinson et al., 2015; Ganguly et al., 2016).

A presença de barita e apatita nas BIFs da Sequência Contendas Mirante sugere a existência de condições variáveis de redox nos oceanos antigos e parece ser um indicador de ambientes proximais a fontes hidrotermais exalativas. Isto ocorre devido à natureza altamente insolúvel do bário que tende a se depositar proximal a fonte hidrotermal submarina. Além disto, evidencia deposição em porções mais oxidadas e rasas dos oceanos comumente relacionadas a um maior consumo de sulfatos por bactérias nos oceanos (Huston e Logan, 2004). Assim, a presença de sulfatos nas BIFs da Sequência Contendas Mirante sugere deposição das BIFs em ambientes rasos, oxidados e proximais às exalações hidrotermais submarinas.

Somado a isto, as rochas máficas e ultramáficas fornecem informações valiosas sobre a origem dos magmas (Condie, 2005; Sharkov e Bogina, 2007; Gill, 2010; Bucher e Grapes, 2011; Polat et al., 2012, Polat, 2014). Os resultados obtidos a partir das rochas analisadas indicam a presença de rochas da série toleítica. Estas rochas são distinguidas em 03 grupos que são diferenciados por seus diversificados padrões de ETR.

O primeiro grupo é representado pelos tremolíticos do Grupo A. Este grupo é representado por rochas de afinidade boninitica. O segundo grupo é representado pelos metabasaltos do Grupo B e o terceiro pelos metabasaltos do Grupo C, os dois últimos classificados como basaltos de arco de ilha, conforme discutido anteriormente.

Esses mesmos dados, quando plotados no diagrama binário e  $Th_{(n)}$  versus  $Nb_{(n)}$  (normalizados ao N-MORB de Sun e McDonough, 1989) proposto por Saccani (2015), indicam que os tremolíticos do Grupo A caem no campo dos ambientes convergentes e apontam para uma tendência de arco vulcânico (Fig. 32a).

As amostras de metabasaltos do Grupo B plotam no campo das rochas geradas em zona de transição oceano-continente (Fig. 32.b). Estas rochas possuem também características químicas semelhantes aos basaltos modernos da bacia de back-arc (BABB).

Os metabasaltos do Grupo C são caracterizados por afinidade sub-alcálica a cálcio, padrões ETR enriquecidos em elementos terras raras leves e anomalias levemente negativas de Nb e Ti, características típicas dos basaltos de arco intra oceânico (Kelemen et al., 2003; Pearce, 2008). Os metabasaltos do Grupo C são caracterizados por altos valores de Nb (24–63 ppm), portanto, superiores aos basaltos de arco intra-oceânico típicos (~3 ppm), sendo comparáveis aos basaltos enriquecidos Nb tipo NEB (Regan e Fill, 1989; Defant et al., 1992).

O NEB foi documentado, pela primeira vez, em ambientes de arco intra-oceânico cenozoicos, associados com andesitos em zona de subdução de placa oceânica jovem (<20 Ma). Sajona et al. (1996) propuseram que a NEB esteja geneticamente ligada a adakites gerados pela fusão da cunha mantélica metasomatizada que percola através do manto, se mistura com a crosta e enriquece em Nb (Prouteau et al., 2001). Além disto, apresenta características químicas semelhantes aos basaltos das ilhas oceânicas (OIB), que também podem ser gerados em zonas de subdução (Aguillon-Robles et al., 2001; Wang et al., 2007).

Assim, os tremolititos do Grupo A da unidade inferior da Sequência Contendas Mirante evidenciam característica química comparável aos boninitos modernos, por exemplo, baixo conteúdo em TiO<sub>2</sub> (0,2–0,9% em peso). Além desta característica química, a presença de BIFs associadas a estas rochas apontam para uma origem vulcânica gerada por fusão hidratada do manto empobrecido nos estágios iniciais de uma subdução. Este fato é corroborado pelo enriquecimento dos elementos traços em direção aos elementos mais incompatíveis (Rb, Ba, Ta e Th) bem como pelas anomalias positivas de Ce e Th (Fig.33.a), sendo estas anomalias mais pronunciadas nos metabasaltos do Grupo C.

Além disso, em todos os grupos, são observadas anomalias negativas de Nb e leves anomalias de Ti. Estas anomalias também se verificam nas amostras de BIFs, porém, com uma maior intensidade (Fig. 33.b). As anomalias negativas de Nb são interpretadas como relacionadas a uma maior interação de fluidos mantélicos em zonas de subdução enquanto as anomalias positivas de Ba, Th e Ce são interpretadas como relacionadas a uma maior contribuição de componentes crustais subductados junto com a crosta oceânica (Sacani, 2015).

Características semelhantes são observadas nas rochas máficas-ultramáficas arqueanas do Complexo de Fiskensæset, na Groelândia, nas rochas da sequência ofiolíticas dos *greenstone belts* de Isua, na Groenlândia, Barberton, na África do Sul, Wawa, no Canadá, e Jormua, na Finlândia, todas estas interpretadas como indicativas de ambientes de supra-subdução (Polat 2014; Furnes et al. 2015).

Destaca-se que o metamorfismo tem pouca influência sobre a mobilidade dos elementos terras raras, porém, uma alteração hidrotermal intensa associada a processos metamórficos e metassomáticos pode resultar em modificação dos elementos pesados e anomalias negativas de Eu (Bau, 1999; Tang et al., 2013).

As amostras de tremolitos do Grupo A apresentam paragênese mineral constituída de magnetita, sulfetos, esfalerita e alanita, o que é comum em depósitos metassomáticos (Meinert et al., 2005; Frisch e Herd, 2010; Bucher e Grapes, 2011), enquanto que, nos basaltos do Grupo C, a tremolita predomina como fase secundária.

Somado a isto, a presença de rochas calcissilicáticas na forma lenticular e com paragênese de alta temperatura, como piroxênio, sugere zonas proximais a corpos intrusivos, enquanto que a paragênese calcita, dolomita, epídoto sugere fases retrogradantes, o que é comum em ambiente do tipo Skarn (Nadoll et al., 2014).

Estas suposições poderiam modificar as interpretações relativas aos processos genéticos das BIFs das rochas máficas da SCM, entretanto, entendemos que os processos tardios, como metamorfismo e metassomatismo, apesar de realmente terem ocorrido na Sequência Contendas Mirante, não foram altos o suficiente a ponto de obliterar completamente as assinaturas geoquímicas primárias das rochas estudadas. Esta hipótese é corroborada pelos resultados do estudo de mobilidade química obtidos pelo método das Razões de Proporções Moleculares MPR de Pearce (1968; 1970) que apontam para a existência de um alinhamento (Fig. 34) entre as rochas analisadas.

As idades U-Pb em zircões detríticos das amostras de metassedimentos da Sequência Contendas Mirante apontam que a população mais nova apresenta idade média de 1960 Ma, o que pode ser interpretado como a idade máxima de deposição da bacia, sendo a idade do zircão mais antigo entre 3146 Ma e 3469 Ma possivelmente relacionado aos gnaisses do Bloco Gavião representados, na região, pelo TTG do domo Sete Voltas ( $3378 \pm 12$  Ma – Martin et al., 1997). Somado a isto, a ausência de zircões mais jovens que 2.6 Ga nos quartzitos associados às BIFs da porção central da área sugere deposição anterior ao grande evento de oxidação Global (GOE).

Mesmo considerando que as idades Sm-Nd em BIFs sejam apenas uma aproximação das idades das fontes, pode-se considerar que, pelo menos, parte do protólito das BIFs da Sequência Contendas Mirante se diferenciou a partir de fontes mantélicas mais antigas, sendo a idade de  $2528 \pm 69$  Ma considerada como a idade de deposição das BIFs impuras do Grupo 02. Para as BIFs puras, não foi possível obter um alinhamento, o que pode ser atribuído ao pequeno número de amostras. Desta forma, é levantada a hipótese de que as BIFs puras do Grupo 01 sejam mais antigas que as BIFs impuras e que a sua deposição tenha se dado associada às rochas de natureza boninítica, uma vez que estas estão colocadas lado a lado e, portanto, depositadas antes do grande Evento de Oxidação Global (GOE).

Além disso, a idade de cristalização U-Pb de  $2654 \pm 9.9$  Ma, para as rochas máficas com assinatura de arco, bem como as idades de cristalização U-Pb  $2647 \pm 6.1$  Ma, para o augen granito encontrado na área de estudo, parece revelar a idade do sistema magmático responsável pela deposição das BIFs estudadas. Estas idades são compatíveis com as idades de  $2.657 \pm 41$  Ma obtidas pelo método Rb/Sr (Brito, 2000) e 2.6 U/Pb obtidas por Brito (comunicação verbal) para as rochas gabro-anortositicas do Sill do Rio Jacaré, localizadas a leste da área onde ocorrem as BIFs estudadas e sugerem relação genética com o magmatismo que gerou as rochas vulcânicas da Sequência Contendas Mirante, conforme discutido por Brito (2000) para as rochas do Sill do Rio Jacaré.

Assim, levantamos a hipótese de que houve dois eventos de deposição de BIFs na Sequência Contendas Mirante. Estes dois eventos foram seguidos de um estágio final que foi responsável pela deposição da unidade superior da Sequência Contendas Mirante no Paleoproterozóico. O primeiro estágio de deposição de BIFs (Estágio I) é interpretado como relacionado ao evento tectônico que gerou rochas de afinidade boniniticas em uma zona de subducção anterior a 2.6 Ga (Fig. 35), sendo que esta deposição ocorreu proximal às fontes exalativas submarinas de alta temperatura, conforme evidenciado pelas fortes anomalias positivas de  $Eu/Eu^*$ . Destaca-se que, nestes locais, a atividade hidrotermal submarina pode gerar fluidos auríferos de natureza reduzida que, sob-baixas condições de fugacidade do oxigênio, migram e circulam no local de deposição de BIFs onde precipitam ouro como finas partículas (Goldfarb e Santosh, 2014; Ganguly et al., 2016).

O segundo momento (Estágio II) é interpretado como ocorrido em 2.6–2.5 Ga, período em que a progressão da subducção levou à produção dos metabasaltos dos Grupos B e C, este último enriquecido em Nb. Neste caso, a presença de barita e apatita nas BIFs sugerem a existência de um oceano raso e rico em sulfatos.

Já o estágio final (Estágio III) corresponde a uma sedimentação representada pelos xistos que apresentam zircão detrítico paleoproterozóico seguidos de uma posterior cratonização do terreno.

Por fim, associações semelhantes foram descritas em diversos outros terrenos *greenstone belts* arqueanos (Shchipansky et al., 2004). Além disto, a relação de boninitos e BIFs parece indicar ambientes favoráveis à precipitação de ouro singenético que, posteriormente, pode ser remobilizado por eventos tectono-metamórficos tardios, o que pode resultar em concentrações econômicas semelhantes a outras ocorrências mundiais, por exemplo, as BIFs auríferas do Greenstone Belts Shimoga, Índia (Ganguly et al., 2016).

## 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

1 – As BIFs da Sequência Contendas Mirante apresentam padrão de ETR homogêneo entre si e com anomalias positivas de  $Eu/Eu^*$  = (1–2,7).

2 – O conjunto de rochas máficas analisadas foi dividido em 3 grupos, sendo o primeiro representado pelos tremolitos do Grupo A com assinatura boninitica. O segundo é denominado de metabasaltos do Grupo B e apresenta assinatura de basaltos de bacia de back-arc. O terceiro é denominado de metabasaltos do Grupo C e apresenta assinatura dos basaltos alcalinos de arco de ilha.

3 – Os dados U-Pb nos zircões analisados permitem restringir a idade de 2.6 Ga para cristalização magmática das rochas metamáficas, enquanto que os dados Sm/Nd das BIFs encaixantes permitem definir um alinhamento com idade de  $2528 \pm 69$  Ma e  $MSWD = 1.5$ , interpretada como idade de deposição das BIFs da unidade inferior da Sequência Contendas Mirante onde os valores positivos de  $\epsilon Nd$  indicam fontes mantélicas.

4 – A ausência de zircões mais jovens que 2.6 Ga obtida nos quartzitos associados às BIFs sugere que a deposição siliciclástica pode ter sido sincrônica à deposição das BIFs e, portanto, anterior ao grande evento de oxidação Global (GOE).

5 – Os xistos analisados apresentam zircões detríticos que evidenciam idade máxima de deposição entre 1960 a 2149 Ma, sendo a idade do zircão mais antigo de 2739 Ma.

6 – Propomos que o ambiente de formação da Unidade Inferior da Sequência Contendas Mirante tenha sido uma bacia de forearc formada em um cenário de colisão intra-oceânica entre o Meso- e Neoarqueano que, posteriormente, evoluiu e depositou os sedimentos paleoproterozóicos da unidade superior.

7 – Propomos, também, que a Unidade Inferior onde estão hospedadas as BIFs representa ambientes favoráveis a concentrações de metais singenéticos que, somados a uma tectônica compressiva paleoproterozóica torna este terreno extremamente favorável a descobertas de depósitos auríferos de Classe Mundial.

## 8 AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa foi parcialmente financiada pela CAPES, coordenada pelo Prof. Elton Luiz Dantas no projeto de Evolução dos Terrenos Arqueanos no Cráton de São Francisco. Agradeço à CAPES, por uma bolsa de doutorado, à Universidade Federal da Bahia e à Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM) pelo apoio logístico.

## 9 REFERÊNCIAS

Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Benoit, M., Bellon, H., Maury, R.C., Cotton, J., Bourgois, J., Michard, F., 2001. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below Southern Baja California? *Geology* 29, 531-534.

Alexander, B., Bau, M., Andersson, P. 2009. Neodymium isotopes in Archean seawater and implications for the marine Nd cycle in Earth's early oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 283: 144-155.

Alexander, B., Bau, M., Andersson, P., Dulski, P. 2008. Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 72(2): 378-394.

Alibert, C., Barbosa, J.S.F. 1992. Ages U-Pb déterminés à la "SHRIMP" sur des zircons du Complexe de Jequié, Craton du São Francisco, Bahia, Brésil. In: RÉUNION DES SCIENCES DE LA TERRE, 14., Toulouse. Abstract... Toulouse: Soc. Géol. France. p. 4.

Bajwah, Z.U., Seccombe, P.K., Offier, R. 1987. Trace element distribution, Co: Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron-copper deposit, New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita*, 22: 292-300.

Barbosa, J.S.F. 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, 27: 241-256.

Barbosa, J.S.F., Barbosa, R.G. 2017. The Paleoproterozoic eastern Bahia orogenic domain. In: Heilbron, M., Alkmim, F., Cordani, U.G. (Eds.). *The São Francisco Craton and its margins, Eastern Brazil, Regional Geology Review Series*. Springer-Verlag, 57-69. [http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0\\_4](http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_4). Chapter 4.

Barbosa, J.S.F., Cruz, S.C.P., Souza, J.S. 2012. Terrenos metamórficos do embasamento. Cap. III, 101-201. In: Barbosa, J.S.F., Mascarenhas, J.F., Correa-Gomes, L.C., Dominguez, J.M.L., Souza, J.S. (Eds.). *Geologia da Bahia, Pesquisa e Atualização*, I, CBPM553 UFBA, 559p, ISBN 9788585680473.

Barbosa, J.S.F., Marinho, M.M., Sabaté, P. 1994. Geology of the Jequié-Itabuna granulitic belt. In: Figueiredo, M.C.H., Pedreira, A.J. (Eds.), *Petrological and geochronologic evolution of the oldest segments of the São Francisco Craton, Brazil*. *Bol., IG-USP*, 17: 9-36.

Barbosa, J.S.F., Martin, H., Peucat, J.J. 2004. Archean/Paleoproterozoic Crustal doming evolution of the Lage, Mutuipe, Brejões and Santa Inês region. Jequié Block, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, 135: 105-131.

Barbosa, J.S.F., Pinho, I.C.A., Sobrinho V.R.S., Cruz S.C.P.C. 2007. Ipiaú- SD.24-Y-B-II, escala 1:100.000: nota explicativa/Bahia: UFBA /CPRM, 2007. 84p. (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB) versão em CD-Rom.

Barbosa, J.S.F., Sabaté, P. 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 74: 343-359.

Barbosa, N.S., Teixeira, W., Bastos Leal, L.R., Leal, A.B.M. 2013. Evolução crustal do setor ocidental do Bloco Arqueano Gavião, Cráton do São Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. *Rev. do Inst. Geo, USP*, 13: 6-88.

Bastos Leal, L.R., Cunha, J.C., Cordani, U.G., Teixeira, W., Nutman, A.P., Leal, A.B.M., Macambira, M.J.B. 2003. SHRIMP UePb, 207Pb/206Pb zircon dating, and Nd isotopic signature of the Umburanas greenstone Belt, northern Sao Francisco craton, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, 5: 775-785.

Bastos Leal, L.R., Teixeira, W., Cunha, J.C., Macambira, M.J.B. 1998. Archean tonalitic-trondhjemitic and granitic plutonism in the Gavião block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geochemical and geochronology characteristics. *Rev. Bras. Geo.*, 2: 209-220.

Bau, M., Dulski, P. 1996. Preliminary Research Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79(79): 37-55. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00087-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9).

Bau, M., Dulski, P. 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during nearvent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chem. Geol.*, 155: 77-90.

Bavinton, O.A., Keays, R.R., 1978. Precious metal values from interflow sedimentary rocks from the komatiite sequence at Kambalda, western Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1151–1163.

Bekker, A., Holland, H.D., Wang, P.L., Rumble, D.I.I.I., Stein, H.J., Hannah, J.L., Coetzee, L.L., Beukes, N.J. 2004. Dating the rise of atmospheric oxygen. *Nature*, 427: 117-120.

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*, 105: 467-508.

Bohlen, S.R., Essene, E.J., Boettcher, A.L., 1980. Reinvestigation and application of olivine-quartz-orthopyroxene barometry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 47, 1-10.

Bolhar, R., Kamber, B.S., Moorbath, S., Fedo, C.M., Whitehouse, M.J. 2004. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 222: 43-60.

- Borges J.O. 2012. Geologia e Evolução Metalogenética das formações manganíferas da Sequência Metavulnossedimentar Licínio de Almeida: o exemplo da Mina de Lagoa Dantas, Caetitê, Bahia. Dissertação de Mestrado, Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, 250 p.
- Boström, K. 1973. Origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Stockh. Contrib. Geol.*, 27(2): 147-243.
- Botros, N.S. 2015. Gold in Egypt : Does the future get worse or better ? *Ore Geology Reviews*, 67: 189-207. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.018>.
- Bowins, R.J., Crocket, J.H. 2011. Monazite, xenotime and REE minerals in Archean banded iron-formation from the Sherman and Adams mines, Ontario, Canada. *Canadian Mineralogist*, 49(3): 749-763. <https://doi.org/10.3749/canmin.49.3.749>.
- Brito, R.S.C. Geologia e petrologia do sill máfico ultramáfico do Rio Jacaré - Bahia e estudo das mineralizações de Fe-Ti-V e platinóides associadas / Reinaldo Santana Correia de Brito. -- Brasília, 2000. 385 p. ; Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.
- Bralia, A., Sabatini, G., Troja, F. 1979. A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems. *Mineralium Deposita*, 14: 353-374.
- Buhn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *An. Acad. Bras. Ci.* 81: 99-114.
- Bonnot-Courtois, C., 1981, Distribution des terres rares dans les depots hydrothermaux de la zone FAMOUS et des Galapagos—comparaison avec les sediments metalliferes: *Marine Geology*, v. 39, p. 1–14.
- Bucher, K., Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Berlin (Germany): Ed. Springer. 8th Edition.
- Bühn, B., Santos, R.V, Dardenne, M.A., Oliveira, C.G. (2009). Author's personal copy from Brazilian Archean and Proterozoic sulfide deposits by laser ablation. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.003>.
- Bullis, H., Hureau, R., Penner, B. 1993. Distribution of gold and sulfides at Lupin, Northwest Territories: *Economic Geology*, 89: 1217-1227.
- Corliss, J. B.; Lyle, M.; Dymond, J. The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift. *Earth Planetary Science Letters*, v. 40, n. 1, p. 12-24, jun. 1978.
- Condie, K.C. 2005. High Field Strength Ratios in Archean Basalts: a Window to Evolving Sources Mantle Plumes? *Lithos*, 79: 491–504.
- Cuney, M.; Sabate, P.; Vidal, P.; Marinho, M.M.; Conceição, H. (1990) The 2 Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belt (Bahia, Brazil): major and trace element geochemistry and metalogenetic potential. *J. Vulcan. Geoth. Res.* 44:123-141.
- Chung, D., Zhou, M., Gao, J., Chen, W.T. 2015. In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: The late Palaeoproterozoic Sokoman Iron Formation in the Labrador Trough, Canada. *Ore Geol. Rev.*, 65: 917-928.
- Claire, M., Kasting, J., Domagal-Goldman, S., Stueken, E., Buick, R., Meadows, V. 2014. Modeling the Signature of Sulfur Mass-Independent Fractionation produced in the Archean Atmosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 141: 365-380. DOI: 0.1016/j.gca.2014.06.032.
- Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Peucat, J.J., Paquette, J.L. 2014. Correlação estratigráfica entre as Sequências Metavulcanossedimentares do Bloco Gavião, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46. Anais... p. 1342.

Cruz, S.C.P., Peucat, J.J., Teixeira, L., Carneiro, M.A., Martins, A.A.M., Santana, J.S., Souza, J.S., Barbosa, J.S.F., Leal, A.B.M., Dantas, E., Pimentel, M. 2012. The Caraguataí syenitic suite, a ca. 2.7 Ga-old alkaline magmatism (petrology, geochemistry and UePb zircon ages). Southern Gavião block (São Francisco Craton), Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, 37: 1-18.

D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Tohver, E., Janikian, L., Teixeira, W., Hall, C. 2011. Paleomagnetism and  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  geochronology of the high-grade metamorphic rocks of the Jequié block, São Francisco Craton: Atlantica, Ur and beyond. *Precambrian Research*, 185: 183-201.

De Paolo, D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic: *Nature*, 291:193-197. doi: 10.1038/291193a0.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. 1992. An introduction to the rock forming minerals. 2nd Edition. New York (USA): Prentice Hall.

Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of Young subducted lithosphere. *Nature* 347, 662-665.

Deng, H., Kusky, T., Polat, A., Wang, C., Wang, L., Li, Y., Wang, J. 2016. A 2.5 Ga fore-arc subduction-accretion complex in the Dengfeng Granite-Greenstone Belt, Southern North China Craton. *Precambrian Research*, 275:241-264.

Ding, T., Valkiers, S., Kipphardt, H., De Briève, P., Taylor, P.D.P., Gonfiantini, R., Krouse, R. 2001. Calibrated sulfur isotope abundance ratios of three IAEA sulfur isotope reference materials and V-CDT with a reassessment of the atomic weight of sulfur. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: 2433-2437.

Distinction, C., Ade, O.F.H. 1971. In a study of basic dyke rocks in high-grade metamorphic terrain, it was found difficult to distinguish between metabasic igneous dykes and metasedimentary (basic differentiates?) mafic bands associated with gneisses. Both rock types show abrupt contacts and are intensely sheared, often developing foliation, 51(1965): 311-316.

Droop, G.T.R. 1987. A general equation for estimating  $\text{Fe}^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51:431-435.

Dymek, R.F., Klein, C. 1988. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma isua supracrustal belt, WestGreenland. *Precambrian Res.*, 39: 247-302.

Dilek, Y., Furnes, H., 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos* 113, 1–20.

Evensen, N. M., Hamilton, P. J., and O'Nions, R. K., 1978, Rare earth abundances in chondritic meteorites : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 42, p. 1199–1212.

Fabre, S., Nédélec, A., Poitrasson, F., Strauss, H., Thomazo, C., Nogueira, A. 2011. Iron and sulphur isotopes from the Carajás mining province (Pará, Brazil): implications for the oxidation of the ocean and the atmosphere across the Archaean–Proterozoic transition. *Chem. Geol.*, 289: 124-139.

Farquhar, J., Wu, N., Canfield, D.E., Oduro, H. 2010. Connections between sulfur cycle evolution, sulfur isotopes, sediments, and base metal sulfide deposits. *Economic Geology*, 105: 509-533.

Floran, R.J. and Papike, J.J., 1978, Mineralogy and petrology of the Gunflint Iron-Formation, Minnesota-Ontario: Correlation of compositional and assemblage variations at low to moderate grade: *Journal of Petrology*, v. 19, p. 215–288.

Franklin, J. M.; Gibson, H. L.; Jonasson, I. R.; Galley, A. G. 2005. Volcanogenic massive sulfide deposits: *Economic Geology*, 100th Anniversary: 523–560.

Frey, F.A., Coffin, M.F., Wallace, P.J., Weis, D., Zhao, X., Wise, S.W., Wähnert, V., Teagle, D.A.H., Saccocia, P.J., Reusch, D.N., Pringle, M.S., Nicolaysen, K.E., Neal, C.R., Müller, R.D., Moore, C.L., Mahoney, J.J., Keszthelyi, L., Inokuchi, H., Duncan, R.A., Delius H., Damuth J.E., Damasceno D., Coxall H.K., Borre M.K., Boehm F., Barling J., Arndt N.T., Antretter M. 2000. Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 176: 73-89.

Frei, R., Dahl, P.S., Duke, E.F., Frei, K.M., Hansen, T.R., Frandsson, M.M., Jensen, L.S. 2008. Trace element and isotopic characterization of Neoproterozoic and Paleoproterozoic iron formations in the Black Hills (South Dakota, USA): Assessment of chemical change during 2.9–1.9 Ga deposition bracketing the 2.4–2.2 Ga first rise of atmospheric oxygen. *Precambrian Research*, 162: 441-474.

Frei, R., Polat, A. 2007. Source heterogeneity for the major components of ~3.7 Ga Banded Iron Formations (Isua Greenstone Belt, Western Greenland): Tracing the nature of interacting water masses in BIF formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(1–2): 266-281. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.033>.

Frisch, T., Herd, R.K., 2010. Highly metamorphosed iron-formation on Arcedeckne Island, Boothia Peninsula, Arctic Canada, and the paragenesis of harrisonite,  $\text{Ca}(\text{Fe,Mg})_6(\text{SiO}_4)_2(\text{PO}_4)_2$ . *The Canadian Mineralogist* 48, 1005-1024.

Fryer, B.J. 1983. Rare Earth Elements in Iron-Formation. In: Trendall, A.F., Morris, R.C. editores. *Iron-Formation: Facts and Problems*, Amsterdam, Elsevier, 345-358.

Ganguly, S., Manikyamba, C., Saha, A., Lingadevaru, M., Santosh, M., Rambabu, S., Linga, D. 2016. Geochemical characteristics of gold bearing boninites and banded iron formations from Shimoga greenstone belt, India: Implications for gold genesis and hydrothermal processes in diverse tectonic settings. *Ore Geology Reviews*, 73: 59-82. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.013>.

Furnes H., Dilek Y., de Wit M.J. 2015. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research*, 27: 649–685.

Garzon, G.E.G. 2010. Petrographic characterization of two gold-rich banded iron formations (BIFs) in the Foxe Fold Belt. University of Arizona.

Gill, R., 2010. *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide*. London (England): Ed. Wiley-Blackwell.

Gioia, S.M., Pimentel, M.M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Ci.*, 72(2): 219-245.

Goldfarb, R., Baker, T., Dube, B., Groves, D., Hart, C., Gosselin, P. 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes: *Economic Geology 100th Anniversary*: 407-450.

Goldfarb, R., Groves, D.I., Gardoll, S. 2001, Orogenic gold and geologic time: A global synthesis: *Ore Geology Reviews*, 18:1-75.

Goldfarb, R.J., Santosh, M. 2014. The dilemma of the Jiaodong gold deposits: are they Unique? *Geosci, Front.* 5: 139-153.

Grassineau, N. V., Abell, P., Appel, P. W. U., Lowry, D., Nisbet, E. G. 2006. Early life signatures in sulfur and carbon isotopes from Isua, Barberton, Wabigoon (Steep Rock), and Belingwe Greenstone Belts (3.8 to 2.7 Ga). In: Kesler, S.E., Ohmoto, H. (Eds.), *Evolution of Early Earths Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere Constraints from Ore Deposits*. Geological Society of America, 198: 33-52.

Gregory, D.D., Large, R.R., Halpin, J.A., Lounejeva-Baturina, E., Lyons, T.W., Wu, S., Sack, P.J., Chappaz, A., Maslennikov, V.V., Bull, S.W. 2015, Trace element content of background sedimentary pyrite in black shales: *Economic Geology*, 110: 1389-1410.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Hart, C.J.R., Robert, F., Gosselin, P. 2005. World distribution, productivity, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (eds.). *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume: 1905-2005*, Society of Economic Geologists: 407-450.

Groves, D.I., Santosh, M. 2015. Province-scale commonalities of some world-class gold deposits: implications for mineral exploration. *Geosci. Front.*, 6: 389-399.

Gu, X. X., Liu, J. M., Schulz, O., Vavtar, F., Zheng, M. H. 2003. Syngenetic origin for the sediment-hosted disseminated gold deposits in NW Sichuan, China: Ore fabric evidence. *Ore Geology Reviews*, 22 (1–2): 91-116. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00110-5](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00110-5).

Guy, B. M., Beukes, N. J., Gutzmer, J. 2010. Paleoenvironmental Controls on the Texture and Chemical Composition of Pyrite From Non-Conglomeratic Sedimentary Rocks of the Mesoarchean Witwatersrand Supergroup, South Africa. *South African Journal of Geology*, 113(2): 195–228. <https://doi.org/10.2113/gssajg.113.2.195>.

Hagemann, S.G., Angerer, T., Duuring, P., Rosière, C.A., Figueiredo e Silva, R.C., Lobato, L., Hensler, A.S., Walde, D.H.G. 2016. BIF-hosted iron mineral system: A review. *Ore Geology Reviews*, 76:317-359.

Hannington, M.D., Herzig, P.M. 2000 Submarine epithermal deposits and the VMS-epithermal transition: a new exploration target. In: Gemmel, J.B. Pontgratz, J. (eds.). *Volcanic environments and massive sulfide deposits*, Program and Abstracts, CODES Special Publication, 3:75–77.

Herzig, P.M., Hannington, M.D., Petersen, S. 2000. Polymetallic massive sulfide deposits at the modern seafloor and their resource potential, Workshop on Mineral Resources of the International Seabed Area Kingston, Jamaica, 26-30 Junho.

Hodgkinson, M. R. S., Webber, A. P., Roberts, S., Mills, R. A., Connelly, D. P., Murton, B. J. 2015. Talc-dominated seafloor deposits reveal a new class of hydrothermal system. *Nature Communications*, 6, 10150. <https://doi.org/10.1038/ncomms10150>

Hofmann, A., Pitcairn, I., Wilson, A. 2017. Gold mobility during Palaeoarchaeon submarine alteration. *Earth and Planetary Science Letters*, 462: 47-54. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.008>.

Holland, H. 2002. Volcanic gases, black smokers, and the Great Oxidation Event. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66: 3811-3826.

Holland, H.D. & U. Petersen. 1995: *Living Dangerously*. Princeton: Princeton University Press, 490pp.

Hollings, P., Kerrich, R. 2004. Geochemical systematic of theolites from the 2.86 Ga pickle crow assemblage, northwestern Ontario: arc basalts with positive and negative Nb-Hf anomalies. *Precambrian Research*, 134: 1-20.

Hollis, S. P., Mole, D. R., Gillespie, P., Barnes, S. J., Tessalina, S., Cas, R. A. F., ... Martin, L. A. J. 2017. 2.7 Ga plume associated VHMS mineralization in the Eastern Goldfields Superterrane, Yilgarn Craton: Insights from the low temperature and shallow water, Ag-Zn-(Au) Nimbus deposit. *Precambrian Research*, 291: 119–142. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.002>.

Hoskin, P.W.O. & Black, L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology*, 18:423-439.

Ohmoto, H., Watanabe, Y., Yamaguchi, K.E., Naraoka, H., Haruna, M., Kakegawa, T., Hayashi, K., Kato, Y., 2006. Chemical and biological evolution of early Earth: constraints from banded iron formations. In: Kesler, S.E., Ohmoto, H. (Eds.), *Evolution of early Earth's atmosphere, hydrosphere and biosphere – constraints from ore deposits: Geological Society of America Memoir.*, 198, pp. 291–331.

Hu, G., Rumble, D., Wang, P.-L. 2003. An ultraviolet laser microprobe for the in situ analysis of multisulfur isotopes and its use in measuring Archean sulfur isotope mass-independent anomalies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67: 3101-3117.

Huston, D. L., Logan, G. A. 2004. Barite, BIFs and bugs: Evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 220 (1-2): 41-55. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00034-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00034-2).

Isley, A.E., Abbott, D.H., 1999. Plume-related mafic volcanism and the deposition of banded iron formation. *Journal of Geophysical Research* 104, 15461–15477.

Jacobsen, S.B., Pimentel-Klose, M.R., 1988. Nd isotopic variations in Precambrian Banded Iron Formations: *Geophysical Research Letters* 15, no.4: 393-396.

Jost, H, Dussin, I.A., Chemale Jr., F., Tassinari, C.C.G., Junges, S. 2008. U-Pb and Sm-Nd constraints for the Paleoproterozoic age of the metasedimentary sequences of the Goiás Archean greenstone belts. VI. South Amer. Symp. Isotope Geol., Bariloche, Argentina: Ext. Abstr., Vol.,: 1-4.

Kato, Y., Yamaguchi, K.E., Ohmoto, H. 2006. Rare earth elements in Precambrian banded iron formations: Secular changes of Ce and Eu anomalies and evolution of atmospheric oxygen. In: Kesler, S.E., Ohmoto, H. (eds.). *Evolution of Early Earth's Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere-Constraints from Ore Deposits*. Geological Society of America Memoir, 198: 269-289, doi: 10.1130/2006.1198(16).

Keith, M., Haase, K. M., Klemd, R., Schwarz-Schampera, U., Franke, H. 2017. Systematic variations in magmatic sulphide chemistry from mid-ocean ridges, back-arc basins and island arcs. *Chemical Geology*, 451: 67-77. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.028>.

Kelemen, P.B., Hanghøj, K., and Greene, A., 2003b, One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust, in Rudnick, R.L., ed., *The Crust*, Vol. 3, *Treatise on Geochemistry* (H.D. Holland and K.K. Turekian, eds.): Oxford, UK, Elsevier-Pergamon, p. 593–659.

Kerr, A.C., 2014. Oceanic Plateaus. In Rudnick, R. (Ed.), *The Crust* (Treatise on Geochemistry: 2nd Ed). Amsterdam: Elsevier.

Klein, C., Beukes, N.J. 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 84: 1733-1774.

Klein, C., Beukes, N.J. 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic Late Proterozoic Rapitan Iron Formation in Canada. *Econ. Geol.*, 88: 542-565.

Koglin, N., Frimmel, H.E., Minter, W.E.L., Brätz, H. 2010. Trace-element characteristics of different pyrite types in Mesoarchean to Palaeoproterozoic placer deposits. *Mineralium Deposita*, 45, 259-280.

Kurzweil, F., Claire, M., Thomazo, C., Peters, M., Hannington, M., Strauss, H. 2013. Atmospheric sulfur rearrangement 2.7 billion years ago: evidence for oxygenic photosynthesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 366: 17-26.

Large, R.R., Gregory, D.D., Steadman, J.A., Tomkins, A.G., Lounejeva, E., Danyushevsky, L.V., Hickman, A. 2015. Gold in the oceans through time. *Earth and Planetary Science Letters*, 428(August): 139-150. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.026>.

Large, R.R., Maslennikov, V.V., Robert, F., Danyushevsky, L.V., Chang, Z. 2007. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the Giant Sukhoi log deposit, Lena Gold Province, Russia. *Economic Geology*, 102(7): 1233-1267. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.7.1233>.

Large, R.R., Bull, S.W., Maslennikov, V.V. 2011. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. *Econ. Geol.*,106: 331-358.

Large, R.R., Danyushevsky, L., Hollit, C., Maslennikov, V., Meffre, S., Gilbert, S., Bull, S., Scott, R., Emsbo, P., Thomas, H., Singh, B., Foster, J. 2009. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in Orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits. *Econ. Geol.*, 104: 635-666.

Large, R.R., Maslennikov, V.V., Robert, F., Danyushevsky, L.V., Chang, Z. 2007. Multi-stage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the Giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province, Russia. *Econ. Geol.*,102: 1233-1267.

Lawley, C. J. M., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Kjarsgaard, B., Knight, R., Vaillancourt, D. 2015. Defining and mapping hydrothermal footprints at the BIF-hosted Meliadine gold district, Nunavut, Canada. *Journal of Geochemical Exploration*, 155: 33-55.  
<https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.04.001>.

Lazarin, F.A. 2011. *Geologia, petrologia e estudos isotópicos dos depósitos de níquel-cobre sulfetados Santa Rita e Peri-Peri, Nordeste do Brasil*. 69 F., XXVI., IL. Dissertação de Mestrado-IG/UNB.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D. et al. 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.

Leite, C.M.M., Sabaté, P., Nicollet, C., Kienast, J.R., Barbosa, J.S.F. 2000. The phlogopite-spinel-sapphirine bearing Al-Mg granulites from Salvador-Curaçá Belt, Bahia, Brazil: An example of ultra-high temperature metamorphism with phlogopite stability. In: *Int. Geol. Congr. 31, Rio de Janeiro, Brazil*, CD-ROM.

Leybourne, M. I., Peter, J. M., Layton-matthews, D., Volesky, J., & Boyle, D. R. (2006). Mobility and fractionation of rare earth elements during supergene weathering and gossan formation and chemical modification of massive sulfide gossan, 70, 1097–1112. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.11.003>

Li, L., Wing, B. A., Bui, T. H., McDermott, J. M., Slater, G. F., Wei, S., ... Lollar, B. S. (2016). Sulfur mass-independent fractionation in subsurface fracture waters indicates a long-standing sulfur cycle in Precambrian rocks. *Nature Communications*, 13252. <https://doi.org/10.1038/ncomms13252>

Li, Z.G., Chu, F.Y., Dong, Y.H., Li, X.H., Liu, J.Q., Yang, K.H., Tang, L.M. 2016. Origin of selective enrichment of Cu and Au in sulfide deposits formed at immature back-arc ridges: Examples from the Lau and Manus basins. *Ore Geology Reviews*, 74: 52-62.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.11.010>

Liu, L., Yang, X. 2015. Temporal, environmental and tectonic significance of the Huoqiu BIF, southeastern North China Craton: Geochemical and geochronological constraints. *Precambrian Research*, 261, 217-233. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.02.017>.

Lobato, L.M., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R., Noce, C.M. 2007. U-Pb SHRIMP monazite ages of the giant Morro Velho and Cuiabá gold deposits, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 32(3-4): 674-680.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.11.007>

Lobato, L.M., Ribeiro-Rodrigues, L.C.R., Vieira, F.W.R. 2001. Brazil's premier gold province Part II: geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita*, 36: 249-277.

Ludwig, K.R. 1993. PBDAT. A computer program for processing Pb-U-Th isotope data. USGS Open File Report: 88-542

Ludwig, K.R. 2001. Users Manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1a.

Luther III, G.W., Rickard, D.T. 2005. Metal sulfide cluster complexes and their bio-geochemical importance in the environment. *J. Nanopart. Res.*, 7: 389-407.

Manikyamba, C., Ganguly, S., Santosh, M., Saha, A., Chatterjee, A., Khelen, A. 2015. Neoproterozoic arc–juvenile back-arc magmatism in eastern Dharwar Craton, India: Geochemical fingerprints from the basalts of Kadiri greenstone belt. *Precambrian Research*, 258:1-23.

Manikyamba, C., Kerrich, R., Khanna, T.C., Satyanarayanan, M., Krishna, A.K. 2009. Enriched and depleted arc basalts, with Mg-andesites and adakites: A potential paired arc-back-arc of the 2.6 Ga Hutti greenstone terrane, India. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 73: 1711-1736.

Manikyamba, C., Saha, A., Ganguly, S., Santosh, M., Lingadevaru, M., Rajanikanta Singh, M., Subba Rao, D.V., 2014. Sediment-infill volcanic breccia from the Neoproterozoic himoga greenstone terrane, western Dharwar craton: implications for pyroclastic volcanism and sedimentation in an active continental margin. *J. Asian Earth Sci.*, 96: 269-327.

Marinho, M.M. 1991. Le sequence Volcano-Sedimentaire de Contendas Mirante et la Bordure Occidentale du Bloc de Jequié (craton du São Francisco, Brésil): un exemple de transition Archeen-Proterozoic. These de doctorat, Université de Clermont-Ferrand, 257p.

Marinho, M.M., Rios, D.C., Conceição, H., Rosa, M.L.S. 2008. Magmatismo alcalino neoproterozoico no Cráton do São Francisco, Bahia: pluton P e de Serra. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Anais..., p. 57.

Marinho, M.M. 1994. Geologia e potencialidade mineral da borda nordeste da Faixa Contendas-Mirante e do Sill do Rio Jacaré, Bahia. Morcyr Moura; Marinho (et al.); integração e síntese por Augusto J. Pedreira e Icalmar A. Viana. Salvador: Companhia Baiana de Pesquisa Mineral; 17 0.: Il., Mapas (Série Arquivos Abertos; 6). ISON 85-85680-03-2

Marinho, M.M. 2009. A sequência vulcanossedimentar de Contendas-Mirante; uma estrutura do tipo Greenstone Belt? Salvador: CBPM, 68p.:il.; 2 mapas – (Série Arquivos Abertos, 32);

Martin H., Peucat J.J., Sabaté P., Cunha J.C. 1997. Crustal evolution in the early Archean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research*, 82: 35-62.

Martin, H., Peucat, J.J., Sabat, P., Cunha, J.C. 1991. Un segment de croûte continentale d'Age archeen ancien (3.5 milliards d'années): le massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil). *Les Comptes Rendus l'Academie Sci. Paris*, 313: 531-538.

Martins A. A. M., Santos R. A. 1993. Folha de Ibicaraí. SD.24.Y.B.V, Estado da Bahia, escala 1:100.000. DNPM/CPRM, Brasília, inédito.

Martins, S., Lobato, L., Ferreira, J., Jardim, E. 2007. Nature and Origin of the BIF-hosted São Bento gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, with special emphasis on structural controls: *Ore Geology Reviews*, 32: 571-595.

Mascarenhas, J.F., Silva, E.F.A. 1994. Greenstone belt de Mundo Novo: Caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no cráton do São Francisco. Série Arquivos Abertos, CBPM, Salvador, n. 5, 32p.

Mason, P.R.D., Košler, J., De Hoog, J.C.M., Sylvester, P.J., Meffan-Main, S. 2006. In situ determination of sulfur isotopes in sulfur-rich materials by laser ablation multiplecollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 21: 177-186.

McLennan, S.B. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks. Influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (ed.), *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, Washington: 169-200.

Mello, E.F., Xavier, R.P., McNaughton, N.J., Fletcher, I., Hagemann, S., Lacerda, C.M.M. Oliveira, E.P. 2000. Age constraints of felsic intrusions, metamorphism, deformation and gold mineralization in the paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. In: *International Geological Congress, 31. Abstract Volume, Special Symposium 18.4 – Stable and radiogenic isotopes in metallogenesis*. CD-ROM.

Mercier-Langevin, P., Hannington, M.D., Dubé, B., Bécu, V. 2011. The gold content of volcanogenic massive sulfide deposits. *Mineralium Deposita*, 46(5): 509-539. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0300-0>.

Meinert L.D., Dipple G.M., Nicolescu S. 2005. World Skarn Deposits. *Economic Geology*. 100th Anniversary Volume:299-33.

Mishra, S., Deomurari, M.P., Wiedenbeck, M., Goswami, J.N., Ray, S., Saha, A.K. 1999. 207Pb/206Pb zircon ages and the evolution of the Singhbhum Craton, eastern India: an iron microprobe study, *Precamb. Res.*, 93: 139-151.

Misi, Aroldo et al. Mapa metalogenético digital do Estado da Bahia. Salvador: CBPM; UFBA; DNPM 2006. 1 CD-ROM.

Moraes Filho, J.C.R, Lima, E.S. 2007. Região de Itapetinga, sul da Bahia (borda SE do Cráton do São Francisco): geologia e recursos minerais. *CBPM, Série Arquivos Abertos*, 27:77.

Morimoto, R. 1990. Nomenclatura de piroxênios. Tradução do original em inglês "Nomenclature of pyroxenes" realizada com permissão da IMA por Garda, M.G. e Atencio, D. *Revista Brasileira de Geociências*, 20 (1-4): 318-328.

Nutman, A.P.; Cordani, U.G. 1993. Shrimp U–Pb zircon geochronology of Archean granitoids from the Contendas–Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, 163: 179-218.

Nutman A.P., Cordani U.G., Sabaté P. 1994. SHRIMP U-Pb ages of detrital zircons from the Early Proterozoic Contendas-Mirante supracrustal belt, São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *J. South Amer. Earth Sci.*, 7: 109-114.

Nutman, A.P., McGregor, V.R., Shiraishi, K., Friend, C.L., Bennett, V.C., Kinny, P.D., 2002. ~3850 Ma BIF and mafic inclusions in the Early Archaean Itsaq Gneiss Complex around Akilia, southern West Greenland? The difficulties of precise dating of zircon-free protoliths in migmatites. *Precambrian Res.* 117, 185–224.

Ohmoto, H., Watanabe, Y., Yamaguchi, K.E., Naraoka, H., Haruna, M., Kakegawa, T., Hayashi, K., Kato, Y. 2006. Chemical and biological evolution of early Earth: constraints from banded iron formations. In: Kesler, S.E., Ohmoto, H. (eds.). *Evolution of early Earth's atmosphere, hydrosphere and biosphere – constraints from ore deposits*. Geological Society of America Memoir., 198: 291-331.

Ohmoto, H., Watanabe, Y., Ikemi, H., Poulson, S.R., Taylor, B.E. 2006. Sulphur isotope evidence for an oxic Archaean atmosphere. *Nature* 442: 908-911.

Oliveira, E.P., Lafon, J.M. Souza, Z.S. 1999. Archean- Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7., Lençóis, Bahia, Anais, SBG, (1): 38-40*.

Ono, S., Wing, B., Johnston, D., Farquhar, J., Rumble, D. 2006. Mass-dependent fractionation of quadruple stable sulfur isotope system as a new tracer of sulfur biogeochemical cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 2238-2252.

- Pall, N., Mishra, B. 2002. Epigenetic Nature of the BIF-hosted Gold Mineralization at Ajjanahalli , Southern India: Evidence from Ore Petrography and Fluid Inclusion Studies: Reply\* (2001): 632-635.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Nantwich, Shiva, p. 230-249
- Pearce J.A., Peate D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 23:251-285.
- Pearce, J.A., 2008. Geochemical fingerprint of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos* 100(1), 14-48.
- Pearce, T.H.1968. A Contribution to the Theory of Variation Diagrams. *Contributions to Mineral Petrology*, 19:142-157.
- Pearce, T.H.1970. Chemical Variations in the Palisades Sill. *Journal of Petrology*. 11, 15-23.
- 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 Res.* 172, 163–187.
- Pelleter, E., Fouquet, Y., Etoubleau, J., Cheron, S., Labanieh, S., Josso, P., Langlade, J. 2016. Ni-Cu-Co-rich hydrothermal manganese mineralization in the Wallis and Futuna back-arc environment (SW Pacific). *Ore Geology Reviews*. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.014>.
- Peng P., Wang C., Wang X., Yang S. 2015. Qingyuan high-grade granite–greenstone terrain in the Eastern North China Craton: Root of a Neoarchean arc. *Tectonophysics*, 662:7–21.
- Pereira Cruz, S.C., Figueiredo Barbosa, J.S., Pinto, M.S., Peucat, J.J., Paquette, J.L., Santos de Souza, J., Carneiro, M.A. 2016. The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 69: 43-79. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.007>.
- Peter, J.M. 2003. Ancient iron formation: their genesis and use in the exploration for stratiform base metal sulphide deposits, with examples from the Bathurst Mining Camp. In: Lentz, D.R. (Ed.) *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*, p. 145-181.
- Peucat, J.J., Barbosa, J.S.F., Paquette, J.L., Martin, H., Fanning, C.M., Leal, A.B.M. 2011. Geochronology of granulites from the south Itabuna-Salvador-Curaçá Block, São Francisco Craton (Brazil): Nd isotopes and U-Pb zircon ages. *J. South Am. Earth Sci.*, 31: 397-413.
- Peucat, J.J., Mascarenhas, J.F., Barbosa, J.S.F., De Souza, S.L., Marinho, M.M., Fanning, C.M., Leite, C.M.M. 2002. 3.3 Ga SHRIMP U-Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São Francisco craton, Bahia (NE Brazil). *S. Am. J. Earth Sci.*, 15: 363-373.
- Pearce, J.A. 2008: Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, Volume 100, pages 14-48.
- Pinto, M.A.S., Peucat, J.J., Martin, H., Sabaté, P. 1998. Recycling of the Archaean continental crust: the case study of the Gavião Block, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 5:487-498.
- Pitcairn, I.K., Teagle, D.A.H., Craw, D., Olivo, G.R., Kerrich, R., Brewer, T.S. 2006. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine schists, New Zealand. *Econ. Geol.*, 101: 1525-1546.

Planavsky, N., Bekker, A., Rouxel, O.J., Kamber, B., Hofmann, A., Knudsen, A., Lyons, T.W. 2010. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74: 6387-6405.

Polat, A. 2013. Geochemical variations in Archean volcanic rocks, southwestern Greenland: Traces of diverse tectonic settings in the early Earth. *Geology*, 41(3):379-380.

Polat, A., Hofmann, A.W. 2003. Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 126:197-218.

Polat, A., Hofmann, A.W., Rosing, M.T. 2002. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chem. Geol.*, 184: 231-254.

Polat A., Li J., Fryer B., Kusky T., Gagnon J., Zhang S. 2006. Geochemical characteristics of the Neoproterozoic (2800–2700 Ma) Taishan greenstone belt, North China Craton: Evidence for plume–craton interaction. *Chemical Geology*, 230:60–87.

Polat A., Kerrich R. 2006. Reading the geochemical fingerprints of Archean hot subduction volcanic rocks: evidence for accretion and crustal recycling in a mobile tectonic regime. *American Geophysical Monograph*, 164:189–213.

Polat, A., Fryer, B., Samson, I.M., Weisener, C., Appel, P.W.U., Frei, R., Windley, B.F., 2012. Geochemistry of ultramafic rocks and hornblende veins in the Fiskensæset anorthosite complex, SW Greenland: Evidence for hydrous upper mantle in the Archean. *Precambrian Res* 214-215, 124-153.

Polat, A., 2014. A review of the geodynamic significance of hornblende-bearing ultramafic rocks in the Mesoarchean Fiskensæset Complex, SW Greenland. In: Dilek, Y., Furnes, H. (Eds.), *Evolution of Archean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sciences* 7, 127-148.

Polat A., Wang L., Appel P.W. 2015. A review of structural patterns and melting processes in the Archean craton of West Greenland: evidence for crustal growth at convergent plate margins as opposed to non-uniformitarian models. *Tectonophysics*, 662:67–94.

Prasad, K.S.S., Sankar, D.B., Reddy, Y.V. 2012. Geochemistry and origin of banded iron formation from the Granulite terrain of North-Arcot District, Tamil Nadu, South India. *Chem. Sci. Trans.*, 1(3): 482-493.

Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M., Maury, R., 2001. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410, 197-200.

Pufahl, P.K., Hiatt, E.E. 2012. Oxygenation of the Earth's atmosphere and ocean system: A review of physical and chemical sedimentologic responses. *Marine and Petroleum Geology*, 32(1): 1-20. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.12.002>.

Raju, P.V.S. 2009. Petrography and geochemical behaviour of trace element, REE and precious metal signatures of sulphidic banded iron formations from the Chikkasiddavanahalli area, Chitradurga schist belt, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(5): 663-673. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.10.005>.

Regan, M.K., Gill, J.B., 1989. Coexisting calc-alkaline and high-niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implications for residual titanates in arc magma sources. *Journal of Geophysical Research* 94, 4619-4633.

Rios, D.C. et al. Geologic evolution of the Serrinha nucleus granite-greenstone terrane (NE Bahia, Brazil) constrained by U-Pb single zircon geochronology. *Precambrian Research*, Amsterdam, v. 170, n.3-4, p.175-201, 2009a.

- Rios, D.C., Davis, D.W., Conceição, H., Rosa, M.L.S., Davis, W.J., Dickin, A.P., Marinho, M.M., Stern, R. 2008. 3.65-2.10 Ga history of crust formation from zircon geochronology and isotope geochemistry of the Quijingue and Euclides plutons, Serrinha nucleus, Brazil. *Precambrian Research*, 167(1-2): 53-70.
- Rudnick, R.L., Barth, M., Horn, I., McDonough, W.F. 2000. Rutile bearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle. *Science*, 287: 278-281.
- Rumble, D. 2005. A mineralogical and geochemical record of atmospheric photochemistry. *American Mineralogist*, 90: 918-930.
- Saager, R., Meyer, M., Muff, R., 1982. Gold distribution in Supracrustal rocks from Archaean Greenstone belts of Southern Africa and from Paleozoic ultramafic complexes of the European Alps: metallogenetic and geochemical implications. *Econ. Geol.* 77, 1 –24.
- Sabate, P.; Marinho, M.M.; Vidal, P.; Vschette, M. (1990) The 2-Ga peraluminous magmatism of the Jacobina-Contendas Mirante belts (Bahia, Brazil): geologic and isotopic constraints on the sources. *Chem. Geol.* 83:325-338.
- Saccani, E. 2015. A new method of discriminating different types of post-Archaean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers*, 6: 481-501.
- Sajona, F.G., Maury, R.C., Bellon, H., Cotton, J. and Defant, M.J., 1996. High field strength elements enrichment of Pliocene-Pleistocene island arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37, 693-726.
- Sampaio, E.E.S., Barbosa, J.S.F., Correa-Gomes, L.C. 2017. New insight on the paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton: Reinterpretation of the geology, the suture zones and the thicknesses of the crustal blocks using geophysical and geological data. *Journal of South American Earth Sciences*, 76: 290-305. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.006>
- Santos, J. 2016. Geologia da Sequência Metassedimentar Ibicuí-Iguaí na Serra do Lontra com Ênfase no Controle Estrutural dos Domínios com Enriquecimento em Ferro. Dissertação de Mestrado, IGEO-UFBA.
- Santos Pinto, M., Peucat, J.J., Martin, H., Sabat, P. 1998. Recycling of the Archaean continental crust: the case study of the Gavião Block, Bahia, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.*, 11: 487-498.
- Saunders, J.A., Hofstra, A.H., Goldfarb, R.J., Reed, M.H. 2013. *Geochemistry of Hydrothermal Gold Deposits. Treatise on Geochemistry. Second Edition (2nd ed., Vol. 13). Elsevier Ltd.* <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01117-7>.
- Sharkov, E.V., Bogina, M.M., 2007. Mafic-Ultramafic Magmatism of the Early Precambrian (from the Archaean to Paleoproterozoic). *Stratigraphy and Geological Correlation* 17, 2, 7-28.
- Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planetary Science Letters*, 59:101-118.
- Siedenberg, K., Strauss, H., Hoffmann, E.J. 2016. Multiple sulfur isotope signature of early Archaean oceanic crust, Isua (SW-Greenland). *Precambrian Research*, 283: 1-12. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.07.002>.
- Silva, M.G. 1992. Evidências Isotópicas e Geocronológicas de um Fenômeno de Crescimento Crustal Transamazônico no Cráton do São Francisco, Estado da Bahia. In: *Congr. Bras. Geol.* 37, São Paulo, Brazil. *Soc. Bras. Geol.* 2, p. 181-182.
- Slack, J., Grenne, T., Bekker, A., Rouxel, O., Lindberg, P. 2007, Suboxic deep seawater in the Late Paleoproterozoic: Evidence from hematitic chert and iron formation related to seafloor-hydrothermal sulfide deposits, central Arizona, USA: *Earth and Planetary Science Letters*, 255: 243-256.

Souza, J.D., Kosin, M., Fernandes R.C., Santos, R.A., Teixeira, L.R., Sampaio, A.R., Guimaraes, J.T., Vieira B.R., Borges, V.P., Martins, A.A.M., Arcanjo, J.B., Loureiro, H.S.C., Angelim, L.A.A.A. 2003. Mapa Geológico do Estado da Bahia-Escala 1:1.000.000, Salvador: CPRM. Versão 1.1. Programas Cartas Geológica do Brasil ao milionésimo e Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Convênio de Cooperação e Apoio Técnico-Científico CBPM-CPRM.

Souza, J.S. 2013. Geologia, modelagem termodinâmica do metamorfismo, geoquímica isotópica e geocronologia de litotipos de Salvador-Bahia, Brasil. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado.

Spry, P.G., Peter, J.M., Slack, J.F. 2000, Meta-exhalites as exploration guides to ore, in Spry, P.G., Marshall, B., and Vokes, E.M., eds., *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits*. *Reviews in Economic Geology*, 11:163-201.

Steadman, J.A., Large, R.R. 2016. Synsedimentary, diagenetic, and metamorphic pyrite, pyrrhotite, and marcasite at the Homestake BIF-hosted gold deposit, South Dakota, USA: Insights on Au-As ore genesis from textural and LA-ICP-MS trace element studies. *Economic Geology*, 111(7): 1731–1752. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.7.1731>.

Steadman, J.A., Large, R.R., Davidson, G.J., Bull, S.W., Thompson, J., Ireland, T.R., Holden, P. 2014. Paragenesis and composition of ore minerals in the Randalls BIF-hosted gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: Implications for the timing of deposit formation and constraints on gold sources. *Precambrian Research*, 243: 110-132. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.01.002>.

Sun, S.S., McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and process. In: Saunders, A. D., Norry, M.J. (Ed.). *Magmatism in the oceanic basins* (313-345). London: Geological Society of London.

Tang ,H.S., Chen, Y.J., Santosh, M., Zhong, H., Wu, G., Lai, Y. 2013. C–O isotope geochemistry of the Dashiqiao magnesite belt, North China Craton: implications for the Great Oxidation Event and ore genesis. *Geol. J.*, 48: 467-483.

Tauson, V.L., Babkin, D.N., Pastushkova, T.M., Akimov, V.V., Krasnoshchekova, T.S., Lipko, S.V., et al., 2012. Dualistic distribution coefficients of elements in the system mineral–hydrothermal solution. II. Gold in magnetite. *Geochem. Int.*, 50: 227-24.

Taylor, S.R., McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 312p.

Teixeira, L.R. 2006. Folha Itapetinga: notas sobre a geoquímica de algumas unidades litológicas, 1:250.000. Salvador: CPRM, CBPM.

Thomassot, E., O’Neil, J., Francis, D., Cartigny, P., Wing, B.A. 2015. Atmospheric record in the Hadean Eon from multiple sulfur isotope measurements in Nuvvuagittuq Greenstone Belt (Nunavik, Quebec). *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(3): 707-712. <https://doi.org/10.1073/pnas.1419681112>.

Tomkins, A.G. 2013. A biogeochemical influence on the secular distribution of oro-genic gold. *Econ. Geol.*, 108: 193-197.

Transactions, C.S., Sankar, D.B., Reddy, Y.V. 2012. Geochemistry and Origin of Banded Iron-Formation from the Granulitic Terrain of North Arcot District, Tamil Nadu, South India. *Chemical Science Transactions*, 1(3): 482-493. <https://doi.org/10.7598/cst2012.215>.

Trendall, A.F., 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists* 33, 33–66.

Turner, S., Rushmer, T., Reagan, M., Moyen, J.-F. 2014. Heading down early on? Starton subduction on Earth. *Geology*, 42: 139-142.

Valladares, F.B. Geologia e petro-metalogênese da mineralização de ouro da mina São Bento, Quadrilátero Ferrífero – MG.- São Paulo, 2004. 93 p. ; Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Van Kranendonk, M.J., Webb, G.E., Kamber, B.S., 2003. Geological and trace element evidence for a marine sedimentary environment of deposition and biogenicity of 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton, and support for a reducing Archean ocean. *Geobiology* 1, 91–108.

Viehmann, S., Bau, M., Bühn, B., Dantas, E.L., Walde, D.H.G. 2016. Geochemical characterisation of Neoproterozoic marine habitats: Evidence from trace elements and Nd isotopes in the Urucum iron and manganese formations, Brazil. *Precambrian Res.* Manuscript.

Viehmann, S., Bau, M., Smith, A.J.B., Beukes, N.J., Dantas, E.L., Bühn, B. 2015. The reliability of ~2.9 Ga old Witwatersrand banded iron formations (South Africa) as archives for Mesoarchean seawater: Evidence from REE and Nd isotope systematics. *Journal of African Earth Sciences*, 111: 322-334. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.08.013>.

Viljoen, R.P., Saager, R., Viljoen, M.J., 1969. Metallogenesis and ore control in Steynsdorp Goldfield, Barberton Mountain Land, South Africa. *Econ. Geol.* 64, 778–797.

Viljoen, M.J., 1984. Archean gold mineralization and komatiites in Southern Africa. In: Foster, R.P. (Ed.), *Gold 82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Balkema, Rotterdam, pp. 595–627.

Vlassopoulos, D., Wood, S.A., 1990. Gold speciation in natural waters: I. Solubility and hydrolysis reactions of gold in aqueous solution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 3–12.

Walkle, K.R., Joplin, G.A., Lovering, I. F., Green, R. 1960). Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and iron-formation sediments of the Precambrian of NW-Queensland. *J. Geol. Soc. Australia*, 6: 149-178.

Wani, H., Mondal, M.E.A. 2016. Geochemical evidence for the Paleoproterozoic arc – Back arc basin association and its importance in understanding the evolution of the Central Indian Tectonic Zone. *Tectonophysics*, 690: 318-335.

Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20, 325–343.

Wang, Q., Wyman, D.A., Xu, J.F., Jian, P., Zhao, Z.H., Li, C.F., Xu, W., Ma, J.L., He, B., 2007. Early Cretaceous adakitic granites in the Northern Dabie Complex, central China: implications for partial melting and delamination of thickened lower crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 2609-2636

Yellappa, T., Chetty, T. R. K., Santosh, M. 2016. Precambrian iron formations from the Cauvery Suture Zone, Southern India: Implications for sub-marine hydrothermal origin in Neoproterozoic and Neoproterozoic convergent margin settings. *Ore Geology Reviews*, 72: 1177–1196. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.002>.

Zerkle, A.L., Claire, M.W., Domagal-Goldman, S.D., Farquhar, J., Poulton, S.W. 2012. A bistable organic-rich atmosphere on the Neoproterozoic Earth. *Nature Geoscience*, 5(5): 359-363. <https://doi.org/10.1038/ngeo1425>.

Zhai, M.G., Santosh, M. 2013. Metallogeny of the North China Craton: link with secular changes in the evolving Earth. *Gondwana Res.*, 24: 275-297.

Zhong, R., Li, W. 2016. The multistage genesis of the giant Dongshengmiao Zn-Pb-Cu deposit in western Inner Mongolia, China: Syngenetic stratabound mineralization and metamorphic remobilization. *Geoscience Frontiers*, 7(3): 529-542. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.09.006>.

Zhu, M., Dai, Y., Zhang, L., Wang, C., Liu, L. 2015. Geochronology and geochemistry of the Nanfen iron deposit in the Anshan–Benxi area, North China Craton: implications for ~2.55 Ga crustal growth and the genesis of high-grade iron ores. *Precambrian Res.*, 260: 23-38.

Zincone, S.A., Oliveira, E.P., 2016. Field and geochronological evidence for origin of the Contendas-Mirante Supracrustal Belt, São Francisco Craton, Brazil, as a Paleoproterozoic foreland basin. *Precambrian Research* (in review)

Zoheir, B.A., Akawy, A. 2010. Journal of African Earth Sciences Genesis of the Abu Marawat gold deposit, central Eastern Desert of Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 57(4): 306-320. <<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.10.002>>.

## TABELAS

Tabela 1 – Idades disponíveis em Ga para as diferentes unidades da Sequência Contendas Mirante

Unit	Formation	Rock	Rb-Sr (Rt)	Pb-Pb (Rt)	U-Pb (Zircão)	TDm Sm/Nd	Reference	
Superior	Areião	Meta conglomerate			2150, 2310, 2370 and 2690		Nutuman & Cordani, 1994;	
		Meta-arenite			2082±12 Ma		Zincone et al, 2016.	
Intermediary	Rio Gavião	Meta -pelite			2163±12 Ma	2420 -2850 Ga	Marinho, 1991	
	Mirante	Nessoma	2012±17 Ma			2435 - 2750 Ga		
		Meta-greywacke			2092±15 Ma		Zincone et al, 2016.	
		Meta-siltite			2134±26 Ma			
		Meta-arenite			2081±12 Ma; 2134±26 Ma			
		Meta basalts and andesites		2500 Ga		3.240 - 3470 Ga	Marinho, 1991	
Lower	Barreiro Dantas	Magnetite Schist			2140 - 3350 Ma		Zincone et al, 2016.	
		Ab-Bt hornfels			2182 ± 18 Ma			
		dark grey schist			2100 ± 3200 Ma			
	Jurema - Travessão	Grey phyllite*				2112-2112 Ma		
		Quartzite				3296 ± 7 Ma		
		BIFs		3265 ± 212 Ma				Marinho et al., 1991
		Tholeiitic basaltic calc-alkaline basalt		2509 ± 16 Ma			2900- 3300 Ga	
							3250-3450 Ga	
							3300-3440 Ga	
Subvulcanic Body	Metariolito	2140±153	3011 ± 159 Ma	3304 ± 30 Ma				
?	Intrusive body	layered mafic-ultramafic, Sil do Rio Jacaré		2474 ± 72 Ma	2.7 Ga	3320 - 3550 Ga	Brito, 2000;(Brito, verbal communication)	
		Granite Pé de Serra		2559 ± 110 Ma		2925 - 3000 Ga	Marinho et al., 1991	
		pink granite			2035±10 Ma		Zincone et al, 2016.	
		granodioritic dyke			1740±13 Ma			

Tabela 2 – Dados químicos de cristais de magnetita em amostras de BIF e tremolítico

Sample	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	CaO	K2O	Cl	TiO2	Cr2O3	MnO	NiO	FeO	V2O3	BaO	Total
AM-005_Mag A_01	0.03	0.04	0.22	0.12	0.02	0.00	0.00	0.01	0.06	0.01	0.00	0.00	88.39	0.01	0.07	88.88
AM-005_Mag A_02	0.00	0.08	0.27	0.18	0.18	0.06	0.00	0.02	0.11	0.02	0.00	0.02	89.60	0.04	0.01	90.45
AM-005_Mag A_03	0.02	0.04	0.29	0.11	0.05	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.13	0.08	86.13	0.00	0.00	86.78
AM-005_Mag A_04	0.05	0.03	0.25	0.23	0.76	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	87.71	0.04	0.01	89.06
AM-005_Mag A_06	0.06	0.00	0.26	0.22	0.34	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	90.74	0.00	0.10	91.69
AM-005_Mag A_07	0.00	0.00	0.27	0.16	0.75	0.04	0.00	0.00	0.09	0.05	0.06	0.00	89.41	0.04	0.00	90.77
AM-005_Mag A_08	0.00	0.01	0.32	0.17	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.06	91.52	0.00	0.00	92.31
AM-005_Mag A_09	0.00	0.02	0.36	0.21	0.15	0.02	0.00	0.03	0.00	0.05	0.09	0.00	89.68	0.05	0.00	90.50
AM-005_Mag A_10	0.02	0.04	0.18	0.32	0.19	0.02	0.00	0.00	0.03	0.01	0.06	0.00	88.08	0.09	0.00	88.96
AM-005_Mag A_11	0.01	0.01	0.22	0.29	0.08	0.03	0.01	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	89.70	0.06	0.11	90.52
AM-005_Mag A_12	0.00	0.00	0.25	0.17	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	88.65	0.02	0.03	89.04
AM-005_Mag A_13	0.00	0.00	0.30	0.20	0.19	0.03	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.02	89.07	0.00	0.14	90.01
AM-005_Mag A_14	0.02	0.00	0.24	0.23	0.50	0.01	0.00	0.01	0.11	0.03	0.00	0.00	90.31	0.00	0.08	91.45
AM-005_Mag A_15	0.05	0.05	0.25	0.19	0.08	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	91.67	0.00	0.00	92.19
AM-010_Mag A_15	0.07	0.07	0.35	0.24	0.48	0.10	0.00	0.00	0.15	0.00	0.00	0.00	84.09	0.04	0.00	85.44
AM-010_Mag A_16	0.00	0.01	0.25	0.03	0.05	0.00	0.03	0.00	0.07	0.00	0.01	0.01	85.38	0.03	0.00	85.77
AM-010_Mag B 1	0.00	0.01	0.33	0.04	0.26	0.01	0.01	0.01	0.11	0.00	0.06	0.00	84.81	0.03	0.00	85.54
AM-010_Mag B 10	0.01	0.00	0.21	0.03	0.14	0.03	0.00	0.00	0.05	0.03	0.10	0.00	89.21	0.00	0.00	89.71
AM-010_Mag B 11	0.02	0.00	0.34	0.09	0.20	0.06	0.01	0.00	0.06	0.02	0.15	0.00	91.29	0.00	0.02	92.11
AM-010_Mag B 12	0.08	0.00	0.22	0.26	0.18	0.03	0.00	0.04	0.15	0.00	0.00	0.04	88.70	0.00	0.00	89.60
AM-010_Mag B 13	0.10	0.06	0.23	0.17	0.52	0.07	0.05	0.02	0.00	0.03	0.00	0.08	85.33	0.05	0.08	86.67
AM-010_Mag B 14	0.03	0.00	0.28	0.17	0.22	0.06	0.02	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	84.29	0.03	0.06	85.28
AM-010_Mag B 17	0.05	0.01	0.26	0.06	0.32	0.00	0.00	0.00	0.09	0.14	0.00	0.09	80.19	0.00	0.00	81.08
AM-010_Mag B 2	0.01	0.03	0.30	0.11	0.39	0.00	0.03	0.01	0.12	0.06	0.05	0.00	87.51	0.00	0.04	88.54
AM-010_Mag B 3	0.00	0.03	0.20	0.17	0.37	0.00	0.02	0.01	0.22	0.05	0.20	0.00	87.76	0.00	0.00	88.94
AM-010_Mag B 4	0.08	0.02	0.31	0.08	0.42	0.04	0.01	0.01	0.12	0.00	0.05	0.00	89.46	0.00	0.00	90.45
AM-010_Mag B 5	0.06	0.00	0.20	0.12	0.22	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	91.75	0.01	0.00	92.41
AM-010_Mag B 6	0.04	0.03	0.31	0.11	0.29	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	90.18	0.02	0.00	90.86
AM-010_Mag B 7	0.00	0.01	0.27	0.11	0.34	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.10	0.00	90.87	0.04	0.03	91.74

Impure  
BIF

cont.	AM-010_Mag B 8	0.03	0.04	0.21	0.07	0.16	0.03	0.02	0.00	0.06	0.00	0.20	0.08	88.72	0.01	0.01	89.57
	AM-010_Mag B 9	0.04	0.04	0.23	0.06	0.30	0.02	0.02	0.02	0.00	0.06	0.05	0.02	89.09	0.03	0.11	90.00
	AM-011_Mag B	0.00	0.05	0.33	0.15	0.49	0.09	0.04	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	90.06	0.00	0.00	91.10
	AM-011_Mag B 10	0.00	0.02	0.41	0.10	0.09	0.03	0.00	0.03	0.17	0.02	0.11	0.00	85.02	0.00	0.01	85.82
	AM-011_Mag B 2	0.07	0.05	0.38	0.04	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	89.40	0.00	0.00	89.90
	AM-011_Mag B 4	0.01	0.00	0.25	0.03	0.61	0.04	0.00	0.01	0.00	0.10	0.16	0.00	90.35	0.03	0.07	91.54
	AM-011_Mag B 5	0.00	0.00	0.29	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.09	0.09	92.65	0.06	0.00	93.23
	AM-011_Mag B6	0.00	0.02	0.28	0.08	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.08	91.74	0.00	0.00	92.17
	AM-011_Mag A 7	0.05	0.04	0.36	0.05	0.17	0.04	0.00	0.00	0.06	0.16	0.02	0.00	86.93	0.00	0.00	87.74
	AM-011_Mag A 8	0.00	0.00	0.27	0.05	0.12	0.03	0.01	0.03	0.11	0.00	0.09	0.03	88.10	0.06	0.00	88.77
	AM-011_Mag 9 A	0.00	0.00	0.25	0.08	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	85.65	0.08	0.01	86.13
	AM-08_Mag A 1	0.01	0.00	0.30	0.18	0.07	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.02	87.53	0.00	0.02	88.06
	AM-08_Mag A 2	0.00	0.00	0.26	0.31	0.08	0.00	0.00	0.00	0.07	0.02	0.03	0.00	87.83	0.01	0.00	88.49
	AM-08_Mag A 3	0.06	0.02	0.28	0.14	0.06	0.08	0.02	0.01	0.09	0.00	0.02	0.08	85.71	0.00	0.09	86.54
	AM-08_Mag A 4	0.00	0.04	0.29	0.15	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	87.02	0.00	0.00	87.51
	AM-08_Mag A 5	0.05	0.00	0.25	0.01	0.06	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.26	0.00	90.36	0.00	0.04	90.97
	AM-08_Mag B 6	0.01	0.02	0.20	0.20	0.09	0.02	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	85.81	0.00	0.06	86.39
	AM-08_Mag B 7	0.06	0.03	0.14	0.17	0.22	0.08	0.01	0.00	0.00	0.13	0.00	0.02	83.67	0.02	0.05	84.53
	AM-08_Mag B 8	0.00	0.03	0.29	0.14	0.33	0.08	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	85.39	0.07	0.05	86.26
	AM-08_Mag B 9	0.01	0.03	0.20	0.12	0.11	0.00	0.00	0.01	0.07	0.09	0.00	0.01	88.17	0.00	0.07	88.78
	AM-16_Mag A 1	0.05	0.01	0.28	0.19	0.09	0.01	0.01	0.00	0.00	0.08	0.08	0.01	87.35	0.00	0.00	88.04
	AM-16_Mag A 10	0.02	0.00	0.28	0.29	0.26	0.04	0.00	0.03	0.23	0.00	0.11	0.00	87.41	0.00	0.05	88.60
	AM-16_Mag A 2	0.00	0.03	0.18	0.20	0.32	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	87.35	0.00	0.00	88.11
	AM-16_Mag A 3	0.05	0.00	0.35	0.22	0.39	0.04	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	85.61	0.00	0.00	86.57
	AM-16_Mag B 4	0.02	0.07	0.14	1.02	0.23	0.14	0.02	0.01	0.08	1.10	0.00	0.00	78.85	0.00	0.06	81.68
	AM-16_Mag B 5	0.00	0.00	0.20	0.20	0.34	0.03	0.00	0.00	0.21	0.00	0.15	0.00	88.05	0.02	0.00	89.12
	AM-16_Mag B 6	0.02	0.00	0.11	0.22	0.54	0.13	0.06	0.00	0.00	0.09	0.00	0.01	87.87	0.00	0.01	89.01
	AM-16_Mag B 7	0.01	0.05	0.26	0.20	0.50	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	87.21	0.01	0.02	88.16
	AM-16_Mag B 9	0.00	0.01	0.21	0.23	0.26	0.04	0.01	0.00	0.12	0.04	0.00	0.04	87.81	0.00	0.00	88.67
	AM-24_Mag A 1	0.03	0.02	0.20	0.15	0.18	0.01	0.00	0.00	0.07	0.03	0.04	0.04	86.07	0.00	0.00	86.77

cont.	AM-24_Mag A 10	0.01	0.00	0.26	0.11	0.35	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.09	88.43	0.04	0.09	89.35
	AM-24_Mag A 11	0.02	0.00	0.17	0.09	0.37	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	89.11	0.00	0.00	89.81
	AM-24_Mag A 12	0.02	0.05	0.26	0.04	0.30	0.03	0.00	0.01	0.14	0.02	0.02	0.00	90.39	0.03	0.00	91.18
	AM-24_Mag A 13	0.07	0.02	0.24	0.12	0.28	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	89.40	0.00	0.00	90.07
	AM-24_Mag A 14	0.00	0.05	0.15	0.09	0.44	0.06	0.01	0.00	0.00	0.12	0.00	0.06	85.71	0.02	0.00	86.63
	AM-24_Mag B 15	0.03	0.00	0.23	0.10	0.22	0.02	0.00	0.00	0.02	0.08	0.00	0.02	86.71	0.00	0.00	87.34
	AM-24_Mag B 2	0.09	0.07	0.21	0.14	0.40	0.00	0.04	0.04	0.00	0.01	0.04	0.00	85.59	0.01	0.00	86.54
	AM-24_Mag B 3	0.00	0.00	0.36	0.07	0.09	0.04	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	85.39	0.03	0.08	85.94
	AM-24_Mag B 4	0.03	0.00	0.13	0.27	0.32	0.03	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	86.68	0.03	0.00	87.54
	AM-24_Mag B 5	0.02	0.00	0.22	0.12	0.08	0.00	0.00	0.00	0.10	0.12	0.08	0.01	86.50	0.00	0.05	87.19
	AM-24_Mag B 6	0.03	0.06	0.30	0.13	0.27	0.06	0.01	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	85.34	0.00	0.02	86.13
	AM-24_Mag B 7	0.00	0.00	0.24	0.19	0.32	0.00	0.02	0.02	0.03	0.09	0.00	0.00	86.11	0.00	0.00	86.91
	AM-24_Mag B 8	0.03	0.02	0.26	0.11	0.20	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	87.19	0.00	0.00	87.75
	AM-26_Mag A 9	0.00	0.02	0.26	0.21	0.16	0.00	0.03	0.01	0.19	0.12	0.05	0.00	88.27	0.00	0.00	89.19
	AM-24_Mag A 9	0.02	0.00	0.20	0.08	0.13	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00	0.00	88.64	0.05	0.00	89.11
	AM-26_Mag A 1	0.00	0.00	0.27	0.15	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.09	0.01	91.20	0.00	0.00	91.66
	AM-26_Mag A 10	0.02	0.02	0.24	0.16	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.06	0.07	0.04	91.86	0.00	0.00	92.44
	AM-26_Mag A 11	0.00	0.00	0.27	0.17	0.12	0.00	0.01	0.02	0.00	0.05	0.08	0.00	91.46	0.00	0.00	92.06
	AM-26_Mag A 12	0.05	0.00	0.28	0.03	0.02	0.04	0.00	0.01	0.00	0.09	0.00	0.00	88.33	0.01	0.02	88.77
	AM-26_Mag A 13	0.02	0.00	0.19	0.16	0.22	0.06	0.03	0.01	0.04	0.08	0.14	0.03	84.05	0.02	0.03	84.98
	AM-26_Mag A 14	0.02	0.05	0.32	0.10	0.21	0.01	0.00	0.00	0.01	0.10	0.00	0.06	86.66	0.03	0.00	87.44
	AM-26_Mag A 15	0.04	0.02	0.30	0.10	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.07	0.00	90.30	0.03	0.00	90.75
	AM-26_Mag A 2	0.02	0.00	0.30	0.15	0.08	0.02	0.03	0.01	0.00	0.03	0.06	0.00	89.59	0.08	0.00	90.23
	AM-26_Mag A 3	0.04	0.00	0.24	0.14	0.09	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	87.87	0.04	0.00	88.46
	AM-26_Mag A 4	0.03	0.00	0.16	0.13	0.18	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	87.51	0.00	0.08	88.08
	AM-26_Mag A 5	0.00	0.03	0.20	0.03	0.06	0.00	0.01	0.01	0.15	0.09	0.07	0.00	85.33	0.02	0.00	85.91
	AM-26_Mag A 6	0.03	0.00	0.16	0.14	0.12	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	88.74	0.06	0.01	89.26
	AM-26_Mag A 7	0.00	0.01	0.23	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	89.47	0.00	0.09	89.80
	AM-26_Mag A 8	0.03	0.03	0.33	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.11	0.07	0.00	0.00	90.48	0.00	0.00	91.01
	AM-32_Mag A 1	0.04	0.00	0.30	0.11	0.07	0.06	0.02	0.02	0.00	0.00	0.07	0.00	86.48	0.00	0.03	87.06

cont.	AM-32_Mag A 10	0.00	0.01	0.24	0.05	0.84	0.02	0.02	0.00	0.03	0.09	0.03	0.00	88.72	0.05	0.09	90.09
	AM-32_Mag A 2	0.04	0.00	0.29	0.13	0.11	0.02	0.03	0.03	0.22	0.00	0.04	0.00	86.59	0.02	0.00	87.38
	AM-32_Mag A 4	0.05	0.00	0.27	0.10	0.42	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	88.91	0.00	0.00	89.72
	AM-32_Mag A 5	0.00	0.03	0.19	0.08	0.14	0.00	0.01	0.02	0.00	0.08	0.00	0.03	91.15	0.00	0.00	91.64
	AM-32_Mag A 6	0.00	0.04	0.33	0.14	0.13	0.01	0.05	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	89.49	0.00	0.10	90.29
	AM-32_Mag B 8	0.00	0.03	0.27	0.03	0.13	0.00	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	92.56	0.00	0.06	93.02
	AM-32_Mag B 9	0.02	0.09	0.30	0.00	0.41	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	91.31	0.02	0.07	92.14
	AM-36_Mag A1	0.00	0.00	0.28	0.19	0.07	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	89.65	0.00	0.00	90.16
	AM-36_Mag A2	0.00	0.00	0.16	0.21	0.16	0.00	0.03	0.01	0.00	0.04	0.04	0.00	88.11	0.01	0.00	88.68
	AM-36_Mag A3	0.04	0.05	0.37	0.19	0.20	0.05	0.00	0.02	0.07	0.11	0.08	0.03	89.57	0.00	0.00	90.61
	AM-36_Mag B4	0.00	0.04	0.34	0.11	0.25	0.10	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04	89.87	0.00	0.10	90.80
	AM-36_Mag B5	0.06	0.01	0.24	0.18	0.19	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	90.58	0.04	0.02	91.33
	AM-36_Mag B6	0.02	0.00	0.26	0.15	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	91.32	0.05	0.06	91.93
	AM-36_Mag B7	0.00	0.00	0.37	0.16	0.15	0.01	0.00	0.00	0.22	0.12	0.00	0.01	87.62	0.01	0.07	88.59
	AM-36_Mag B8	0.12	0.02	0.31	0.20	0.20	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	87.87	0.04	0.00	88.72
	Sample	Na2O	MgO	F	Al2O3	SiO2	CaO	K2O	Cl	TiO2	Cr2O3	MnO	NiO	FeO	V2O3	BaO	Total
	AM-012_Mag A 3	0.00	0.00	0.27	0.06	0.25	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	91.46	0.00	0.14	92.12
	AM-012_Mag A 4	0.03	0.02	0.21	0.10	0.43	0.00	0.00	0.01	0.07	0.00	0.00	0.00	94.71	0.00	0.00	95.49
	AM-012_Mag A 5	0.06	0.00	0.27	0.09	0.10	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	88.55	0.03	0.04	89.06
	AM-21_Mag A 1	0.11	0.03	0.27	0.07	0.33	0.03	0.00	0.03	0.14	0.00	0.00	0.00	90.38	0.00	0.04	91.30
	AM-21_Mag A 10	0.00	0.05	0.30	0.06	0.14	0.04	0.00	0.02	0.00	0.04	0.05	0.00	89.44	0.00	0.00	89.99
	AM-21_Mag A 11	0.00	0.02	0.22	0.04	0.07	0.01	0.00	0.00	0.07	0.08	0.08	0.06	87.27	0.00	0.00	87.82
	AM-21_Mag A 12	0.09	0.05	0.23	0.07	0.15	0.11	0.02	0.00	0.07	0.01	0.05	0.00	84.52	0.04	0.07	85.38
	AM-21_Mag A 13	0.10	0.00	0.26	0.09	0.25	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	85.43	0.02	0.01	86.17
Pure Bif	AM-21_Mag A 14	0.02	0.00	0.22	0.08	0.25	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	86.25	0.00	0.00	86.79
	AM-21_Mag A 15	0.06	0.01	0.24	0.09	0.36	0.12	0.00	0.00	0.10	0.06	0.00	0.00	85.06	0.05	0.03	86.08
	AM-21_Mag A 16	0.03	0.01	0.34	0.00	0.18	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	85.09	0.04	0.01	85.62
	AM-21_Mag A 2	0.03	0.03	0.24	0.10	0.34	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	88.23	0.00	0.00	88.95
	AM-21_Mag A 3	0.04	0.00	0.32	0.00	0.08	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	88.07	0.01	0.16	88.54
	AM-21_Mag A 4	0.01	0.03	0.31	0.07	0.19	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	87.82	0.00	0.00	88.32
	AM-21_Mag A 5	0.06	0.00	0.27	0.03	0.11	0.00	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	89.03	0.00	0.07	89.51
	AM-21_Mag A 6	0.08	0.00	0.25	0.01	0.09	0.03	0.01	0.02	0.05	0.00	0.15	0.03	88.85	0.06	0.00	89.50
	AM-21_Mag A 7	0.03	0.07	0.25	0.05	0.34	0.09	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	88.53	0.00	0.00	89.33
	AM-21_Mag A 8	0.16	0.02	0.19	0.09	0.37	0.10	0.00	0.03	0.00	0.03	0.02	0.05	85.02	0.09	0.00	86.08

conti.	AM-21_Mag A 9	0.04	0.00	0.19	0.00	0.08	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	84.96	0.00	0.00	85.29
	AM-31_Mag A 10	0.00	0.02	0.24	0.10	0.02	0.00	0.00	0.00	0.13	0.03	0.00	0.00	87.34	0.01	0.00	87.79
	AM-31_Mag A 11	0.04	0.02	0.23	0.03	0.06	0.01	0.02	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	87.51	0.08	0.01	87.96
	AM-31_Mag A 2	0.00	0.01	0.25	0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.16	0.04	0.00	0.01	89.25	0.01	0.03	89.75
	AM-31_Mag A 3	0.01	0.01	0.31	0.09	0.15	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	89.85	0.00	0.00	90.35
	AM-31_Mag 6 B	0.00	0.01	0.19	0.13	0.06	0.00	0.01	0.00	0.07	0.08	0.00	0.09	87.99	0.03	0.04	88.60
	AM-31_Mag 6 B1	0.00	0.00	0.28	0.16	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	84.94	0.01	0.00	85.36
	AM-31_Mag B 7	0.00	0.02	0.26	0.04	0.15	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.04	86.21	0.00	0.00	86.67
	AM-31_Mag B 9	0.00	0.04	0.24	0.11	0.10	0.04	0.03	0.00	0.11	0.06	0.04	0.00	88.16	0.02	0.05	88.89
Tremolit e Rock	AM-29_Mag 6	0.06	0.00	0.26	0.08	0.17	0.13	0.02	0.01	0.07	0.92	0.03	0.27	87.84	0.18	0.03	89.94
	AM-29_Mag 9	0.00	0.04	0.23	0.11	0.07	0.01	0.00	0.02	0.23	1.09	0.08	0.21	90.47	0.12	0.11	92.67
	AM-29_Mag 5	0.00	0.02	0.23	0.06	0.04	0.09	0.00	0.01	0.21	0.66	0.14	0.19	89.18	0.16	0.00	90.87
	AM-29_Mag 4	0.00	0.04	0.29	0.12	0.05	0.10	0.02	0.00	0.09	0.51	0.01	0.18	92.54	0.14	0.12	94.09
	AM-29_Mag 1	0.01	0.00	0.20	0.05	0.16	0.13	0.00	0.00	0.08	0.47	0.12	0.17	91.31	0.18	0.00	92.80
	AM-29_Mag 10	0.01	0.11	0.24	0.25	0.00	0.06	0.00	0.01	0.42	1.01	0.55	0.16	87.15	0.17	0.08	93.84
	AM-29_Mag 3	0.01	0.05	0.23	0.09	0.09	0.08	0.00	0.00	0.19	0.38	0.05	0.16	91.24	0.13	0.09	92.67
	AM-29_Mag 8	0.11	0.02	0.31	0.11	0.01	0.03	0.01	0.00	0.18	0.22	0.03	0.15	90.56	0.20	0.00	91.81
	AM-29_Mag 2	0.02	0.05	0.21	0.09	0.03	0.09	0.00	0.00	0.02	0.52	0.00	0.13	93.58	0.15	0.10	94.89
AM-29_Mag 7	0.01	0.66	0.31	0.32	0.39	0.08	0.00	0.00	0.01	0.12	0.00	0.12	89.74	0.15	0.08	91.86	

Tabela 3 – Análises químicas dos elementos maiores, menores e traços das amostras de Metassedimentos da Sequência Contendas Mirante

SAMPLE	Impure Bif																
	AM-016	AM-008	AM 038	AM-005	AM-015	AM 045	AM 037	AM036	AM 044	AM026	AM-014	AM-018	AM 041	AM024	AM025	AM-010	AM-011
SiO2 (%)	48.0	60.3	58.4	49.1	46.7	54.5	51.6	48.6	59.5	58.0	49.8	74.7	56.5	38.5	37.7	50.1	49.5
Al2O3	0.5	0.3	0.3	0.2	1.0	0.8	0.8	0.7	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Fe2O3	50.6	38.6	41.8	49.8	50.6	39.0	45.1	48.5	37.3	40.4	47.8	24.3	41.4	60.0	61.2	48.4	49.0
MgO	0.0	<0.01	0.0	0.0	0.0	2.1	0.1	0.9	1.8	0.0	<0.01	0.0	0.2	0.0	0.0	<0.01	<0.01
CaO	0.1	0.2	0.0	0.2	0.0	0.3	0.1	0.0	0.2	0.0	0.0	0.0	0.3	0.0	0.0	0.0	0.0
Na2O	<0.01	<0.01	0.0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.1	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
K2O	<0.01	<0.01	0.0	<0.01	<0.01	0.1	0.0	0.0	0.1	0.0	<0.01	<0.01	0.0	<0.01	0.0	<0.01	<0.01
TiO2	0.0	<0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	<0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	<0.01	0.0	<0.01	<0.01
P2O5	0.1	0.2	0.1	0.2	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.2	<0.01	0.0	0.0	0.1
MnO	0.0	<0.01	0.0	<0.01	<0.01	0.1	0.0	0.0	0.1	<0.01	<0.01	<0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Cr2O3	<0.002	<0.002	<0.01	0.0	0.0	<0.01	<0.01	0.0	<0.01	0.0	0.0	0.0	<0.01	<0.002	<0.002	0.0	0.0
Total	99.9	99.8	101.4	99.8	99.9	98.3	99.7	99.9	100.8	99.9	99.7	99.9	99.1	99.9	99.9	99.9	99.7
LOI	0.8	0.3	0.8	0.3	1.6	1.3	1.8	1.0	1.1	0.9	1.6	0.5	0.0	1.1	0.6	1.2	0.8
La (ppm)	26.9	42.1	14.3	34.4	9.0	10.7	7.4	18.7	10.1	4.4	9.1	14.4	14.9	2.0	3.6	2.1	20.4
Ce	42.3	20.7	18.1	34.6	8.9	16.8	8.9	15.4	15.8	8.9	10.6	20.3	14.2	3.1	6.6	20.2	16.8
Pr	4.3	6.4	2.4	6.8	1.4	2.7	1.4	2.7	2.8	1.1	1.4	2.5	2.7	0.4	0.8	0.3	2.8
Nd	13.9	22.8	10.1	24.1	4.9	9.8	5.1	8.9	11.0	4.5	5.0	9.0	9.4	1.7	2.9	1.3	9.3
Sm	2.1	4.1	2.1	4.3	0.8	1.5	1.0	1.6	1.8	1.0	0.9	1.5	1.8	0.4	0.9	0.3	1.6
Eu	1.2	1.2	1.3	1.2	0.5	1.0	0.4	0.6	1.1	0.6	0.5	0.8	0.8	0.2	0.5	0.2	0.5
Gd	1.7	3.7	2.5	3.8	0.8	1.6	1.0	1.4	1.7	0.9	1.0	1.1	1.6	0.5	0.9	0.5	1.2
Tb	0.2	0.5	0.4	0.6	0.1	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2
Dy	1.2	2.7	2.3	3.1	0.7	1.5	0.9	0.9	1.3	0.5	0.9	0.6	1.1	0.4	0.5	0.4	0.8
Y	4.2	14.0	15.9	19.0	5.0	9.7	6.0	4.9	8.6	2.7	5.0	2.3	6.7	2.3	2.1	2.5	3.3
Ho	0.2	0.5	0.5	0.6	0.2	0.3	0.2	0.2	0.3	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
Er	0.5	1.2	1.2	1.5	0.5	0.9	0.6	0.5	0.7	0.4	0.5	0.3	0.5	0.3	0.2	0.3	0.2
Tm	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0
Yb	0.4	0.9	1.1	1.2	0.4	0.9	0.8	0.5	0.7	0.4	0.5	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3
Lu	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1
Σetr	99.2	121.1	72.5	135.5	33.3	57.9	34.2	56.4	56.5	25.8	35.8	53.2	54.8	11.8	19.5	28.7	57.7
Ce/Ce*	0.9	0.3	0.7	0.5	0.6	0.7	0.6	0.5	0.7	0.9	0.7	0.8	0.5	0.8	0.9	5.7	0.5

Cont.																	
Eu/Eu* CN	2.1	1.0	1.9	1.0	2.0	2.1	1.4	1.3	2.2	2.5	1.6	2.1	1.6	2.0	1.9	2.0	1.3
Pr/Pr*	1.0	1.5	1.0	1.3	1.2	1.2	1.2	1.3	1.2	1.0	1.1	1.0	1.3	0.9	1.0	0.2	1.3
(La/La*)SN	1.2	1.5	2.3	1.2	1.5	0.9	1.3	1.4	1.0	1.2	1.4	1.4	1.2	4.5	1.3	3.3	1.5
Gd/Gd*)SN	3.0	3.7	4.6	3.7	3.8	4.2	3.7	3.3	3.6	3.6	4.1	2.7	3.4	5.1	3.8	6.0	2.9
Eu/Eu*	4.4	2.4	4.8	2.3	4.5	5.5	3.3	2.8	4.8	5.0	3.8	4.0	3.5	5.0	4.1	5.5	2.5
Yb/Pr	0.3	0.4	1.5	0.6	1.0	1.1	1.7	0.6	0.8	1.1	1.0	0.3	0.5	2.5	1.1	3.0	0.3
Gd/Yb	2.5	2.6	1.3	1.9	1.2	1.0	0.8	1.7	1.5	1.4	1.3	2.6	2.3	1.1	2.1	1.2	2.5
Y/Ho	23.3	29.8	33.1	33.3	31.3	30.3	28.6	25.8	31.9	24.5	33.3	25.6	33.5	25.6	23.3	27.8	23.6
Eu/Sm	0.6	0.3	0.6	0.3	0.6	0.7	0.4	0.4	0.6	0.7	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.7	0.3
Nb (ppm)	0.4	0.5	0.9	0.4	0.3	0.4	0.6	0.3	0.5	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.1
Rb	1.1	0.2	0.8	<0.1	0.8	6.7	2.2	3.1	5.2	3.4	<0.1	0.5	0.9	2.3	6.8	<0.1	<0.1
Sc	1.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0	1.0	1.0	1.0	1.0	2.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Sn	<1	<1	2.0	<1	<1	2.0	1.0	1.0	1.0	2.0	<1	<1	1.0	1.0	1.0	<1	<1
Sr	17.6	24.8	11.8	25.2	7.2	9.9	7.0	11.3	8.0	2.2	14.5	12.0	5.3	2.8	11.2	1.9	19.9
Ta	0.2	0.2	0.4	0.3	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.2	0.1	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.1
Th	0.2	<0.2	0.3	<0.2	0.3	0.8	0.5	<0.2	0.4	0.3	0.4	<0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	1.3
Ba	123.0	685.0	254.0	869.0	150.0	37.4	89.7	68.0	16.3	12.0	1627.0	69.0	503.0	79.0	611.0	40.0	1789.0
Cs	0.3	<0.1	0.1	<0.1	0.3	0.6	0.5	0.7	0.4	2.0	<0.1	<0.1	0.2	0.3	2.0	<0.1	<0.1
Ga	<0.5	1.0	2.5	0.7	<0.5	2.2	6.1	3.9	2.5	1.7	<0.5	<0.5	1.8	1.5	1.7	<0.5	0.6
Hf	<0.1	<0.1	<0.2	<0.1	<0.1	0.2	<0.2	<0.1	0.2	<0.1	0.1	<0.1	<0.2	0.1	<0.1	<0.1	0.1
U	<0.1	0.2	2.6	0.2	1.9	0.2	0.2	0.2	0.2	<0.1	0.5	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
V	13.0	80.0	271.0	112.0	14.0	22.0	16.0	19.0	19.0	26.0	19.0	12.0	25.0	13.0	14.0	23.0	25.0
Zr	2.4	2.2	5.0	2.7	3.6	5.0	4.0	2.5	8.0	3.5	4.3	2.0	4.0	2.4	2.6	3.3	2.9
Co	64.7	84.3	108.0	90.2	57.6	26.0	56.0	48.8	38.0	72.3	65.9	105.7	67.0	45.1	32.4	53.6	72.2
As	191.3	1.7	<5	3.0	4.1	132.0	194.0	149.1	46.0	80.7	11.5	16.0	5.0	58.5	72.0	6.0	2.2
Cu	5.8	20.7	11.0	32.4	5.8	10.0	25.0	28.4	7.0	8.0	14.6	8.0	10.0	7.4	5.2	7.2	2.2
Mo	0.7	0.2	<1	<0.1	0.3	<1	<1	0.6	<1	0.5	0.2	0.2	<1	0.2	0.1	0.2	0.2
Ni	9.0	2.4	10.0	2.8	71.0	12.0	13.0	13.9	15.0	12.3	121.7	6.8	10.0	7.5	4.9	10.1	2.8
Pb	1.4	0.7	10.0	1.4	3.6	5.0	10.0	3.4	7.0	2.0	1.8	1.1	6.0	1.4	1.6	3.2	11.8
Tl	<0.1	<0.1	<10	<0.1	<0.1	<10	<10	<0.1	<10	<0.1	<0.1	<0.1	<10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Zn	8.0	3.0	7.0	2.0	12.0	82.0	41.0	16.0	87.0	48.0	26.0	5.0	<2	43.0	26.0	16.0	6.0
Au(ppb)	6.6	0.7		1.0	0.7			5.4		8.5	0.7	1.5		1.8	2.5	0.6	14.5

Conti SAMPLE	Impure Bif					Pure Bif					Chert				Grey phyllite	
	AM 039	AM 046	AM022	AM032	AM-006	AM031	AM021	AM-012	AM-009	AM-013	AM-001	AM-002	AM-003	AM-004	AM-007	AM020
SiO2 (%)	71.7	55.9	36.0	48.3	54.8	55.7	48.7	43.3	50.1	52.4	98.1	98.9	89.8	91.6	65.8	56.6
Al2O3	0.3	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.3	0.8	1.6	9.4	13.5
Fe2O3	27.5	44.0	62.6	50.5	44.6	41.6	49.9	53.8	48.9	46.3	0.1	0.1	7.5	5.3	18.6	11.8
MgO	<0.01	0.1	0.0	0.0	<0.01	0.8	0.0	0.0	<0.01	<0.01	0.0	0.0	0.1	0.1	0.3	4.1
CaO	0.0	0.2	0.0	0.1	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.0	<0.01	<0.01	0.0	0.0	0.0	1.9
Na2O	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
K2O	0.0	0.0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.1	0.1	0.2	0.4	3.5	8.0
TiO2	0.0	0.0	<0.01	0.0	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.0	0.0	0.1	0.1	0.7	0.8
P2O5	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	<0.01	0.1	0.1	0.0	0.0	<0.01	0.0	<0.01	<0.01	0.1
MnO	0.0	0.1	0.1	<0.01	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	<0.01	<0.01	0.0	0.1	<0.01	0.1
Cr2O3	<0.01	<0.01	0.0	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	<0.002	0.0	<0.002	<0.002	<0.002	0.0	0.0	0.0
Total	100.1	100.2	99.9	99.8	99.9	99.9	99.8	99.9	99.9	99.9	99.8	99.8	99.2	99.6	99.7	99.8
LOI	0.5	-0.4	1.0	0.7	0.3	1.5	0.8	2.5	0.6	1.0	1.2	0.4	0.8	0.5	1.3	3.0
La (ppm)	3.4	8.8	6.4	6.4	7.5	4.4	4.2	3.0	9.1	7.4	2.1	2.9	31.3	7.7	28.7	19.8
Ce	4.0	9.6	8.4	8.4	5.1	5.4	4.9	4.4	7.1	10.6	2.7	4.6	22.8	13.3	46.2	39.6
Pr	0.6	2.0	1.2	1.1	1.2	0.6	0.7	0.5	1.4	1.7	0.3	0.6	5.3	1.5	6.1	4.2
Nd	2.4	8.0	5.0	4.5	4.4	2.2	2.9	2.7	6.6	8.8	1.2	2.2	18.8	6.3	21.3	16.9
Sm	0.5	1.6	0.9	1.1	0.9	0.5	0.7	0.5	1.3	1.9	0.2	0.4	3.1	1.1	3.7	3.1
Eu	0.3	0.5	0.7	0.7	0.4	0.4	0.4	0.4	1.1	1.1	0.0	0.1	0.7	0.2	0.7	0.7
Gd	0.7	1.7	1.0	1.3	1.0	0.8	0.7	0.6	1.4	1.6	0.2	0.4	2.8	1.4	3.1	3.1
Tb	0.1	0.3	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.0	0.1	0.4	0.2	0.5	0.5
Dy	0.6	1.8	1.1	1.2	1.2	0.7	0.5	0.6	1.1	1.0	0.1	0.4	2.4	1.2	3.3	2.9
Y	3.8	11.1	7.0	8.6	7.5	5.2	3.9	4.7	7.2	4.2	0.8	2.5	15.2	9.3	23.6	15.6
Ho	0.1	0.4	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.0	0.1	0.4	0.2	0.7	0.6
Er	0.4	1.2	0.6	0.7	0.7	0.5	0.3	0.5	0.6	0.4	0.1	0.3	1.1	0.7	2.3	1.7
Tm	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.2	0.1	0.4	0.2
Yb	0.4	1.0	0.8	0.7	0.6	0.5	0.4	0.4	0.5	0.3	0.1	0.2	0.8	0.6	2.7	1.6
Lu	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0	0.1	0.1	0.4	0.2
Σetr	17.4	48.2	33.7	35.3	31.1	21.6	19.9	18.6	38.1	39.4	7.9	14.8	105.3	43.9	143.7	110.7

Conti SAMPLE	Calc-silicate		
	AM033	AM034	AM 043
SiO <sub>2</sub> (%)	55.5	61.3	18.9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.6	3.4	1.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.6	0.8	0.6
MgO	15.2	13.1	16.2
CaO	22.8	19.0	24.2
Na <sub>2</sub> O	0.1	0.3	0.0
K <sub>2</sub> O	0.2	0.3	1.5
TiO <sub>2</sub>	0.0	0.1	0.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.1	0.2	0.0
MnO	0.0	0.1	0.1
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<0.002	<0.002	<0.01
Total	99.7	99.6	99.9
LOI	3.6	1.1	36.7
La (ppm)	3.4	8.5	5.2
Ce	6.1	10.3	11.7
Pr	0.6	1.4	1.4
Nd	2.4	5.2	5.4
Sm	0.5	1.1	1.1
Eu	0.2	0.3	0.3
Gd	0.6	1.0	1.2
Tb	0.1	0.2	0.2
Dy	0.3	0.7	1.3
Y	2.2	4.8	7.1
Ho	0.1	0.2	0.3
Er	0.2	0.5	0.7
Tm	0.0	0.1	0.1
Yb	0.2	0.4	0.6
Lu	0.0	0.1	0.1
Σ <sub>etr</sub>	17.0	34.6	36.5

<b>Conti</b>			
Ce/Ce*	1.0	0.7	1.0
Eu/Eu* CN	1.0	0.8	0.8
Pr/Pr*	0.9	1.1	1.0
(La/La*)SN	1.4	1.5	1.2
Gd/Gd*)SN	4.9	3.5	3.9
Eu/Eu*	2.5	1.8	2.0
Yb/Pr	1.1	0.8	1.3
Gd/Yb	1.8	1.6	1.2
Y/Ho	31.4	28.2	28.4
Eu/Sm	0.3	0.2	0.3
Nb (ppm)	0.4	2.4	1.4
Rb	7.3	13.6	19.9
Sc	<1	1.0	2.0
Sn	1.0	1.0	1.0
Sr	63.2	97.2	49.4
Ta	0.1	0.5	0.2
Th	1.1	3.3	3.8
Ba	204.0	1182.0	153.0
Cs	0.4	0.4	0.3
Ga	2.9	4.2	1.5
Hf	0.5	2.0	1.3
U	<0.1	0.3	0.5
V	19.0	30.0	11.0
Zr	14.9	80.5	48.0
Co	31.2	43.3	21.0
As	3.5	3.1	16.0
Cu	1.5	0.7	3.0
Mo	<0.1	<0.1	<1
Ni	3.2	2.1	9.0
Pb	3.1	1.9	7.0
Tl	<0.1	<0.1	10.0
Zn	4.0	5.0	16.0
Au(ppb)	0.9	2.0	

Tabela 4 – Análises químicas dos elementos maiores, menores e traços das rochas máficas da Sequência Contendas Mirante

SAMPLE	Metabasalt Group C							Metabasalt Group B						
	CM-11E	CM-11C	AM-019	AM 042	CM-06	CM-11D	CM-01	AM023	CM-04F	CM-04E	CM-04J	CM-04B	CM-04C	CM-04G
SiO <sub>2</sub> (%)	56.7	42.4	45.7	62.9	41.8	48.1	41.8	56.3	50.9	45.1	47.6	49.1	47.6	47.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.5	6.8	5.4	3.3	6.2	5.6	5.8	14.7	13.2	12.0	13.8	14.9	13.9	13.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.2	18.2	18.2	11.8	18.8	15.9	17.6	9.2	13.3	17.3	15.3	13.8	16.4	15.9
MgO	11.4	16.1	14.3	9.7	16.1	13.4	15.8	5.5	6.4	7.5	7.1	6.9	6.8	8.0
CaO	8.5	7.0	9.1	7.3	9.4	10.8	9.3	5.7	10.1	12.1	11.4	8.9	9.4	11.0
Na <sub>2</sub> O	0.3	0.2	0.2	0.3	0.4	0.5	0.4	4.1	2.5	1.0	1.1	3.4	1.4	1.7
K <sub>2</sub> O	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.8	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
TiO <sub>2</sub>	2.9	3.1	3.0	2.1	4.5	2.2	3.3	1.4	1.4	1.9	1.5	1.4	1.6	1.5
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.3	0.3	0.4	0.3	0.5	0.2	0.4	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.1
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.2
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Total	100.8	98.8	99.6	99.3	101.3	99.1	98.0	99.8	99.7	98.8	99.2	100.2	99.9	100.8
LOI	1.6	4.2	2.8	1.4	3.2	2.2	3.3	1.9	1.4	1.4	0.8	1.4	2.1	1.2
La (ppm)	43.8	61.3	28.2	44.2	70.3	62.1	59.4	16.8	10.6	11.0	11.6	15.4	9.8	9.4
Ce	97.5	129.5	57.3	61.9	164.0	95.2	126.5	33.2	24.7	27.6	27.8	30.6	27.1	24.3
Pr	11.9	16.3	7.7	11.8	19.0	14.8	15.6	4.2	3.4	3.7	3.7	4.7	3.6	3.1
Nd	48.5	63.3	31.5	44.3	77.0	55.4	60.8	17.2	15.5	17.2	16.7	20.9	15.5	14.0
Sm	10.0	12.5	6.9	8.3	14.6	10.1	11.3	4.4	3.8	4.3	4.4	5.2	4.4	3.8
Eu	2.8	3.5	2.2	2.3	4.1	3.0	3.6	1.3	1.4	1.7	1.5	1.6	1.5	1.4
Gd	9.1	12.1	6.0	6.2	12.9	8.2	11.1	5.6	5.2	6.2	5.2	6.2	5.7	4.9
Tb	1.1	1.6	0.9	0.9	1.6	1.1	1.4	0.9	0.7	0.9	0.8	0.9	0.8	0.7
Dy	6.0	8.9	4.7	4.5	8.5	5.6	6.7	5.7	5.0	6.4	5.4	5.7	5.6	4.8
Y	26.0	40.3	20.4	18.6	35.6	26.7	29.2	31.7	28.9	33.6	30.4	32.2	32.3	26.4
Ho	1.0	1.5	0.8	0.7	1.3	1.0	1.1	1.2	1.0	1.2	1.0	1.1	1.1	0.9
Er	2.3	4.0	2.0	1.7	3.3	2.7	2.7	3.2	3.1	3.8	3.1	3.4	3.5	2.8
Tm	0.3	0.5	0.2	0.3	0.4	0.3	0.3	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.4
Yb	1.5	2.9	1.4	1.3	2.3	2.1	1.9	3.6	2.7	3.8	3.2	3.1	3.5	2.7
Lu	0.2	0.4	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.5	0.4	0.6	0.5	0.5	0.5	0.4
Σetr	262.0	358.5	170.5	207.1	415.1	288.6	331.7	130.1	106.9	122.4	115.7	131.9	115.3	100.0
Nb	39.8	41.2	33.1	28.8	63.9	24.6	43.3	7.7	8.0	12.3	9.1	10.3	10.3	8.6

Conti														
Rb	3.9	1.1	2.8	2.8	1.0	1.4	1.0	58.9	5.7	1.6	1.0	1.4	1.2	1.0
Sc	18.0	26.0	25.0	16.0	27.0	22.0	25.0	26.0	53.0	64.0	40.0	40.0	43.0	41.0
Sn	4.0	3.0	2.0	2.0	4.0	3.0	4.0	3.0	2.0	2.0	1.0	2.0	2.0	2.0
Sr	33.3	96.0	96.0	32.7	407.0	97.6	393.0	168.4	232.0	92.0	375.0	287.0	117.5	186.0
Ta	3.1	3.4	2.0	1.8	4.5	2.0	3.4	0.7	1.1	1.3	0.6	1.6	1.2	1.4
Th	5.2	11.5	4.2	3.7	8.2	4.6	5.8	5.8	0.9	1.1	1.1	0.9	1.1	0.8
Ba	22.5	215.0	284.0	24.2	37.0	80.6	30.8	127.0	144.0	74.7	144.0	137.0	86.6	84.8
Cs	0.7	0.1	0.5	0.8	0.4	0.3	0.4	4.3	0.2	0.0	0.1	0.0	0.1	0.0
Ga	13.3	21.7	11.7	9.5	19.0	18.3	18.9	20.9	19.1	23.2	21.5	20.2	21.2	19.0
Hf	6.4	8.7	5.1	4.2	9.3	5.5	7.5	3.9	3.1	4.0	3.1	3.9	3.9	3.3
U	1.2	2.0	1.4	0.9	1.4	1.1	1.1	1.7	0.2	0.3	0.2	0.2	0.2	0.2
V	191.0	302.0	260.0	142.0	310.0	199.0	287.0	197.0	317.0	427.0	317.0	240.0	324.0	299.0
Zr	226.0	296.0	203.2	167.0	342.0	192.0	254.0	138.0	97.0	127.0	120.0	107.0	128.0	93.0
Co	72.0	113.0	100.3	169.0	112.0	93.0		47.2	49.0	62.0	58.0	54.0	64.0	66.0
As	9.0	<5	2.9	10.0	<5	<5		2.4	<5	5.0	<5	11.0	<5	<5
Cu	166.0	229.0	168.1	80.0	172.0	18.0		81.4	129.0	10.0	160.0	92.0	122.0	104.0
Mo	1.0	<1	0.7	<1	1.0	<1		13.0	<1	1.0	1.0	1.0	<1	<1
Ni	597.0	978.0	362.4	516.0	632.0	967.0		27.0	75.0	86.0	118.0	125.0	147.0	180.0
Pb	2.0	3.0	3.1	5.0	6.0	6.0		2.0	5.0	3.0	2.0	3.0	5.0	5.0
Tl	<10	10.0	<0.1	<10	<10	<10		0.4	<10	<10	<10	<10	<10	10.0
Zn	101.0	187.0	30.0	86.0	115.0	145.0		25.0	94.0	143.0	111.0	109.0	123.0	117.0
Au (ppb)			1.8					3.1						
Th(n)	8.6	19.1	7.0	6.2	13.6	7.7		9.7	1.4	1.8	1.8	1.6	1.8	1.3
Nb(n)	4.8	5.0	4.0	3.5	7.7	3.0		0.9	1.0	1.5	1.1	1.2	1.2	1.0
Nb/Y	1.5	1.0	1.6	1.5	1.8	0.9		0.2	0.3	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3
Zr/Y	8.7	7.3	10.0	9.0	9.6	7.2		4.4	3.4	3.8	3.9	3.3	4.0	3.5
Yb (n)	0.5	1.0	0.4	0.4	0.7	0.7		1.2	0.9	1.2	1.0	1.0	1.1	0.9
Dy(n)	2.0	2.9	1.5	1.5	2.8	1.8		1.9	1.6	2.1	1.8	1.9	1.8	1.6
Dy (cn)	23.6	35.1	18.5	17.6	33.5	22.0		22.5	19.8	25.2	21.1	22.4	22.2	19.0
Yb (cn)	9.0	17.1	8.0	7.7	13.4	12.6		20.9	15.8	22.2	18.6	18.1	20.5	15.6
Th/Yb	3.4	3.9	3.1	2.8	3.6	2.1		1.6	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3
Nb/Yb	26.0	14.2	24.3	22.0	28.1	11.5		2.2	3.0	3.3	2.9	3.4	3.0	3.2

SAMPLE	Metabasalt Group A									
	CM-08E	AM029	AM-017	AM 040	AM035	CM-08D	AM030	CM-08A	CM-08F	CM-08C
SiO2 (%)	59.600	46.760	50.710	51.100	49.320	45.000	49.960	52.200	50.200	51.900
Al2O3	1.200	3.240	6.360	5.030	5.220	3.590	5.550	4.930	6.890	8.330
Fe2O3	11.700	13.660	14.010	12.150	18.440	15.100	13.130	12.250	15.300	15.700
MgO	19.800	21.830	12.710	14.500	12.710	21.200	13.820	13.800	10.100	10.000
CaO	0.150	8.960	9.470	11.950	11.100	8.230	12.980	11.950	10.750	10.300
Na2O	0.020	0.050	0.290	0.820	0.570	0.040	0.880	0.980	1.580	2.070
K2O	<0.01	<0.01	1.050	0.150	0.080	<0.01	0.230	0.170	0.180	0.170
TiO2	0.210	0.400	0.750	0.650	0.720	0.460	0.710	0.640	0.870	1.010
P2O5	<0.01	0.030	<0.01	0.030	0.030	0.030	0.050	0.040	0.050	0.060
MnO	0.120	0.220	0.190	0.230	0.230	0.180	0.270	0.200	0.220	0.200
Cr2O3	0.150	0.093	0.161	0.330	0.237	0.060	0.351	0.360	0.100	0.070
Total	99.630	99.540	99.700	98.790	99.700	98.640	99.670	99.400	98.160	101.910
LOI	6.670	4.200	4.000	1.830	1.000	4.750	1.700	1.870	1.900	2.080
La (ppm)	1.0	3.2	1.9	2.8	3.7	3.8	4.6	5.2	4.7	14.1
Ce	3.8	5.6	5.1	7.0	6.2	7.8	9.6	8.6	12.3	15.1
Pr	0.3	0.9	0.7	1.0	1.0	1.3	1.3	1.7	2.2	4.7
Nd	1.6	4.5	3.9	5.2	4.7	6.4	6.4	8.2	11.2	21.6
Sm	0.4	1.5	1.4	1.7	1.5	1.7	1.9	2.1	3.1	5.3
Eu	0.2	0.4	0.6	0.5	0.6	0.7	0.6	0.6	1.1	1.6
Gd	0.6	1.7	1.7	1.8	2.4	2.3	2.4	2.7	3.6	6.0
Tb	0.0	0.3	0.3	0.3	0.4	0.2	0.4	0.4	0.5	0.8
Dy	0.6	1.5	2.0	1.9	2.2	1.8	2.2	2.3	3.2	4.8
Y	2.9	7.8	9.6	11.3	11.2	10.6	10.7	13.6	17.1	26.0
Ho	0.1	0.3	0.4	0.4	0.5	0.3	0.4	0.4	0.6	0.9
Er	0.2	0.9	1.0	1.2	1.2	1.0	1.2	1.3	1.7	2.5
Tm	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.4
Yb	0.3	0.7	0.9	1.2	1.1	0.9	1.0	1.3	1.6	2.2
Lu	0.0	0.1	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3
Σetr	12.2	29.4	29.8	36.6	36.9	39.2	42.9	48.7	63.3	106.3
Nb	1.1	1.4	2.3	2.5	2.0	2.7	2.7	2.2	3.9	4.2

Conti										
Rb	0.7	1.0	110.5	2.5	1.2	0.4	4.4	4.5	1.6	2.8
Sc	10.0	15.0	41.0	40.0	28.0	14.0	37.0	37.0	32.0	30.0
Sn	1.0	<1	<1	1.0	2.0	2.0	1.0	1.0	2.0	1.0
Sr	2.3	20.8	55.7	65.4	16.6	30.8	60.4	54.6	158.0	152.5
Ta	0.4	0.2	0.2	0.3	0.1	0.8	0.2	0.2	0.5	0.3
Th	0.1	0.3	0.6	0.6	0.6	0.5	0.7	0.7	0.9	1.2
Ba	61.4	8.0	174.0	42.8	11.0	6.7	93.0	52.5	39.6	44.8
Cs	0.1	0.1	13.8	0.2	0.2	0.1	0.2	0.3	0.1	0.4
Ga	3.0	5.4	7.1	8.2	9.8	6.4	8.1	8.5	11.0	12.9
Hf	0.9	0.7	1.1	1.2	1.2	1.6	1.1	1.4	2.4	1.9
U	0.1	<0.1	<0.1	0.2	0.1	0.1	<0.1	0.2	0.3	0.3
V	56.0	112.0	183.0	161.0	213.0	101.0	184.0	130.0	199.0	221.0
Zr	13.0	24.8	42.4	39.0	39.3	32.0	41.3	41.0	58.0	70.0
Co	86.0	106.9	75.6	90.0	129.6	107.0	94.2	64.0	74.0	60.0
As	29.0	85.9	1.6	8.0	34.4	15.0	4.3	6.0	10.0	17.0
Cu	135.0	96.8	53.9	25.0	7.9	108.0	44.4	73.0	51.0	133.0
Mo	1.0	<0.1	<0.1	<1	<0.1	<1	<0.1	1.0	<1	<1
Ni	1550.0	419.9	102.8	310.0	73.3	965.0	64.6	409.0	252.0	211.0
Pb	<2	0.9	1.6	7.0	0.4	3.0	1.8	3.0	4.0	7.0
Tl	<10	<0.1	1.0	<10	<0.1	<10	<0.1	<10	<10	<10
Zn	58.0	17.0	35.0	124.0	7.0	70.0	10.0	80.0	112.0	95.0
Au (ppb)		<0.5	17.6		0.8		1.4			
Th(n)	0.2	0.5	1.0	1.0	1.0	0.8	1.2	1.2	1.6	2.0
Nb(n)	0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	0.3	0.3	0.3	0.5	0.5
Nb/Y	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.2
Zr/Y	4.5	3.2	4.4	3.5	3.5	3.0	3.9	3.0	3.4	2.7
Yb (n)	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.4	0.5	0.7
Dy(n)	0.2	0.5	0.7	0.6	0.7	0.6	0.7	0.7	1.1	1.6
Dy (cn)	2.4	6.1	8.0	7.6	8.6	7.2	8.7	8.9	12.7	18.9
Yb (cn)	1.7	4.2	5.3	7.1	6.6	5.5	5.9	7.4	9.6	13.1
Th/Yb	0.3	0.4	0.7	0.5	0.5	0.5	0.7	0.6	0.6	0.5
Nb/Yb	3.8	1.9	2.6	2.1	1.8	2.9	2.7	1.8	2.4	1.9

Tabela 5 – Dados de U/Pb para a amostra CM-04B (Metabasaltos do Grupo B)

	Sample	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s %	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2s abs	% U-Pb disc <sup>d</sup>
	018-ZR9	0.364	375278	12.821	0.94	0.5201	0.77	0.81	2642	13	2699	34	-2.19
	029-ZR15	0.378	585221	12.415	0.82	0.5039	0.63	0.76	2641	13	2630	27	0.40
	015-ZR6	0.392	750620	12.562	0.83	0.5113	0.66	0.79	2636	11	2662	29	-1.01
	027-ZR13	0.481	342058	12.065	0.96	0.4913	0.82	0.85	2635	11	2576	35	2.25
	022-ZR10	0.356	549824	12.105	0.77	0.4961	0.62	0.80	2624	9	2597	26	1.04
CM-4B	010-ZR3	0.299	2112	10.481	1.51	0.4311	0.98	0.65	2619	36	2311	38	11.77
	028-ZR14	0.380	540316	11.871	0.95	0.4891	0.80	0.84	2616	12	2567	34	1.88
	017-ZR8	0.341	188484	11.843	1.04	0.4920	0.85	0.82	2602	16	2579	36	0.86
	016-ZR7	0.592	7233	8.248	1.68	0.3591	1.60	0.95	2524	12	1978	54	21.62
	009-ZR2B	0.111	4546	6.284	1.04	0.2844	0.90	0.87	2458	12	1613	26	34.37

Tabela 6 – Dados de U/Pb para a amostra CM-12A (Metabasaltos do Grupo C)

	Sample	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s %	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2s abs	% U-Pb disc <sup>d</sup>
	013-ZR08	0.320	53805	6.383	2.16	0.2735	1.84	0.85	2550	35	1558	51	38.90
	007-ZR04	0.538	2245	5.876	1.34	0.2525	1.10	0.82	2546	22	1451	29	42.99
	015-ZR10	0.508	7244	10.349	1.53	0.4224	1.43	0.94	2631	13	2271	55	13.67
	036-ZR24	0.260	167214	10.813	1.69	0.4395	0.96	0.57	2638	44	2348	38	11.00
	006-ZR03	0.396	4274	11.061	3.03	0.4483	2.97	0.98	2643	14	2388	118	9.66
CM-12A	029-ZR19	1.289	3328	6.868	1.68	0.2842	1.55	0.93	2609	17	1612	44	38.19
	009-ZR06	0.573	2600	7.612	1.85	0.3121	1.76	0.95	2624	15	1751	54	33.28
	018-ZR13	1.054	1042	6.205	3.04	0.2565	2.78	0.92	2610	38	1472	73	43.62
	034-ZR22	0.944	28754	8.338	2.70	0.3375	2.26	0.84	2645	47	1875	73	29.13
	040-ZR27B	0.502	10990	8.991	2.44	0.3610	2.32	0.95	2658	21	1987	79	25.26
	033-ZR21	0.623	26392	10.995	1.66	0.4367	0.84	0.50	2676	46	2336	33	12.71
	020-ZR14B	0.121	143472	11.814	1.21	0.4636	0.72	0.59	2696	30	2455	29	8.94

Tabela 7 – Dados de U/Pb para a amostra AM-42 (Metabasaltos do Grupo C)

Sample	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s %	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2s abs	% U-Pb disc <sup>d</sup>
004-Z1N	0.325	201907	9.630	1.090	0.377	0.992	0.902	2698	7	2064	18	77
005-Z1.2	0.276	573574	12.908	0.711	0.511	0.582	0.771	2681	7	2663	13	99
006-Z1B	0.286	645572	12.510	0.734	0.491	0.597	0.766	2697	7	2575	13	95
007-Z2	0.302	296650	12.151	0.837	0.479	0.727	0.846	2689	7	2523	15	94
008-Z3	0.350	314898	12.565	0.823	0.496	0.690	0.808	2686	7	2598	15	97
010-Z4B	0.295	29602	10.032	1.601	0.398	1.331	0.824	2677	15	2162	24	81
013-Z5	0.368	474231	12.928	0.839	0.507	0.706	0.814	2697	7	2644	15	98
014-Z6N	0.411	781245	12.651	0.776	0.502	0.665	0.826	2677	7	2623	14	98
015-Z6B	0.375	405875	13.021	0.808	0.514	0.690	0.827	2687	7	2674	15	100
016-Z7	0.330	296800	12.251	0.734	0.483	0.641	0.843	2689	6	2540	13	94
018-Z9	0.267	130259	12.928	0.923	0.510	0.766	0.806	2688	9	2656	17	99
019-Z10	0.290	182296	13.079	1.050	0.518	0.824	0.760	2680	11	2693	18	100
020-Z11N	0.277	134032	12.634	0.996	0.501	0.865	0.853	2678	8	2619	19	98
023-Z11B	0.292	1051070	13.131	0.819	0.521	0.653	0.759	2679	8	2703	14	101
024-Z12	0.459	311791	12.924	0.899	0.513	0.784	0.854	2676	7	2671	17	100
026-Z13B	0.252	237915	12.740	0.990	0.502	0.884	0.881	2690	7	2622	19	97
027-Z14	0.416	258912	12.960	1.157	0.517	0.921	0.778	2670	12	2686	20	101
029-Z16N	0.331	186442	12.522	0.929	0.494	0.750	0.780	2687	9	2589	16	96
030-Z16B	0.303	365165	13.109	1.220	0.514	1.045	0.846	2699	10	2672	23	99
033-Z17	0.436	211780	13.175	1.165	0.519	0.995	0.843	2689	10	2696	22	100
035-Z18B	0.310	268268	13.598	0.867	0.534	0.681	0.748	2697	9	2757	15	102
036-Z19	0.427	181369	12.999	1.027	0.509	0.822	0.777	2701	10	2651	18	98
040-Z22	0.273	105217	12.692	1.183	0.505	0.951	0.788	2673	12	2636	21	99
043-Z23	0.270	193999	12.608	0.991	0.499	0.786	0.767	2682	10	2610	17	97
044-Z24	0.356	203332	13.147	1.201	0.517	0.973	0.795	2693	12	2686	21	100
045-Z25	0.389	467411	12.716	0.945	0.500	0.820	0.851	2693	8	2614	18	97
046-Z25N	0.414	432314	12.487	0.830	0.489	0.688	0.798	2698	8	2568	15	95
047-Z26	0.331	334401	12.117	0.843	0.475	0.721	0.831	2700	7	2503	15	93
048-Z27N	0.325	463176	12.281	0.955	0.481	0.871	0.902	2699	6	2533	18	94
049-Z27B	0.298	879841	12.211	0.915	0.478	0.823	0.886	2699	7	2520	17	93

Tabela 8 – Dados de U/Pb para a amostra CM-06 (Metabasaltos do Grupo C)

	Sample	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s %	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2s abs	% U-Pb disc <sup>d</sup>
	029-ZR21	0.375	220702	12.868	1.00	0.5172	0.71	0.71	2657	20	2687	31	-1.13
	016-ZR11	0.408	412425	12.773	0.88	0.5179	0.70	0.80	2642	12	2690	31	-1.82
	015-ZR10	0.541	62171	12.739	1.05	0.5115	0.87	0.83	2658	15	2663	38	-0.18
	010-ZR7	0.321	175078	12.698	1.26	0.5170	1.05	0.83	2635	20	2687	46	-1.95
	018-ZR13	0.610	95656	12.682	1.32	0.5138	0.93	0.71	2644	28	2673	41	-1.09
CM-06	024-ZR16	0.400	129877	12.676	1.54	0.5124	1.41	0.92	2647	16	2667	62	-0.73
	006-ZR3	0.387	85632	12.670	0.94	0.5062	0.78	0.83	2667	12	2640	34	1.00
	008-ZR5	1.139	121055	12.583	1.27	0.5086	1.04	0.82	2648	21	2651	45	-0.11
	026-ZR18	0.434	220312	12.580	1.57	0.5134	1.10	0.70	2632	35	2671	48	-1.50
	013-ZR8	0.521	161016	12.466	1.25	0.5092	1.08	0.86	2630	17	2653	47	-0.88
	019-ZR14	0.379	228044	12.419	1.05	0.4979	0.83	0.79	2661	17	2605	35	2.12

Tabela 9 – Dados de U/Pb para a amostra CM-04A (Xistos do limite leste)

	Sample	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s %	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2s abs	% U-Pb disc <sup>d</sup>
	046-ZR27	0.436	1812	7.185	8.12	0.3264	4.89	0.60	2452	211	1821	154	25.73
	033-ZR18	0.162	8937	2.106	15.32	0.0935	15.25	1.00	2490	47	576	167	76.86
	024-ZR14	0.395	5946	13.072	1.80	0.5201	0.60	0.34	2674	54	2700	27	-0.97
	023-ZR13	0.520	3385	6.901	3.54	0.3874	0.83	0.24	2087	118	2111	30	-1.13
	021-ZR11	0.266	22349	12.848	2.69	0.4914	0.70	0.26	2739	83	2577	30	5.90
	018-ZR10	0.387	288	14.136	2.27	0.4315	1.39	0.61	3104	55	2312	54	25.50
	005-ZR2	0.316	85275	11.947	3.32	0.4772	0.62	0.19	2667	105	2515	26	5.70
	010-ZR4B	0.363	221073	6.937	0.91	0.3869	0.71	0.77	2098	16	2109	25	-0.49
	006-ZR3	0.504	67396	7.031	0.86	0.3874	0.62	0.73	2120	16	2111	22	0.43
	011-ZR5	0.484	124909	7.237	1.02	0.3921	0.73	0.72	2149	21	2133	27	0.75
	004-ZR1	0.398	166193	6.909	0.84	0.3815	0.58	0.69	2116	17	2083	21	1.52
CM-4A	052-ZR30	0.447	31416	12.251	0.99	0.5060	0.76	0.77	2612	17	2640	33	-1.07
	016-ZR8	0.380	258273	12.184	0.86	0.4976	0.65	0.75	2630	14	2604	28	1.01
	015-ZR7	0.396	316922	12.544	0.92	0.5071	0.73	0.79	2647	14	2644	31	0.12
	022-ZR12	0.432	35154	11.357	1.05	0.4748	0.72	0.69	2591	22	2505	30	3.36
	036-ZR19	0.289	40753	9.109	1.02	0.4127	0.76	0.75	2456	19	2227	29	9.33
	031-ZR16	0.478	144357	11.921	0.81	0.4821	0.67	0.82	2647	9	2537	28	4.16
	043-ZR24	0.451	131594	12.423	0.94	0.4891	0.74	0.79	2691	15	2567	31	4.62
	032-ZR17	0.510	4604	10.762	1.05	0.4433	0.92	0.88	2616	11	2366	36	9.57
	030-ZR15	0.427	16203	11.778	1.36	0.4682	0.78	0.57	2675	35	2476	32	7.45
	051-ZR29	0.580	44527	11.685	0.92	0.4608	0.74	0.80	2688	13	2443	30	9.13
	040-ZR23	0.648	28019	13.430	1.23	0.5271	0.98	0.80	2696	21	2729	44	-1.23
	017-ZR9	0.345	3408	11.999	1.27	0.5032	0.84	0.66	2586	29	2627	36	-1.59
	037-ZR20	0.366	21968	12.664	1.22	0.5060	1.10	0.90	2667	13	2639	47	1.03
	038-ZR21	0.453	3168	6.747	1.37	0.3114	1.19	0.87	2425	19	1747	36	27.95
	039-ZR22	0.367	5497	8.954	1.95	0.3626	1.88	0.96	2644	12	1995	64	24.57
	012-ZR6	0.683	536	12.054	2.43	0.4290	1.59	0.66	2857	58	2301	62	19.43
	044-ZR25	0.326	59080	6.320	1.89	0.2957	1.77	0.94	2402	19	1670	52	30.47
	009-ZR4N	0.350	2487	4.720	2.80	0.2846	2.67	0.95	1960	27	1615	76	17.62
	050-ZR28	0.541	2146	10.427	1.03	0.4166	0.83	0.81	2667	16	2245	32	15.82
	045-ZR26	0.355	5717	8.901	1.20	0.3776	1.08	0.90	2567	12	2065	38	19.55

Tabela 10 – Dados de U/Pb para a amostra CM-10 (Xistos do limite oeste)

	Sample	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s %	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2s abs	% U-Pb disc <sup>d</sup>
	058-ZR43	0.327	255801	6.142	1.56	0.3504	1.39	0.89	2058	21	1937	46	5.91
	044-ZR31	0.240	22085	5.313	1.89	0.3102	1.75	0.93	2017	22	1742	53	13.65
	027-ZR19	0.385	79676	7.109	1.29	0.3969	1.09	0.85	2097	20	2155	40	-2.77
	065-ZR47	0.351	166367	6.791	0.92	0.3814	0.69	0.75	2086	17	2083	24	0.13
	067-ZR49	0.499	170493	6.897	1.06	0.3862	0.83	0.79	2091	19	2105	30	-0.66
	039-ZR29	0.490	191742	6.931	1.05	0.3878	0.82	0.78	2093	19	2113	30	-0.95
	053-ZR38	0.434	224165	6.767	1.09	0.3793	0.83	0.76	2089	21	2073	29	0.78
	035-ZR25	0.395	143782	5.407	1.34	0.3132	1.21	0.90	2032	16	1756	37	13.56
	049-ZR36	0.442	165730	7.012	1.15	0.3902	0.84	0.73	2102	24	2124	30	-1.01
	068-ZR50	0.338	153711	6.770	1.16	0.3785	0.93	0.80	2094	20	2069	33	1.18
	064-ZR46	0.424	106480	7.158	1.08	0.3971	0.78	0.72	2108	23	2156	28	-2.29
	037-ZR27	0.354	157815	6.741	1.04	0.3769	0.80	0.77	2094	19	2062	28	1.54
	046-ZR33	0.376	282066	6.978	1.28	0.3883	0.83	0.65	2103	31	2115	30	-0.58
	016-ZR11	0.367	241419	5.351	2.34	0.3099	1.62	0.69	2032	58	1740	49	14.33
	009-ZR6	0.341	175176	6.661	1.78	0.3729	1.59	0.90	2092	25	2043	56	2.31
	030-ZR22	0.581	254525	6.832	1.25	0.3810	1.02	0.82	2098	22	2081	36	0.81
	047-ZR34	0.564	99021	6.801	1.08	0.3795	0.84	0.78	2098	20	2074	30	1.14
CM-10	059-ZR44	0.458	29212	6.428	1.03	0.3612	0.74	0.71	2085	22	1988	25	4.67
	069-ZR51	0.452	165196	7.049	1.15	0.3907	0.89	0.77	2109	22	2126	32	-0.81
	056-ZR41	0.453	102738	6.719	0.98	0.3747	0.76	0.77	2099	18	2052	27	2.23
	018-ZR13	0.212	225705	7.620	1.45	0.4175	1.30	0.90	2129	18	2249	49	-5.64
	004-ZR1	0.453	294377	6.820	1.18	0.3790	0.94	0.80	2105	21	2071	33	1.60
	015-ZR10	0.231	15340	6.472	1.92	0.3621	1.82	0.95	2093	16	1992	62	4.81
	055-ZR40	0.558	34802	6.955	1.20	0.3847	0.96	0.80	2113	22	2098	34	0.68
	070-ZR52	0.556	260917	6.949	1.08	0.3840	0.75	0.70	2114	24	2095	27	0.92
	057-ZR42	0.491	43126	7.034	1.22	0.3874	0.92	0.76	2121	25	2111	33	0.46
	029-ZR21	0.491	28776	5.458	2.15	0.3122	2.03	0.95	2054	21	1752	62	14.71
	005-ZR2	0.447	231880	6.805	1.19	0.3761	0.98	0.83	2114	19	2058	34	2.66
	024-ZR16	0.189	291834	6.603	1.14	0.3645	0.92	0.81	2117	20	2003	32	5.35
	008-ZR5	0.371	297942	6.669	1.09	0.3674	0.92	0.85	2120	15	2017	32	4.87
	026-ZR18	0.533	172604	6.657	1.12	0.3664	0.97	0.87	2122	15	2013	33	5.14
	036-ZR26	0.852	162414	6.081	1.66	0.3392	1.56	0.94	2098	15	1883	51	10.27
	054-ZR39	0.325	163139	6.924	1.06	0.3778	0.82	0.77	2137	20	2066	29	3.32
	020-ZR15	0.340	69694	7.930	1.63	0.4232	1.37	0.84	2176	28	2275	52	-4.56
	013-ZR8	0.340	2706	4.563	1.46	0.2673	1.10	0.76	2012	31	1527	30	24.10
	066-ZR48	0.434	37844	6.949	0.96	0.3773	0.74	0.77	2146	17	2063	26	3.83
	006-ZR3	0.559	109443	4.692	2.49	0.2725	2.42	0.97	2027	17	1553	67	23.36
	025-ZR17	0.272	160572	7.906	2.00	0.4184	1.90	0.95	2190	16	2253	72	-2.90
	007-ZR4	0.363	362905	7.928	1.81	0.4151	1.65	0.91	2209	23	2238	62	-1.32

Tabela 11 – Dados de U/Pb para a amostra CM-12C (Quartzitos)

	Sample	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s %	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2s abs	% U-Pb disc <sup>d</sup>
	008-ZR05	0.295	537585	27.664	1.14	0.7451	0.90	0.79	3302	18	3590	50	-8.72
	010-ZR07	0.366	246209	30.225	0.94	0.7312	0.67	0.72	3469	17	3538	37	-1.98
	079-ZR59	0.313	75769	27.135	3.13	0.7136	2.96	0.95	3339	30	3472	158	-3.98
	030-ZR22	1.210	181712	26.668	1.15	0.7053	0.89	0.78	3330	19	3441	48	-3.32
	066-ZR48	0.577	163325	25.584	0.98	0.6972	0.76	0.78	3283	15	3410	40	-3.87
	073-ZR53	0.755	172823	26.826	1.91	0.6926	1.11	0.58	3368	47	3393	58	-0.73
	047-ZR34	0.400	276276	25.619	0.83	0.6856	0.62	0.74	3312	13	3366	32	-1.63
	018-ZR13	0.429	407860	25.560	0.81	0.6827	0.61	0.76	3315	12	3355	32	-1.20
	088-ZR65	0.608	29271	27.855	1.49	0.6824	1.22	0.82	3449	23	3354	64	2.78
	055-ZR40	0.335	221898	25.565	0.95	0.6822	0.75	0.79	3316	14	3353	39	-1.11
	034-ZR24	0.302	366258	26.760	1.04	0.6797	0.85	0.82	3393	15	3343	44	1.49
	070-ZR52	0.381	240740	25.350	1.01	0.6790	0.75	0.74	3310	18	3340	39	-0.91
	028-ZR20	0.337	198464	25.186	0.97	0.6783	0.74	0.76	3302	16	3338	38	-1.08
	035-ZR25	0.404	294548	24.909	0.93	0.6724	0.76	0.82	3298	12	3315	40	-0.51
	006-ZR03	0.620	265526	25.019	0.72	0.6717	0.52	0.72	3307	10	3313	27	-0.18
	053-ZR38	0.415	353246	25.216	0.87	0.6715	0.66	0.76	3319	13	3312	34	0.23
	094-ZR69	0.280	57148	24.677	1.19	0.6634	0.90	0.75	3305	21	3281	46	0.73
CM-12C	005-ZR02	0.492	615721	23.387	0.73	0.6608	0.55	0.76	3226	9	3270	28	-1.35
	077-ZR57	0.657	111692	25.281	0.97	0.6586	0.78	0.80	3354	14	3262	40	2.75
	038-ZR28	0.405	353052	21.652	0.92	0.6435	0.62	0.67	3146	18	3203	31	-1.80
	033-ZR23	0.451	319875	27.766	1.26	0.6425	1.12	0.89	3538	13	3199	57	9.58
	050-ZR37	0.697	61982	24.033	1.38	0.6407	1.07	0.77	3318	25	3192	54	3.81
	085-ZR62	0.413	91605	23.420	1.03	0.6366	0.74	0.71	3287	19	3175	37	3.41
	093-ZR68	0.410	210159	22.933	1.07	0.6255	0.84	0.79	3282	17	3132	42	4.57
	039-ZR29	0.354	39394	20.051	1.91	0.5768	1.76	0.92	3198	21	2935	83	8.21
	060-ZR45	0.325	459837	14.115	1.02	0.5510	0.77	0.75	2705	18	2829	35	-4.59
	074-ZR54	0.306	61749	13.618	1.09	0.5389	0.86	0.79	2683	18	2779	39	-3.59
	089-ZR66	0.285	178258	13.714	1.11	0.5384	0.88	0.80	2696	18	2777	40	-3.01
	087-ZR64	0.312	291754	13.665	1.03	0.5357	0.86	0.84	2698	14	2765	39	-2.49
	084-ZR61	0.637	276979	13.372	1.50	0.5348	0.88	0.59	2665	38	2762	39	-3.63

## Conti

024-ZR16	0.324	260619	13.539	1.00	0.5337	0.85	0.85	2689	13	2757	38	-2.54
068-ZR50	0.240	125791	13.615	1.04	0.5335	0.82	0.78	2699	18	2756	37	-2.13
076-ZR56	0.307	186007	13.528	0.88	0.5317	0.70	0.80	2694	13	2749	31	-2.03
065-ZR47	0.321	221983	13.090	1.06	0.5278	0.91	0.85	2652	13	2732	40	-3.03
069-ZR51	0.457	113397	13.428	1.05	0.5273	0.77	0.73	2695	20	2730	34	-1.29
019-ZR14	0.277	207719	13.391	0.98	0.5273	0.73	0.74	2691	18	2730	32	-1.45
056-ZR41	0.322	445900	13.458	0.84	0.5264	0.64	0.77	2702	13	2726	29	-0.91
080-ZR60	0.312	173167	12.906	1.10	0.5247	0.81	0.74	2638	21	2719	36	-3.08
078-ZR58	0.399	276211	12.931	0.90	0.5219	0.68	0.76	2650	15	2707	30	-2.15
075-ZR55	0.345	221351	12.851	0.90	0.5208	0.71	0.79	2643	14	2702	31	-2.24
014-ZR09	0.318	248899	12.829	0.89	0.5206	0.68	0.77	2641	14	2702	30	-2.31
017-ZR12	0.356	198617	12.872	0.83	0.5195	0.63	0.76	2650	13	2697	28	-1.79
016-ZR11	0.392	324550	12.774	1.46	0.5180	1.35	0.93	2642	13	2690	59	-1.83
048-ZR35	0.322	278365	13.118	0.80	0.5146	0.54	0.68	2697	15	2676	24	0.77
096-ZR71	0.543	322170	12.495	0.82	0.5131	0.60	0.73	2621	14	2670	26	-1.84
064-ZR46	0.269	254505	12.906	1.31	0.5097	1.06	0.81	2686	22	2655	46	1.13
057-ZR42	0.318	237664	12.611	0.89	0.5063	0.65	0.73	2659	16	2641	28	0.68
090-ZR67	0.358	46384	12.698	1.22	0.5028	0.99	0.81	2682	20	2626	43	2.08
027-ZR19	0.185	12057	12.242	2.84	0.5026	2.75	0.97	2621	20	2625	118	-0.14
049-ZR36	0.294	197349	12.616	0.90	0.4995	0.65	0.73	2682	16	2612	28	2.61
097-ZR72	0.531	281316	11.816	0.88	0.4944	0.65	0.74	2590	15	2590	28	0.02
007-ZR04	0.424	13560	11.948	1.09	0.4841	0.92	0.84	2644	15	2545	39	3.73
037-ZR27	0.246	135367	11.822	0.90	0.4835	0.69	0.77	2628	14	2542	29	3.26

Tabela 12 – Dados de U/Pb para a amostra CM-05 (Augen Granito)

	Sample	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s %	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s %	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	2s abs	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	2s abs	% U-Pb disc <sup>d</sup>
	011-ZR6	0.356	184037	10.653	1.53	0.4430	1.23	0.81	2600	27	2364	49	9.07
	027-ZR17	0.428	7655	9.481	1.12	0.3986	0.94	0.84	2582	16	2163	35	16.23
	037-ZR25	0.480	203913	7.937	1.08	0.3413	0.88	0.81	2544	17	1893	29	25.59
	025-ZR15	0.547	177681	10.027	1.12	0.4185	0.94	0.84	2594	16	2253	36	13.14
	039-ZR27	0.431	195088	12.100	1.59	0.4949	1.42	0.89	2628	21	2592	60	1.37
	040-ZR28	0.319	96134	11.310	1.22	0.4654	0.98	0.80	2618	21	2463	40	5.91
	038-ZR26	0.547	206105	12.941	1.04	0.5251	0.82	0.78	2641	18	2721	36	-3.02
	020-ZR13	0.517	818930	12.746	1.21	0.5166	0.90	0.75	2643	24	2685	40	-1.57
	028-ZR18	0.365	724504	12.328	1.10	0.5010	0.93	0.85	2639	15	2618	40	0.78
	035-ZR23	0.447	41408	11.569	1.51	0.4728	1.27	0.84	2629	24	2496	53	5.08
	026-ZR16	0.539	177894	12.701	1.03	0.5136	0.85	0.82	2647	15	2672	37	-0.96
CM-05	008-ZR3	0.493	218691	12.979	1.13	0.5237	0.92	0.81	2650	18	2715	41	-2.42
	034-ZR22	0.350	186928	12.496	1.20	0.5051	0.97	0.80	2648	20	2636	42	0.45
	010-ZR5	0.381	426010	12.929	1.10	0.5208	0.90	0.82	2653	17	2702	40	-1.85
	016-ZR9	0.388	663310	12.440	1.23	0.5027	1.08	0.88	2648	15	2626	47	0.84
	015-ZR8	0.439	761622	12.918	0.94	0.5201	0.74	0.79	2654	15	2700	33	-1.73
	006-ZR1B2	0.371	229496	10.931	0.89	0.4466	0.71	0.80	2630	13	2380	28	9.50
	036-ZR24	0.387	36958	8.128	2.03	0.3438	1.48	0.73	2572	44	1905	49	25.94
	005-ZR1B1	0.494	93693	12.651	1.05	0.5092	0.89	0.85	2654	14	2653	39	0.05
	018-ZR11	0.507	9786	4.576	1.52	0.2280	1.34	0.88	2294	21	1324	32	42.29
	021-ZR14	0.516	3902	6.703	2.32	0.3064	2.06	0.89	2441	33	1723	62	29.43
	030-ZR20	0.287	1802	6.433	3.39	0.2878	3.07	0.91	2478	46	1631	88	34.19

Tabela 13 – Dados de S/Nd para para amostras de Bif, chert, filito e tremolitos

	Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(2.0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(2.6)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$	
Impure Bif	AM37	1.007	5.197	0.1171	0.511282+/-7	-26.45	-6.00	0.22	2.78	
	AM025	0.83	4.004	0.1254	0.511468+/-28	-22.83	-4.50	1.08	2.72	
	AM38	2.185	10.196	0.1296	0.511577+/-8	-20.69	-3.44	1.80	2.65	
	AM005	5.222	28.442	0.1110	0.511361+/-7	-24.91	-2.88	3.82	2.49	
	AM46	1.685	7.982	0.1276	0.511631+/-18	-19.64	-1.87	3.53	2.49	
	AM022	0.894	5.109	0.1058	0.511296+/-4	-26.19	-2.81	4.30	2.46	
	AM45	2.020	11.254	0.1085	0.511365+/-16	-24.83	-2.15	4.74	2.42	
	AM32	0.904	4.354	0.1255	0.511645+/-16	-19.36	-1.05	4.52	2.41	
	AM010	3.530	16.122	0.1324	0.511767+/-13	-16.98	-0.44	4.59	2.38	
	AM39	0.56	2.460	0.1375	0.511862+/-17	-15.14	0.11	4.74	2.35	
	AM006	1.012	5.052	0.1211	0.511638+/-19	-19.52	-0.05	5.86	2.3	
	AM41	1.887	9.921	0.1150	0.511547+/-14	-21.29	-0.26	6.13	2.3	
	AM008	4.870	27.010	0.1090	0.511476+/-5	-22.66	-0.10	6.75	2.27	
	AM44	1.994	11.179	0.1078	0.511478+/-16	-22.62	0.24	7.20	2.24	
	AM011	1.862	11.127	0.1012	0.511427+/-15	-23.62	0.95	8.42	2.18	
	AM018	1.387	8.068	0.1039	0.511663+/-4	-19.02	4.88	12.14	1.9	
	Pure Biif	AM013	2.346	10.254	0.1383	0.511495+/-19	-22.30	-7.30	-2.74	3.16
		AM009	1.447	6.823	0.1282	0.511620+/-5	-19.86	-2.24	3.12	2.53
AM31		0.485	2.460	0.1191	0.511583+/-17	-20.58	-0.61	5.45	2.34	
Chert	AM004	1.489	7.622	0.1181	0.511489+/-21	-22.41	-2.20	3.95	2.47	
	AM003	4.076	23.561	0.1046	0.511400+/-5	-24.15	-0.46	6.74	2.28	
Grey phyllite	AM43	1.178	4.760	0.1496	0.511632+/-2	-19.63	-7.53	-3.85	3.41	
	AM34	1.093	5.657	0.1168	0.511270+/-20	-26.69	-6.16	0.08	2.79	
	AM33	0.479	2.572	0.1126	0.511284+/-8	-26.41	-4.80	1.77	2.65	
	AM020	2.872	13.937	0.1246	0.51137+/-13	-24.74	-6.21	-0.58	2.87	
	AM007	4.150	24.510	0.1024	0.511093+/-13	-30.15	-5.91	1.46	2.67	
	Tremolite rock	AM29	1.527	4.798	0.1924	0.512559+/-7	-1.53	-0.40	-0.06	-
AM30		3.190	7.967	0.2420	0.512244+/-3	-7.68	-19.38	-22.95	-	
AM35		1.073	3.018	0.2149	0.512980+/-4	6.67	2.05	0.63	-	
AM40		0.88	2.797	0.1902	0.512541+/-17	-1.90	-0.18	0.32	-	

## FIGURAS

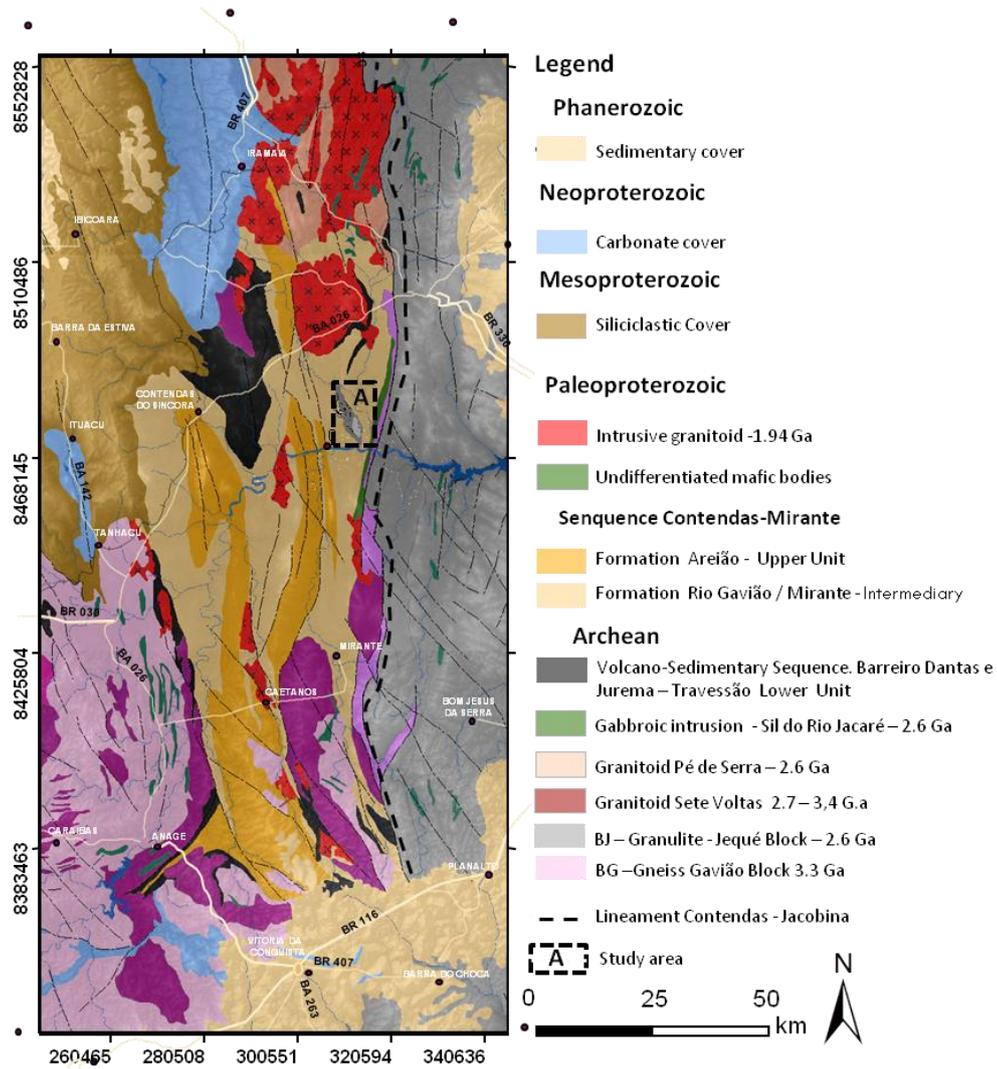


Figura 1 – Mapa geológico regional indicando o posicionamento do Cráton do São Francisco (CSF) e dos Blocos Arqueanos Itabuna-Salvador-Curaçá (BISC), Serrinha (BS), Gavião (BG) e Jequié (BJ), estes dois últimos limitados pelo Lineamento Contendas Mirante (LCM) Obs: Note-se retângulo preto tracejado indicando a localização da área estudada Fonte: Modificado de Marinho 1991.

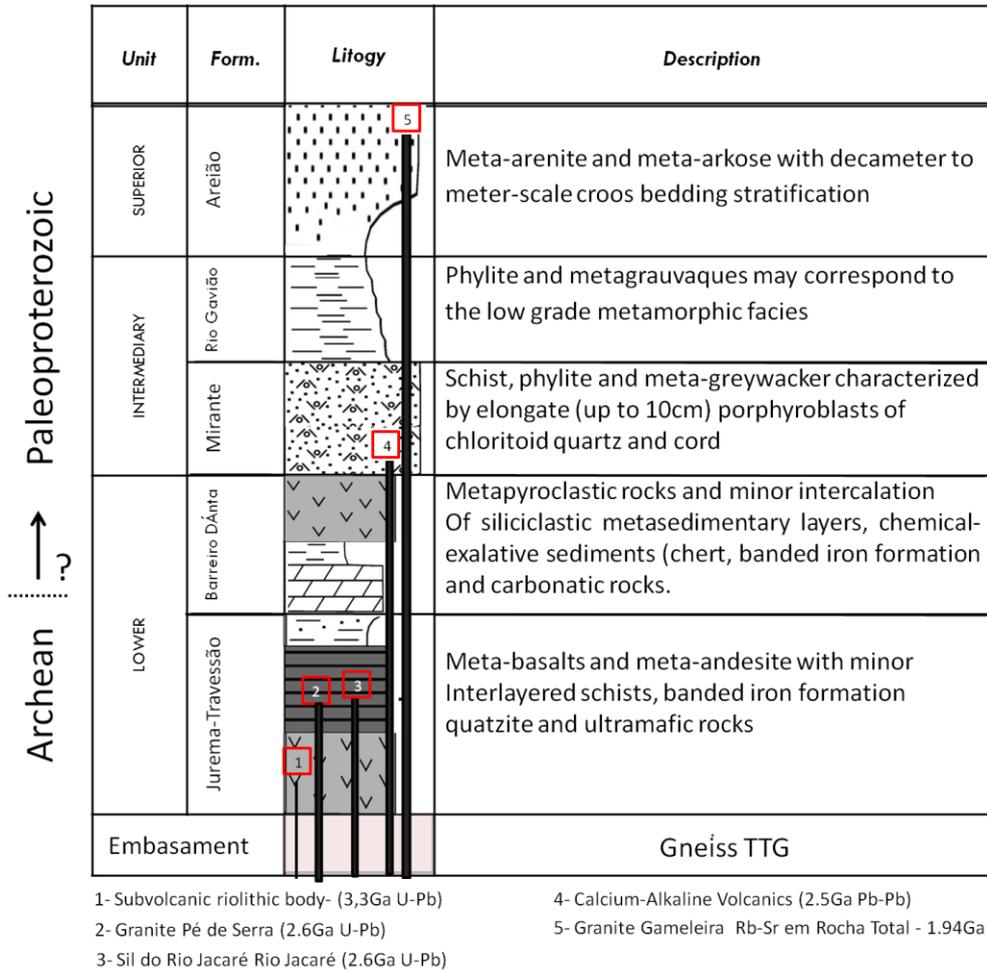


Figura 2 - Estratigrafia da Sequência Contendas-Mirante Fonte: Dados compilados de Marinho (1991)

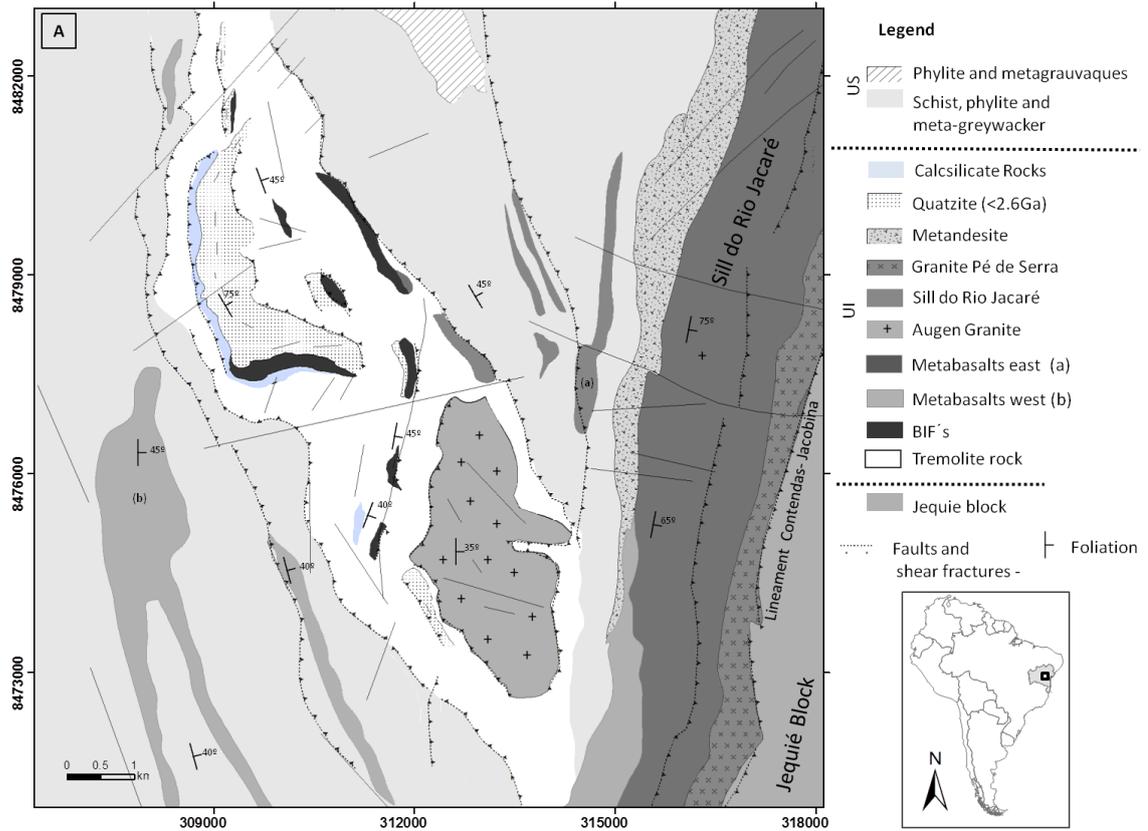


Figura 3 – Mapa Geológico da área estudada indicando a localização das BIFs. UI = unidade inferior; US – unidade superior. **Fonte:modificado de Marinho 2009**

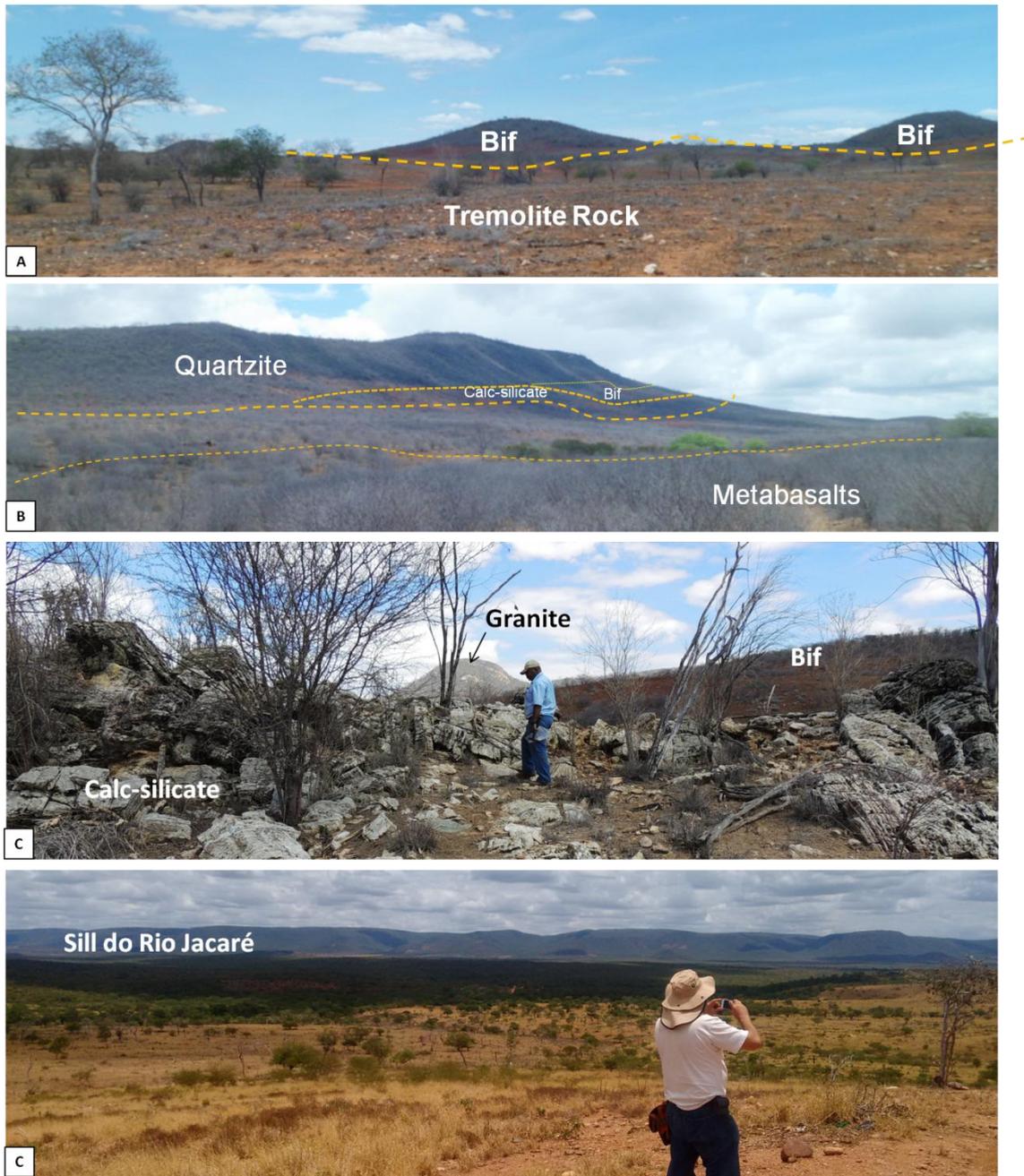


Figura 4 – (A) Exposição de BIFs associadas com tremolitos; (B) Serra sustentada por quartzito. Notar contato na base com uma associação de filitos e rochas calcissilicáticas; (C) Exposição de rochas calcissilicáticas como lentes métricas alinhadas na direção N-S. Notar *augen* granito localizado a leste das ocorrências de BIFs; (D) Limite leste da Sequência Contendas Mirante evidenciado por terrenos planos onde predominam xistos, em contato com as rochas do Sill Máfico-ultramáfico do Rio Jacaré ao longo de uma cadeia de serras de mais de 20 km



Figura 5 – (A) Tremolítico cinza esverdeado de granulação de fina a média contendo talco e serpentina; (B) Metabasaltos da porção oeste cinza caracterizados por apresentarem granulometria fina e menores proporções de horblenda; (C) Metabasaltos da porção leste, caracterizados por apresentarem maior conteúdo em horblenda, onde é comum a presença de pontos escuros arredondados formados por horblenda; (D) Rochas calcissilicáticas evidenciando forte mergulho para leste; (E) Quartzito de granulação fina, intensamente fraturado e deformado, por vezes com aspecto de chert. Notar veios de quartzo

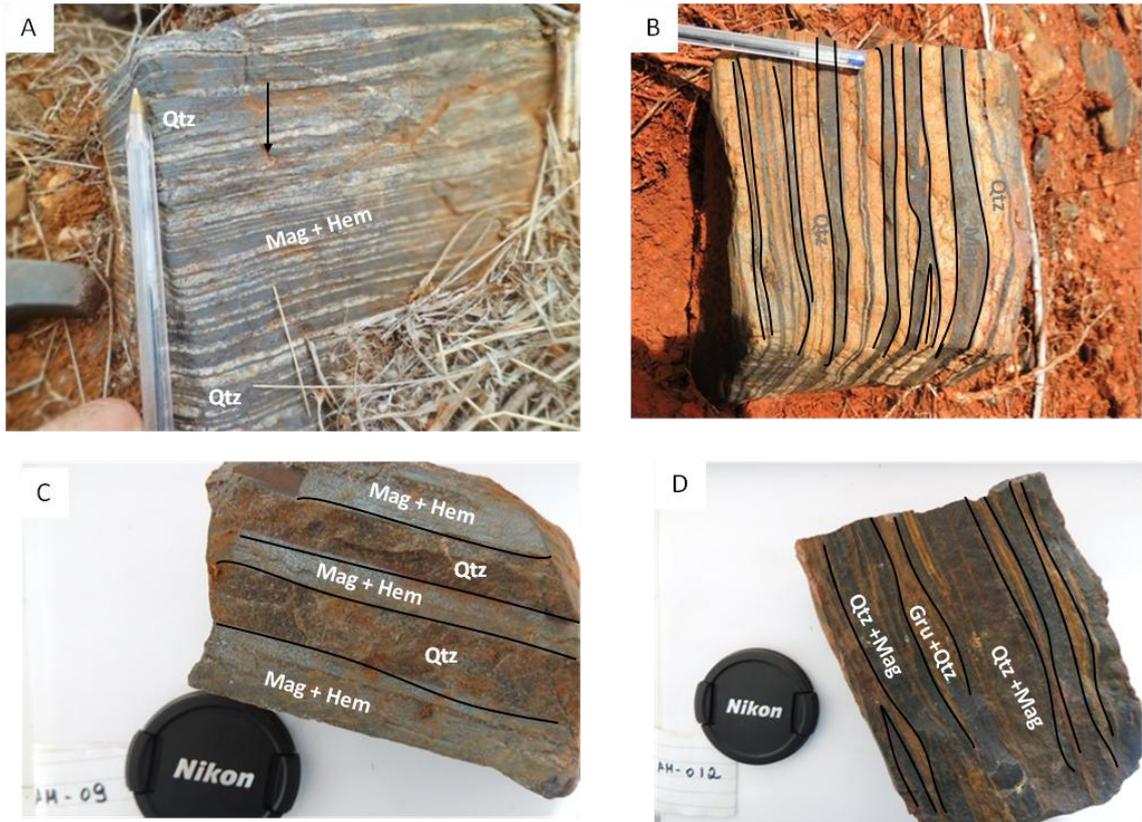


Figura 6 – (A) Detalhe do aspecto bandado indicando mesobandas claras e escuras de quartzo e óxidos de ferro; (B) Bandas ricas em quartzo e magnetita, por vezes, com lentes de quartzo; (C) Bandas centimétricas ricas em quartzo e magnetita; (D) BIF anfibolítica com bandas ricas em quartzo, anfibólio e magnetita

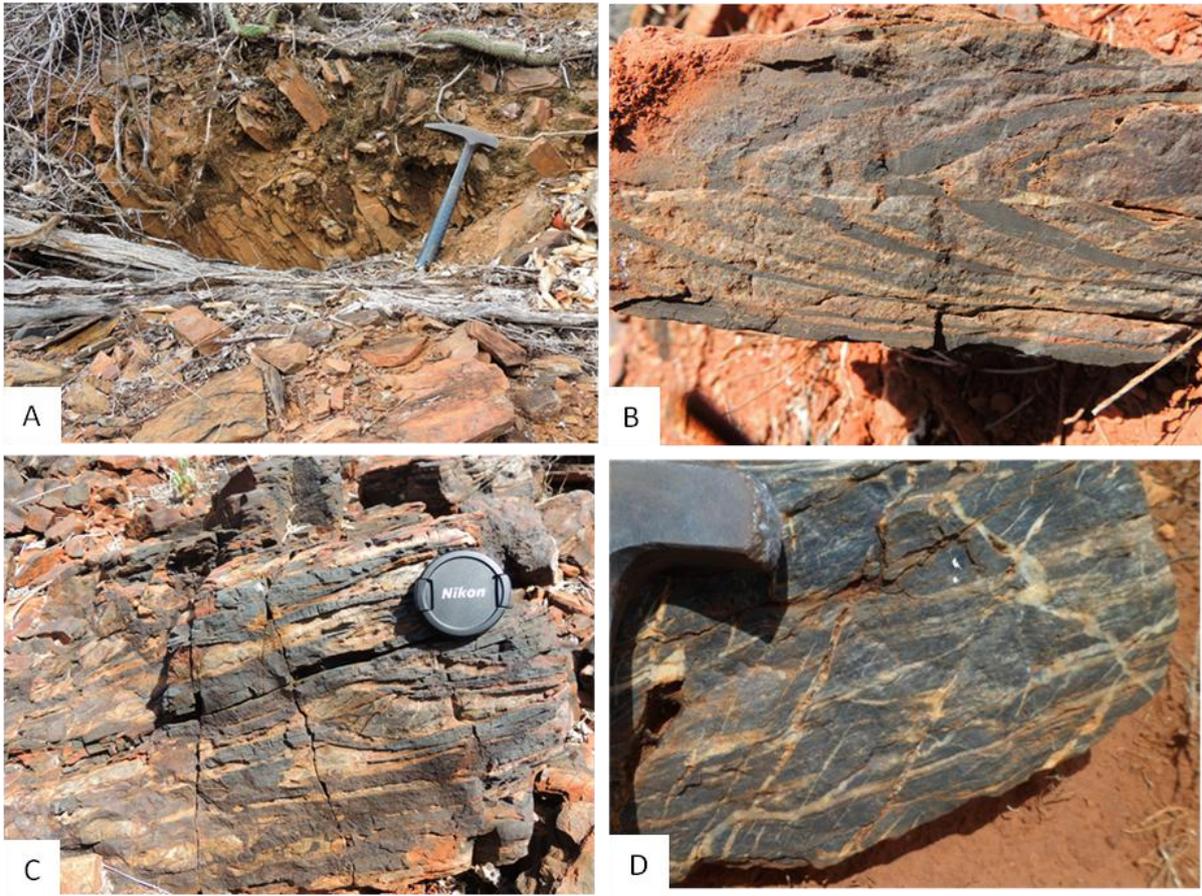


Figura 7 – (A) Afloramento de BIFs evidenciando o mergulho de alto ângulo; (B) Dobras sub-horizontais isoclinais com flanco rompido; (C) Dobras parasíticas ao longo do bandamento com presença de fraturas; (D) Aspectos brechados e, muitas vezes, cortados por veios de quartzo maciços

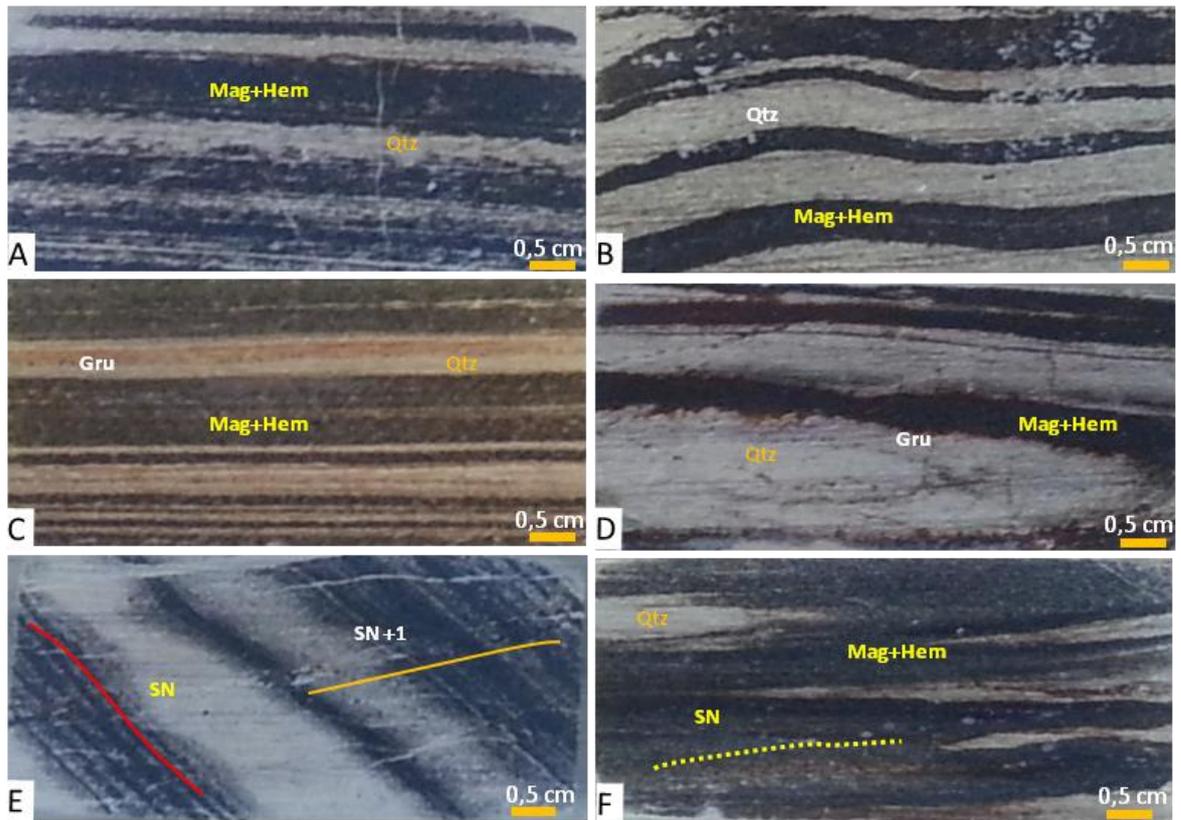


Figura 8 – (A) Bandamento composicional das BIFs em lâmina delgada (AM-05) evidenciando grãos de quartzo e níveis contendo cristais de magnetita e hematita; (B) Bandamento composicional evidenciando dobramento suave (AM-21); (C) Anfibólios (Anf) da série cummingtonita-grünerita em grau avançado de alteração para oxi-hidróxidos de ferro (AM-26); (D) Detalhe do bandamento rico em quartzo e anfibólio (Anf) da série cummingtonita-grünerita nas bordas das bandas ricas em óxido de ferro (AM-26); (E) Detalhe da lâmina da amostra com foliação (Sn). Nota-se a presença de boudins nos níveis quartzo (AM-24); (F) Bandamento composicional transposto pela foliação Sn +1. Notar presença de fraturas com preenchimento de quartzo (AM-08)

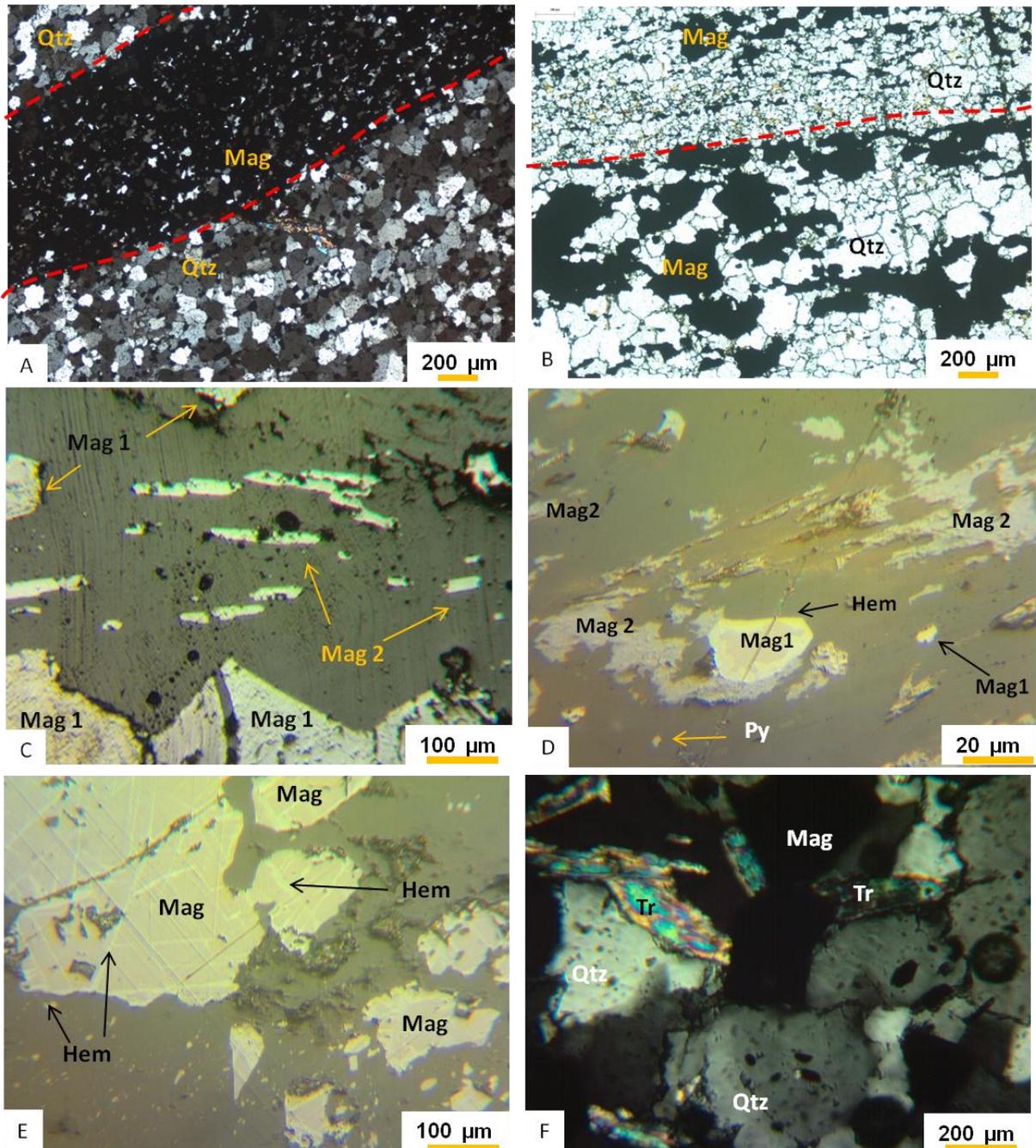


Figura 9 – (A) Microestrutura granoblástica associada com quartzo (Qz) e magnetita (Mag). Notar limite do bandamento marcado em vermelho (AM-21); (B) Microestrutura granoblástica ameboide. Notar grãos reliquias e esqueletiformes de quartzo (Qz) na magnetita (Mag) e os contatos fortemente reentrantes (AM-06); (C) Microestrutura lepidoblástica associada com magnetita/hematita platiforme (Mag2) marcando a foliação Sn. Notar bandamento com níveis ricos em magnetita idiomórfica (AM-38); (D) Magnetita/hematita platiforme como agregados marcando a foliação principal. Note-se que este mineral também é encontrado intersticialmente (AM-31); (E) Cristais de magnetita 1 (Mag) com bordas substituídas por hematita (Hem) configurando a microestrutura de reação (martitização) (AM-29); (F) Grãos de quartzo (Qtz) e Magnetita parcialmente substituídos por tremolita (Tr). Notar contato reto entre a magnetita (Mag) e o quartzo (Qtz); com a magnetita, o contato é interlobado (AM-21)

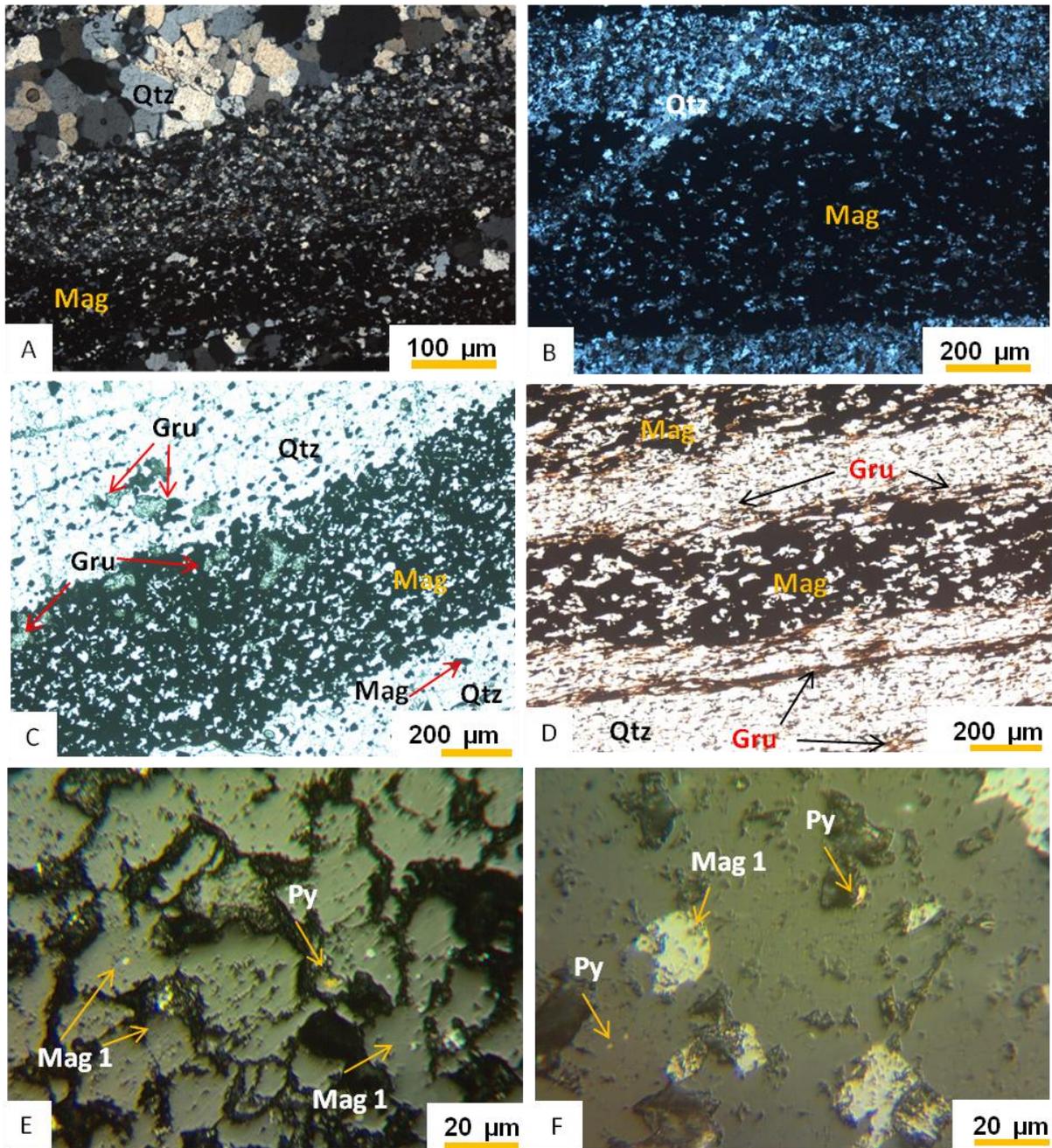


Figura 10 – (A) Quartzo com diferentes granulações (AM-3); (B) Microveios de quartzo cortando o bandamento composicional (AM-15); (C) Detalhe de grãos de grunerita (Gru) em contato com cristais de quartzo (Qtz) com textura granoblástica (AM-21); (D) Grunerita (Anf) evidenciando grau avançado de alteração para oxi-hidróxidos de ferro (AM-26); (E) Pirita (Py) com Quartzo (Qtz). Observa-se, ainda, diminutos cristais de magnetita inclusos no quartzo (AM-36); (F) Cristais de pirita incluso em cristais de quartzo (AM-16)

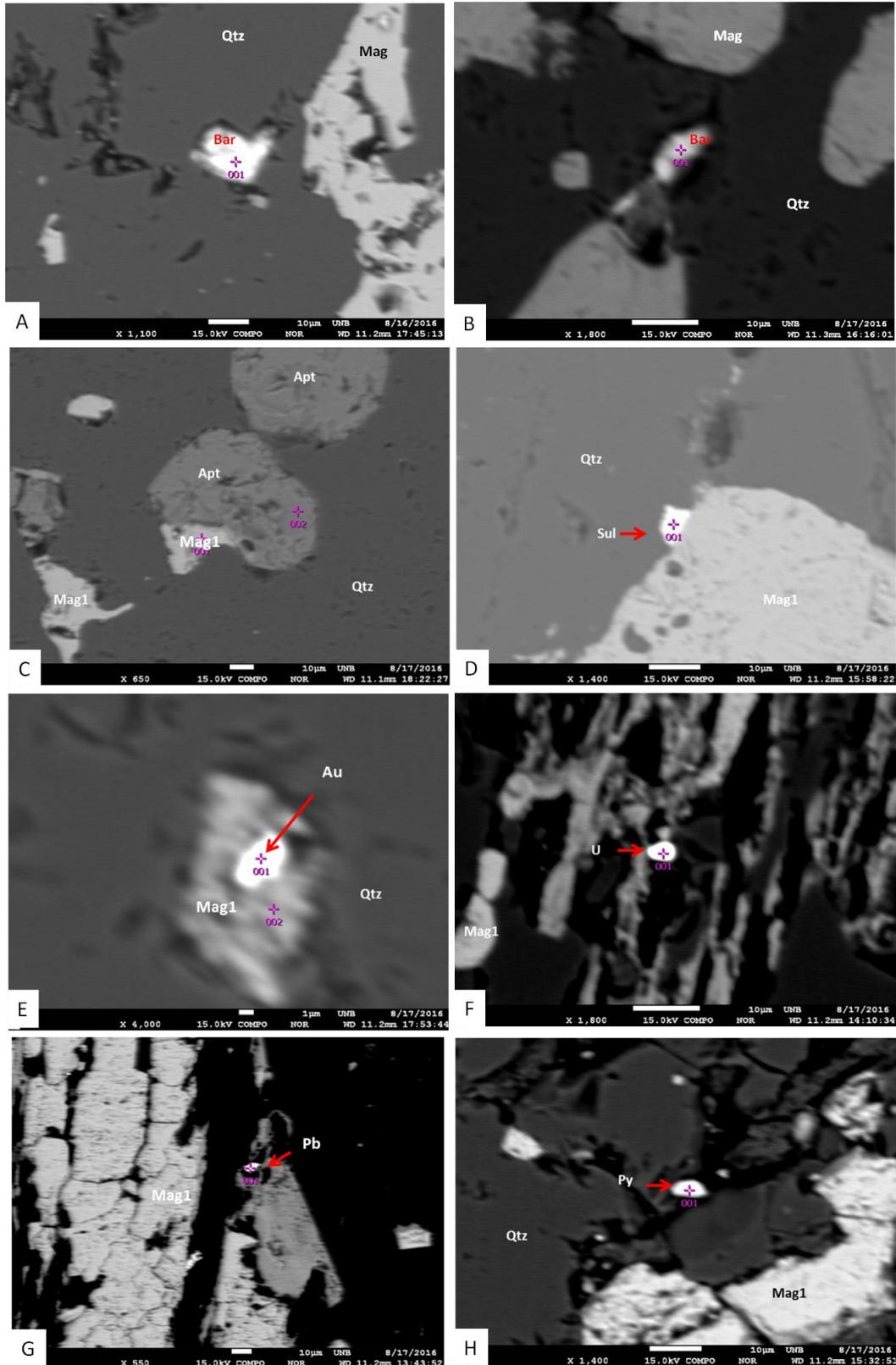


Figura 11 – Imagens de elétrons retroespalhados das amostras de BIFs da Sequência Contendas Mirante. (A) Destaque dos cristais de barita (bar) em contato com o quartzo (qtz) (AM-005); (B) microcristais de barita ocupando os interstícios entre os cristais de quartzo como diminutos grãos (AM-32); (C) Microcristais de apatita em contato com quartzo e magnetita (AM-08); (D) Sulfato rico em ETR em contato reto com cristais de magnetita e quartzo (AM-32); (E) Grãos arredondados de Au de até 3  $\mu\text{m}$  (AM-16); (F) Grãos arredondados até 2  $\mu\text{m}$  de Uraninita (AM-24); (G) Grãos de galena de até 7  $\mu\text{m}$  (AM-24); (H) Grãos de pirita de até 4  $\mu\text{m}$  (AM-24)

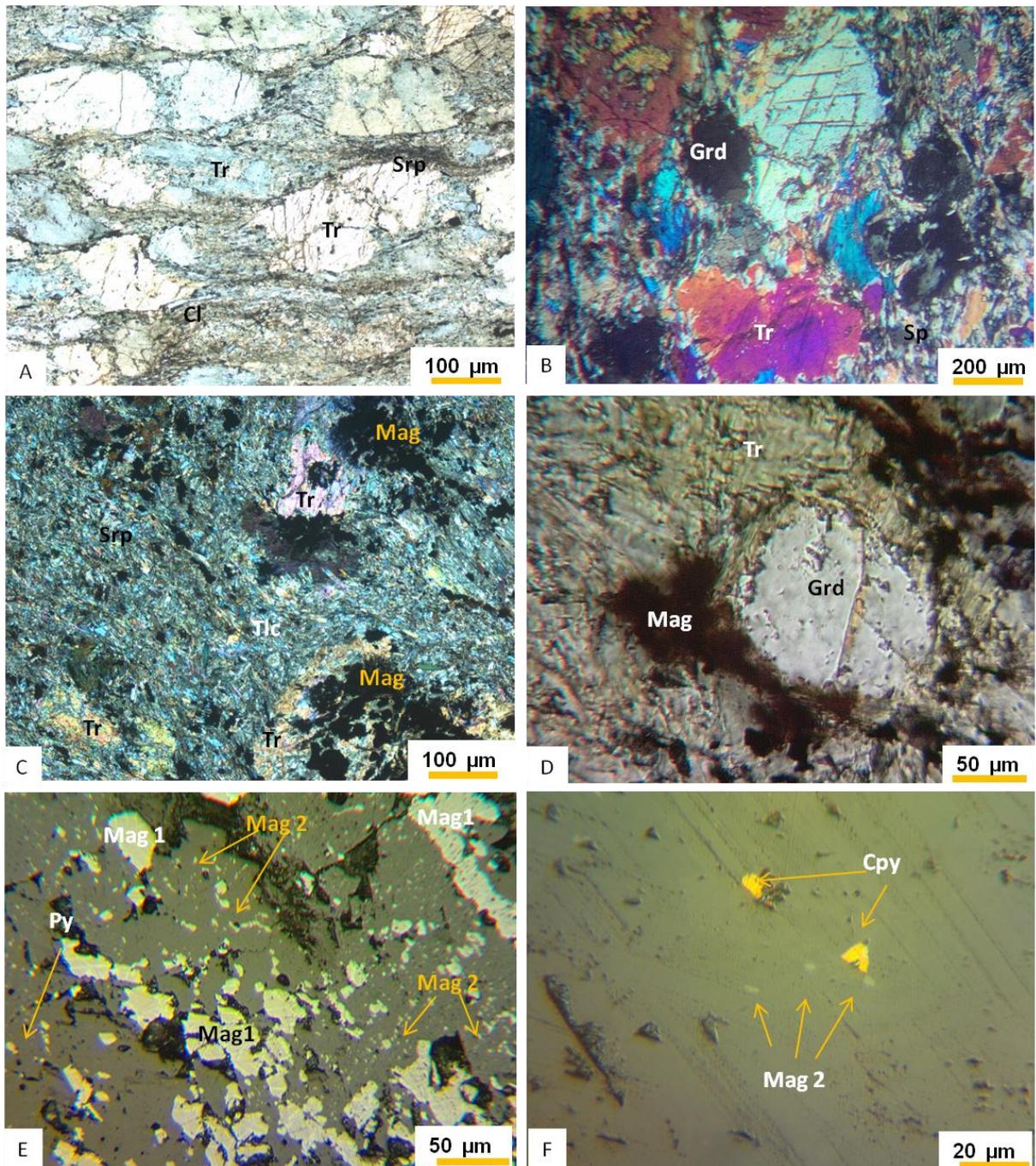


Figura 12 – (A) Grãos de tremolita/actinolita como megacristais subédricos. Note-se os pseudomorfos de olivina completamente substituídos por tremolita, talco e serpentina; (B) Agregados de clorita e serpentina compondo a matriz da rocha; (C) Crescimento tardio do talco a partir da borda do anfibólio e da magnetita; (D) Granada (Grd) subidioblástica e fraturada; (E) Cristais de magnetita primária (Mag 1) e magnetita secundária como pequenas inclusões (Mag2) em cristais de tremolita. Foto em luz refletida (AM-29); (F) - A- Calcopirita (Cpy1) e magnetita secundária (Mag 2) incluída em cristais de tremolita. Foto em luz refletida (AM-30)

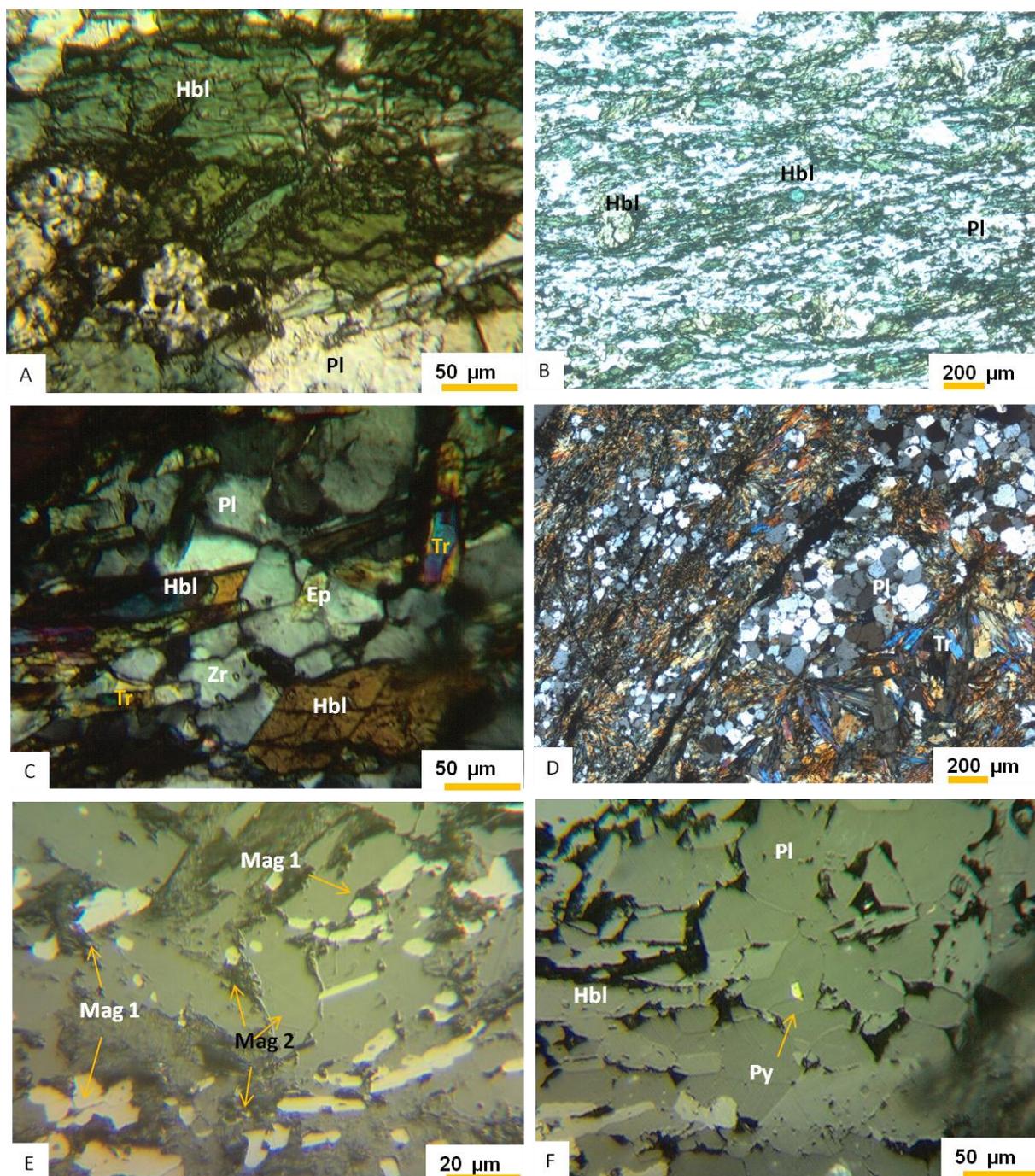


Figura 13 – (A) Hornblenda (Hbl) em contato poligonal com cristais de plagioclásio evidenciando textura nematoblástica. Luz transmitida (AM-23); (B) Cristais de hornblenda como prismas alongados por vezes subeudrais. Notar a presença de pequenos pontos arredondados formados por hornblenda de cor verde a castanha; (C) Cristais de zircão incolor incluído no plagioclásio; (D) Tremolita secundária acicular e sem orientação preferencial (AM-42); (E) Cristais de magnetita 1 (Mag 1) em contato com hornblenda (Hbl) e plagioclásio (Pl) evidenciando textura lepidoblástica (AM-19); (F) Pirita incluída em cristais de plagioclásio apresentando contato de reto a interlobado (AM-23)

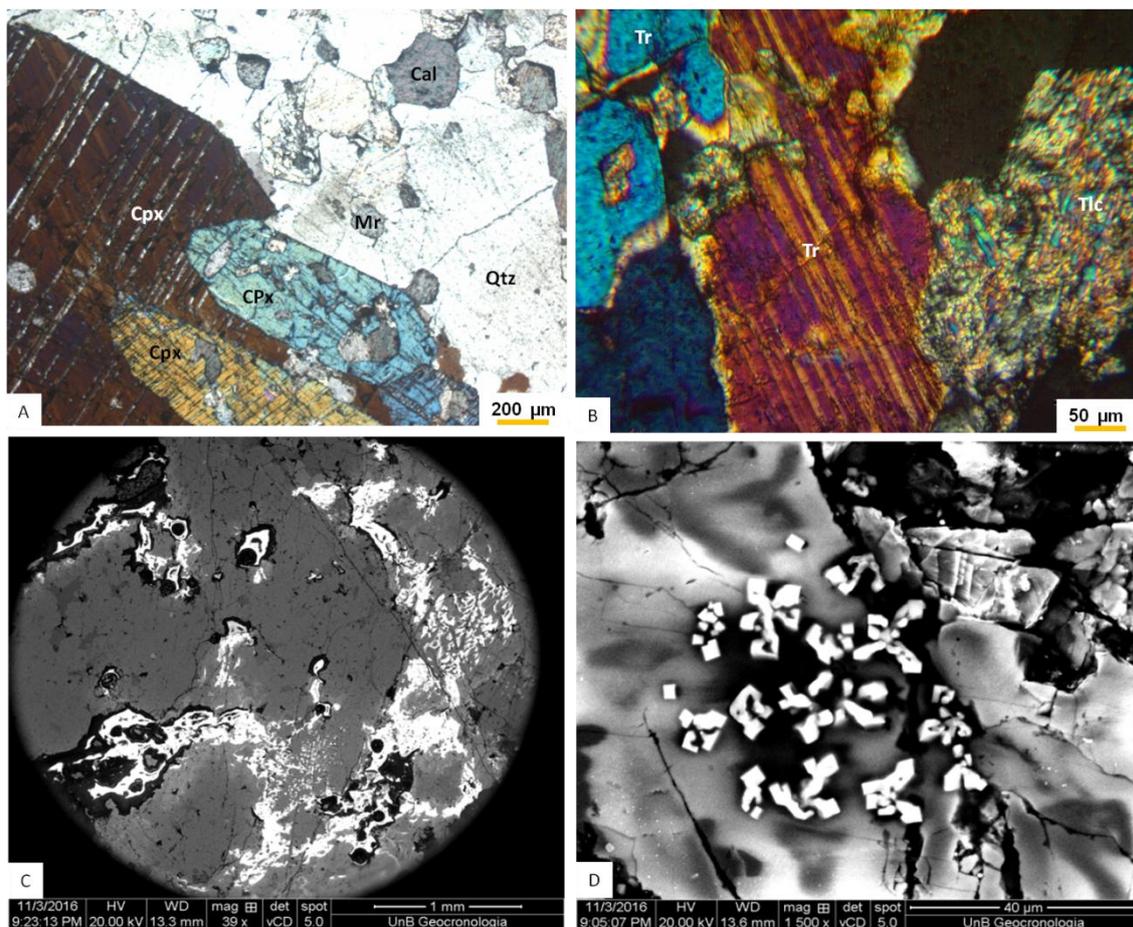


Figura 14 – (A) Cristais de clinopiroxênio que formam uma textura de granoblástica a poligonal. Note-se diversas vênulas de carbonato em formato circular em reação com o piroxênio. (B) Tremolita alterando para talco; (C) Imagens de elétrons retroespalhados evidenciando carbonato rico em ETR; (D) Mireral rico em K e Cl com textura em flor, por vezes, inclusos e com hábito cúbico em clinopiroxênio e quartzo

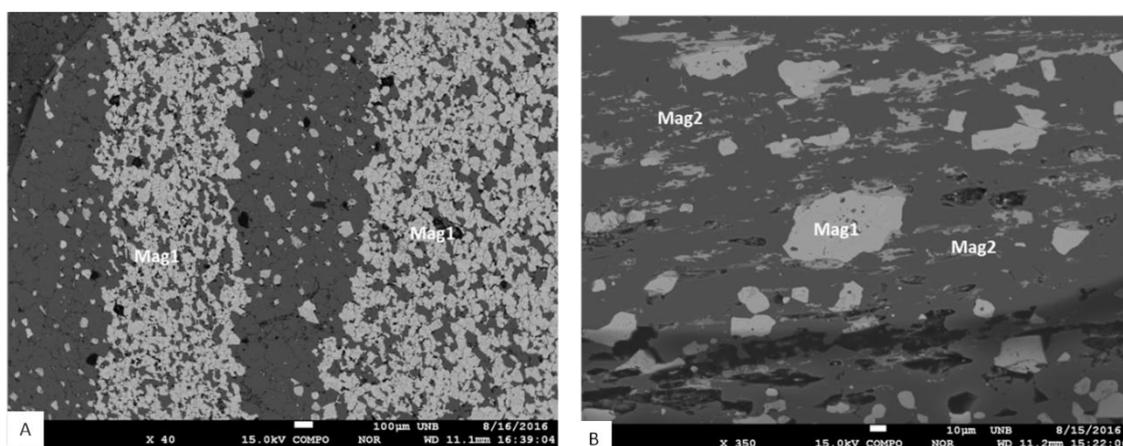


Figura 15 – (A) Imagens de elétrons retroespalhados evidenciando os cristais de magnetita (1) (Mag) compoendo o bandamento primário da rocha. (Amostra AM-21); (B) Magnetita/hematita (2) planiforme como agregados marcando a foliação principal. Note-se que este mineral também é encontrado intersticialmente (Amostra AM-31)

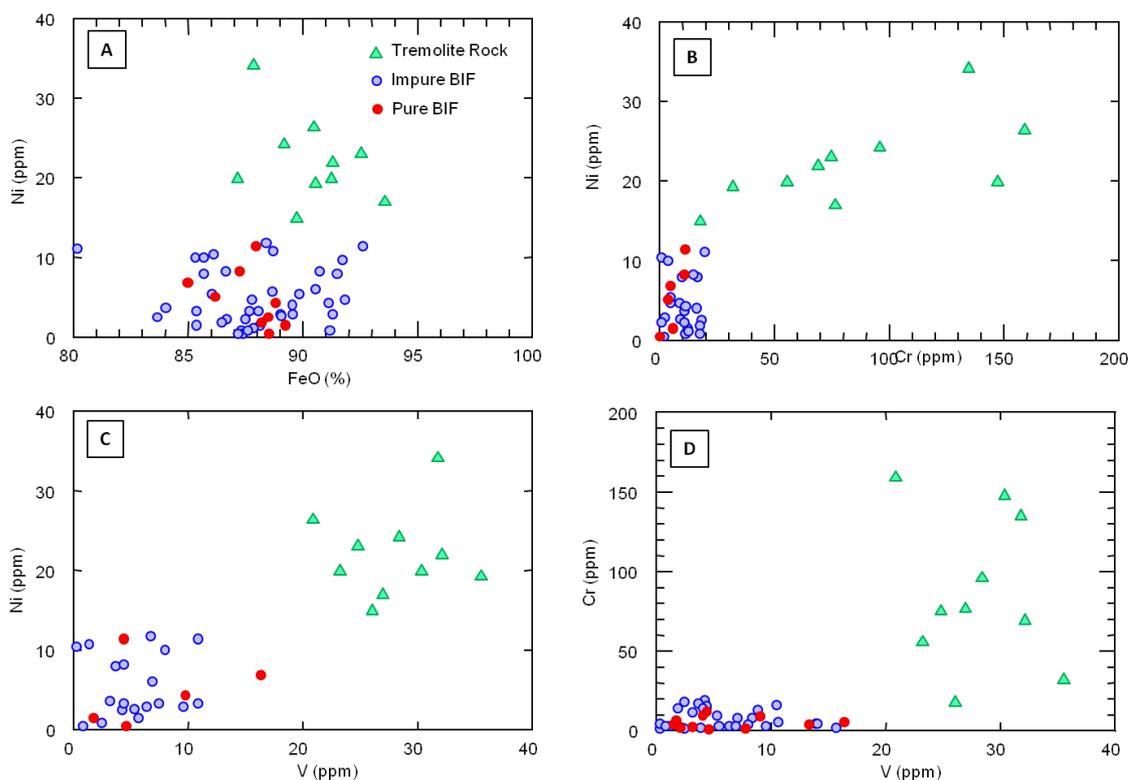


Figura 16 – (A) Diagrama FeO (%) x Ni (ppm) para cristais de magnetita; (B) Diagrama Ni x Cr (ppm) para cristais de magnetita; (C) Diagrama Ni x V (ppm) para cristais de magnetita; (D) Diagrama Cr x V (ppm) para cristais de magnetita. Obs: Azul – Magnetitas das BIFs impuras; Vermelho – Magnetitas das BIFs puras; Verde – magnetitas dos tremolitos

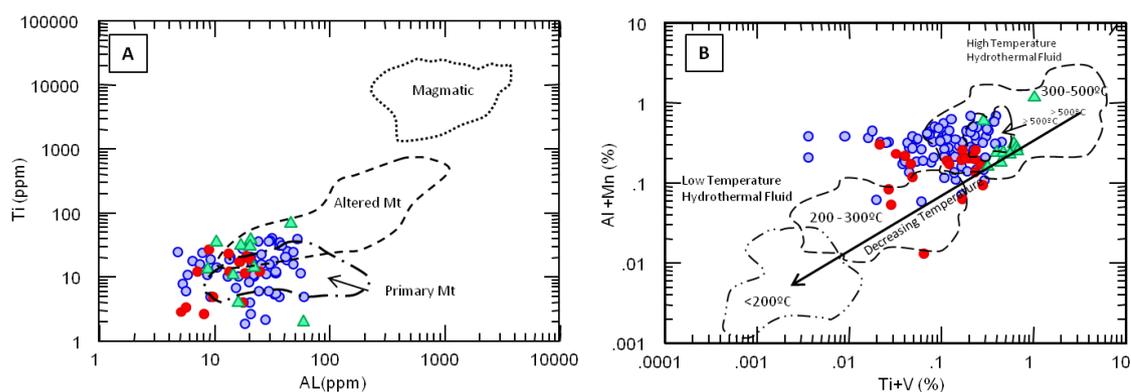


Figura 17 – (A) Diagrama binário de Ti versus Al para os cristais de magnetita analisados. Os campos na figura são extraídos de Chung et al. (2015) e mostram as composições de magnetitas de formações ferríferas bandadas químico-exalativas (BIF), de magnetitas alteradas por hidrotermalismo (altered) e de magnetitas magmáticas (magmatic). Os cristais de magnetita da área de trabalho estão principalmente plotados sobre ou nas imediações dos campos de magnetita primária. (B) O Diagrama binário Ti + V versus Al + Mn. Essas temperaturas são estimativas baseadas em valores publicados em Chung et al. (2015)

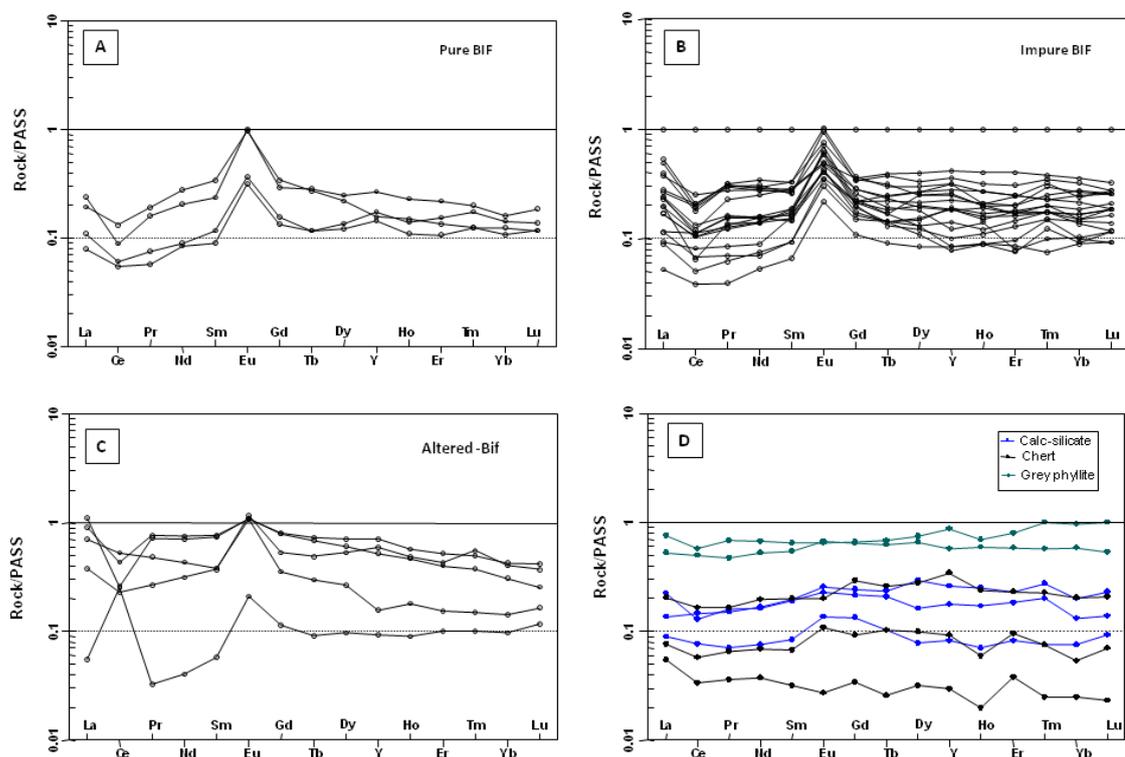


Figura 18 – Diagrama ETR normalizado ao Post-Archean Australian Shale – PAAS. (A) Diagrama mostrando o padrão de ETR das BIFs puras do Grupo 01; (B) Diagrama mostrando o padrão de ETR das BIFs impuras do Grupo 02; (C) Diagrama mostrando o padrão das BIFs alteradas do Grupo 02; (D) Diagrama mostrando o padrão de ETR dos carbonatos impuros, filitos e chert normalizado

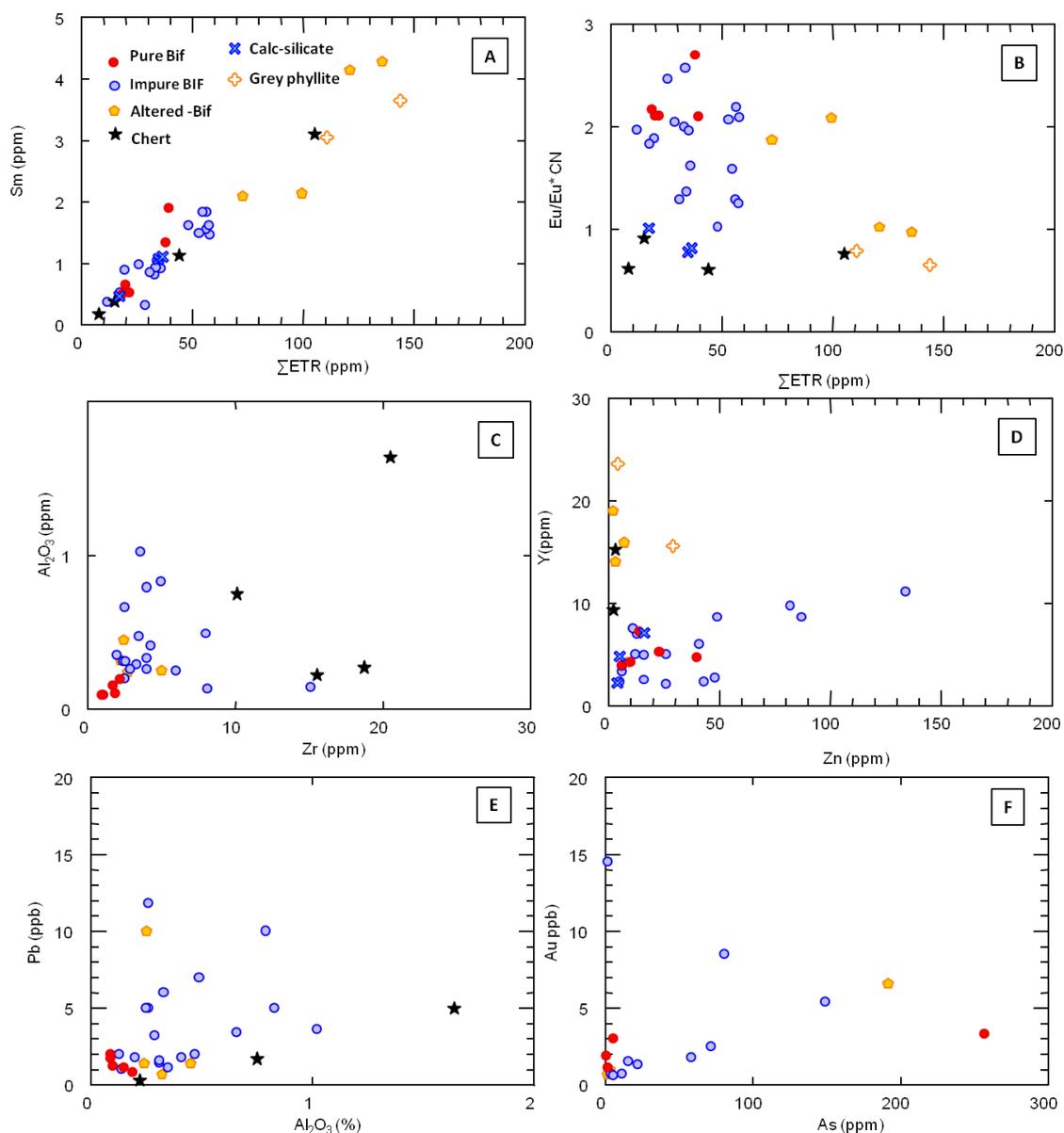


Figura 19 – Diagramas bivariantes para amostras de BIFs da SCM. (A) Diagrama bivariante Sm (ppm) versus  $\Sigma$ ETR (ppm); (B) Diagrama bivariante Eu/Eu\*CN (ppm) versus  $\Sigma$ ETR (ppm.). Grupo 1 – Vermelho (BIFs puras) e Grupo 2 – Azul (Bifs impuras). Figura 12 - Diagramas bivariantes para amostras de BIFs da SCM. (A) Diagrama bivariante  $Al_2O_3$  (%) versus Zr (ppm) (B) Diagrama bivariante Y (ppm) versus Zn (ppm). Figura 13 Diagramas bivariantes para amostras de BIFs da SCM. (A) Diagrama bivariante Pb (ppb) versus  $Al_2O_3$  (ppm) (B) Diagrama bivariante Au (ppb) versus As (ppm)

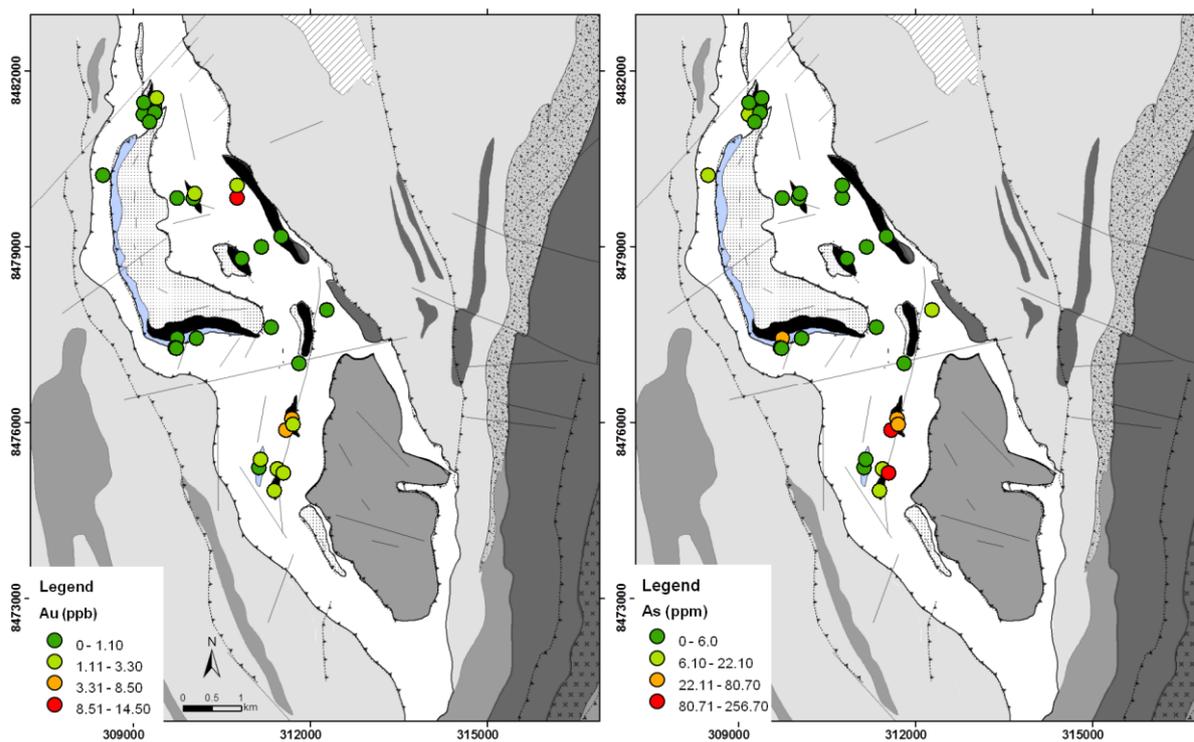


Figura 20 – Mapa com zoneamento de metassedimentos incluindo as de BIFs da SCM. (A) Concentração de Au (ppb) em superfície; (B) Concentrações de As (ppm) em superfície. Modificado de Marinho (2009)

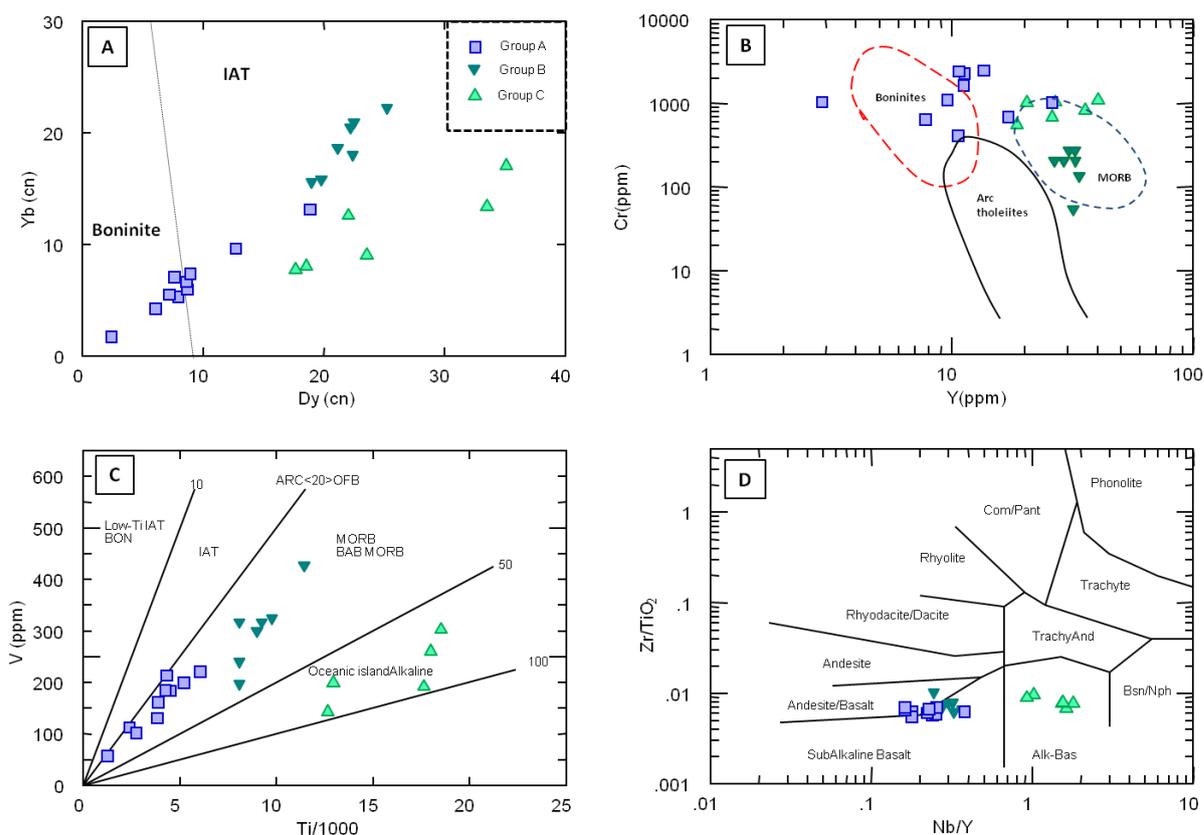


Figura 21 – (A) Diagrama  $Yb_N$  vs.  $Dy_N$  (Dilek e Furnes, 2009) mostrando campos para os boninitos e os toleitos de arco da ilha (IAT). Note-se que amostras de tremolitos do Grupo A plotam no campo dos basaltos boninitos, enquanto as metabásicas do Grupo A e B plotam no campo dos toleitos de Arco de Ilha; (B) Diagrama Cr vs Y (Dilek et al., 2007) classificando as amostras dos tremolitos do Grupo A como boninitos; (C) Diagrama V-Ti (Shervais, 1982) mostrando que a maior parte das amostras metavulcânicas estudadas ocupam os campos dos Basaltos tipo MORB e os metabasaltos do Grupo C no campo dos basaltos de ilha oceânica; (D) Diagrama Nb/Y vs.  $Zr/TiO_2$  (Winchester e Floyd, 1977) de classificação de rochas indicando basaltos/andesitos e álcali basaltos. Grupo A = tremolitos; Grupo B = metabasaltos da porção leste; Grupo C = metabasaltos da porção oeste

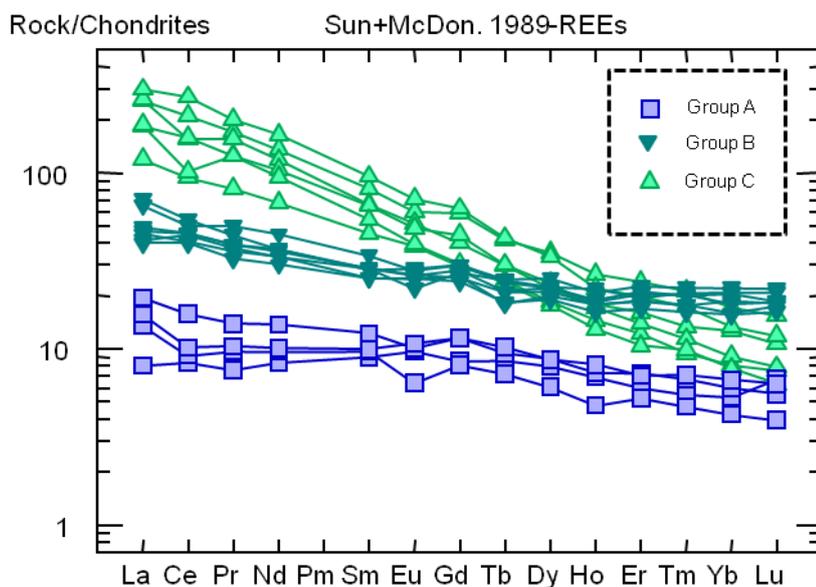


Figura 22 – Diagrama mostrando o padrão de ETR dos tremolitos do Grupo A, Metabasaltos do Grupo B e Metabasaltos do Grupo C normalizados pelo condrito (Evensen et al., 1978). Grupo A = tremolitos; Grupo B = metabasaltos da porção leste; Grupo C = metabasaltos da porção oeste

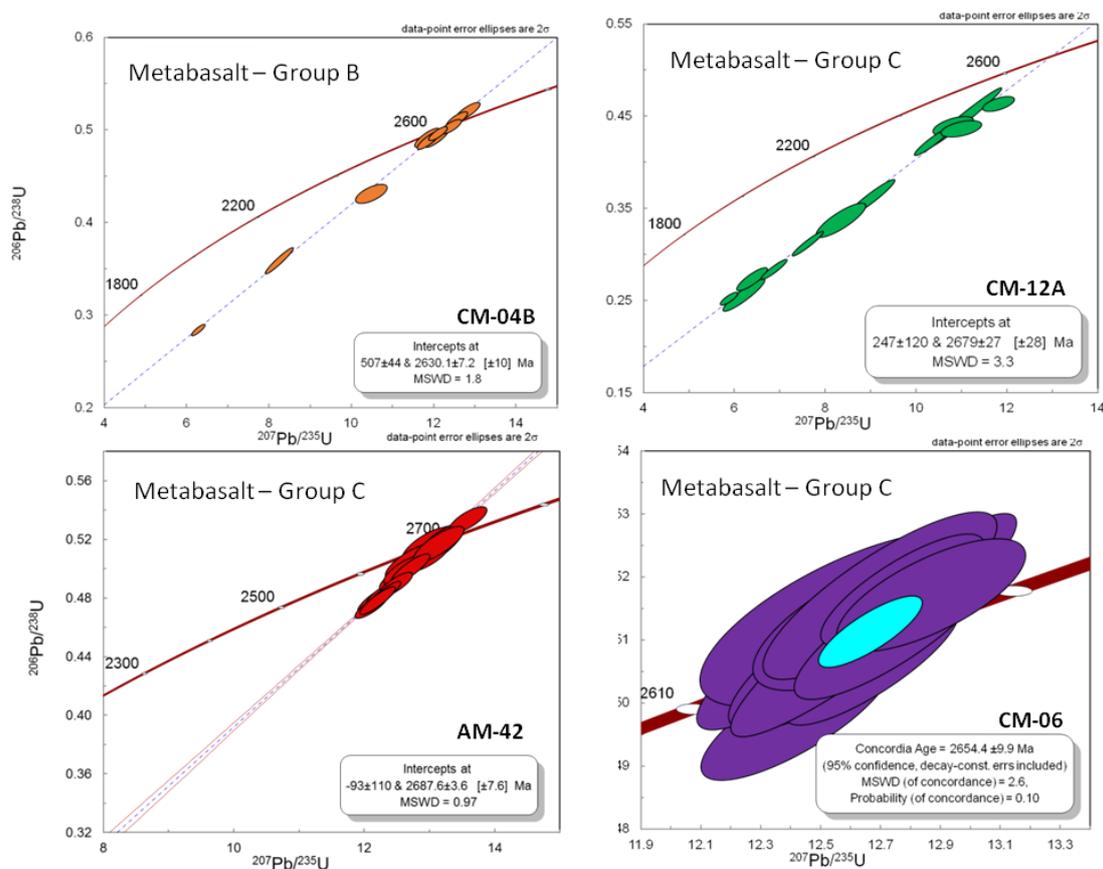


Figura. 23 – Diagrama de concórdia U-Pb para grãos de zircão das rochas máficas da Sequência Contendas Mirante. (A) Metabasalto do Grupo B (CM-04B); (B) Metabasaltos do Grupo C (CM-12A); (C) Metabasaltos do Grupo C (AM-42); (D) Metabasaltos do Grupo C (CM-06)

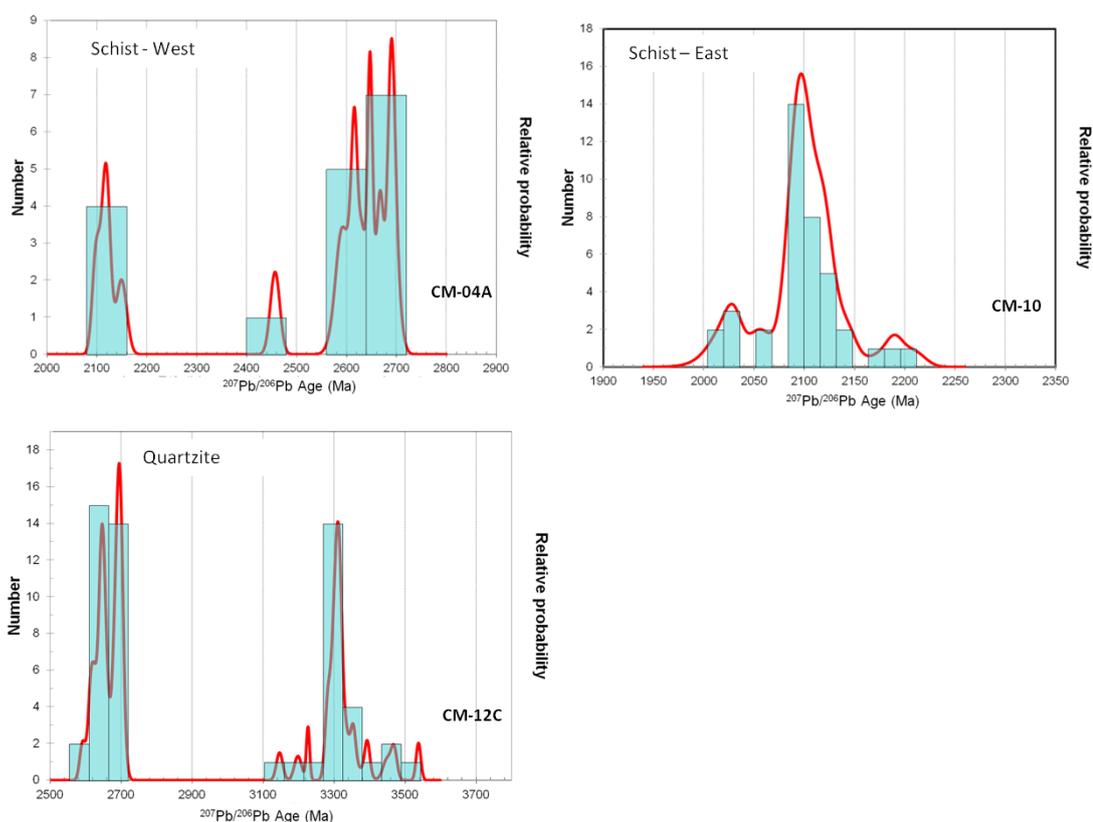


Figura 24 – Resultados U-Pb LA-ICP-MS para grãos de zircão detrítico dos metassedimentos da Sequência Contendas Mirante. (A) Gráfico de estimativa da densidade de Kernel indicando distribuição das idades na amostra de xisto com porfiroblastos de clorita (CM-04A); (B) Frequência de distribuição das idades para os xistos com magnetita disseminada (CM-10); (C) Frequência de distribuição das idades na amostra de quartzito (CM-12-C)

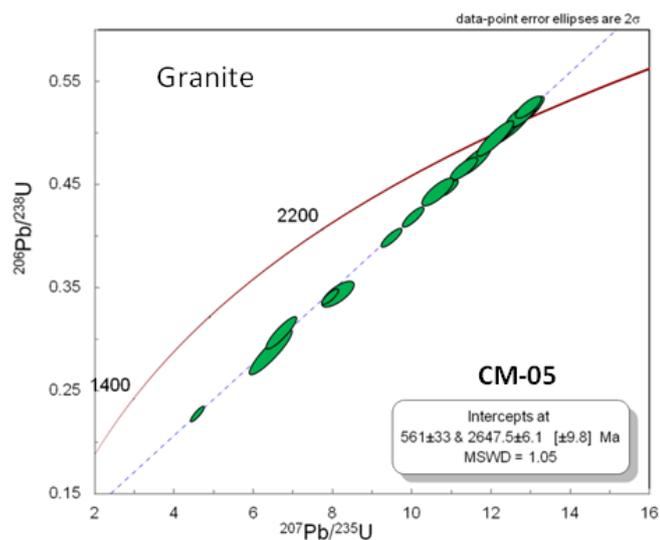


Figura 25 – Diagrama Concórdia U-Pb para grãos de zircão do augen granito (CM-05)

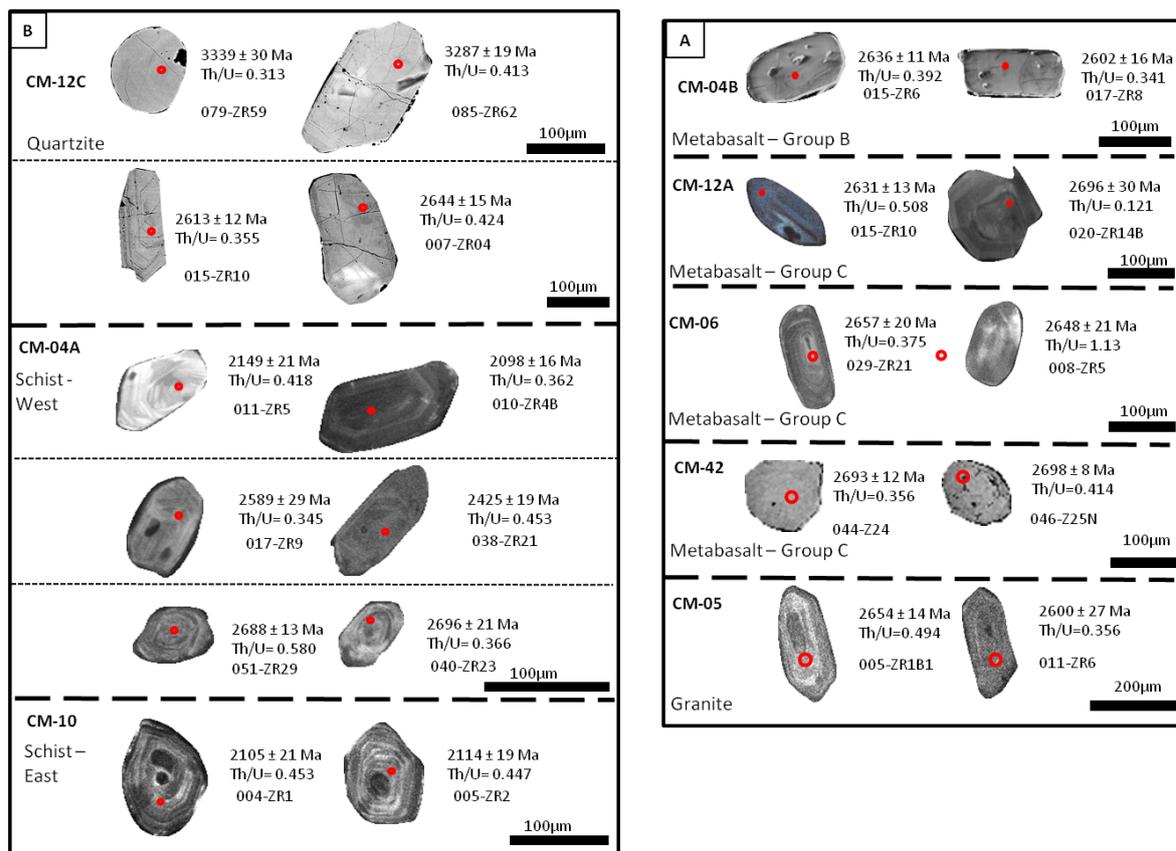


Figura 26 – (A) Imagens de catodo luminescência de alguns dos zircões detríticos analisados nos metassedimentos da Sequência Contendas Mirante. Os locais onde foram obtidas as idades U-Pb estão indicados; (B) Imagens de catodo luminescência de alguns dos zircões detríticos analisados nos metassedimentos da Sequência Contendas Mirante. Os locais onde foram obtidas as idades U-Pb estão indicados

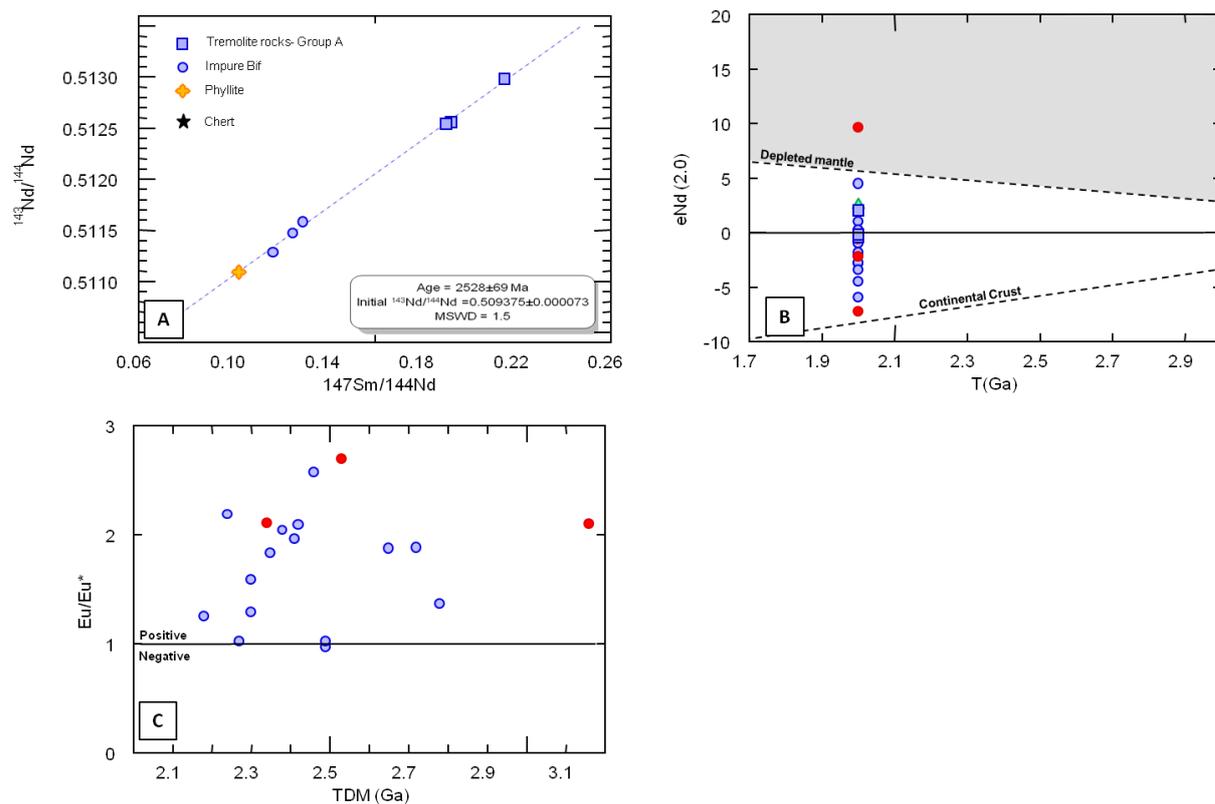


Figura 27 – Diagrama de correlação  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ , e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para as rochas da Sequência Contendas Mirante. (A) Isócrona Sm-Nd indicando idade de  $2528 \pm 69$  Ma para as amostras de BIFs, tremolíticos e uma amostra de filito preto; (B) Modelo de evolução de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  em função do tempo (2,0 Ga) para as BIFs da Sequência Contendas Mirante; (C) Diagrama  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  versus TDM (Ga) evidenciando que as maiores anomalias positivas de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  apresentam as idades TDM mais antigas

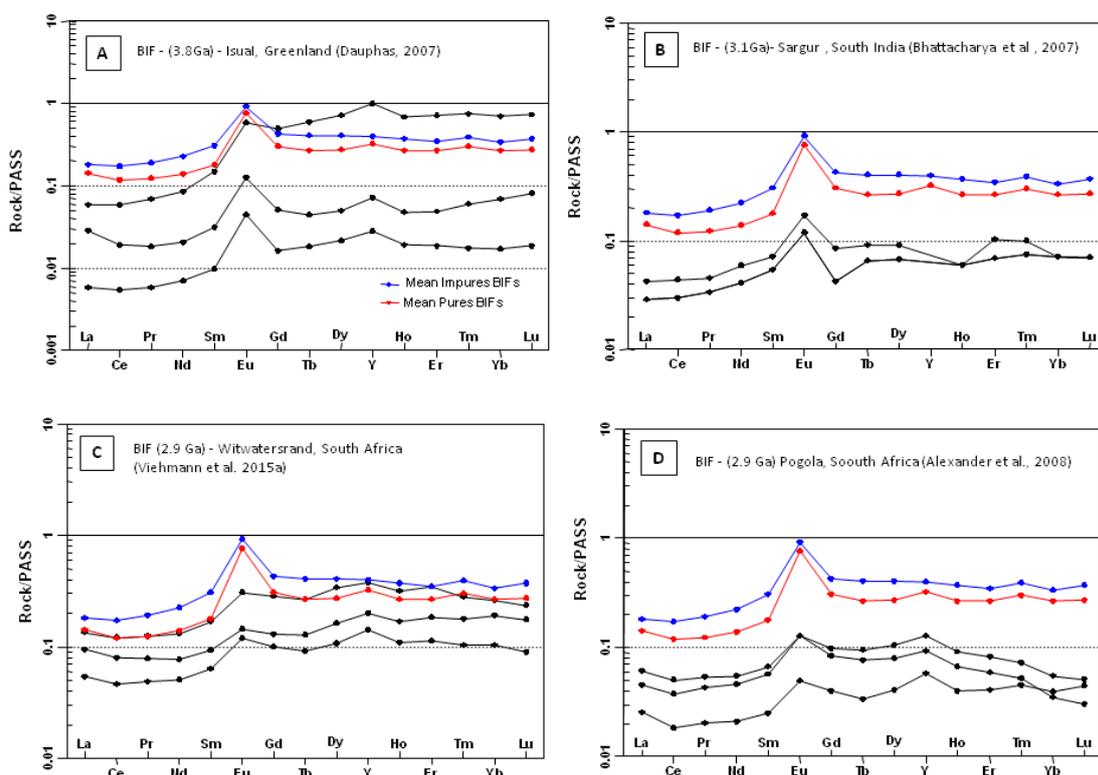


Figura 28 – Padrão do ETR normalizado pelo PASS para BIFs Arqueanas de diversas regiões do mundo. Linha vermelha = BIFs puras do Grupo 01; Linha azul = BIFs impuras do Grupo 02

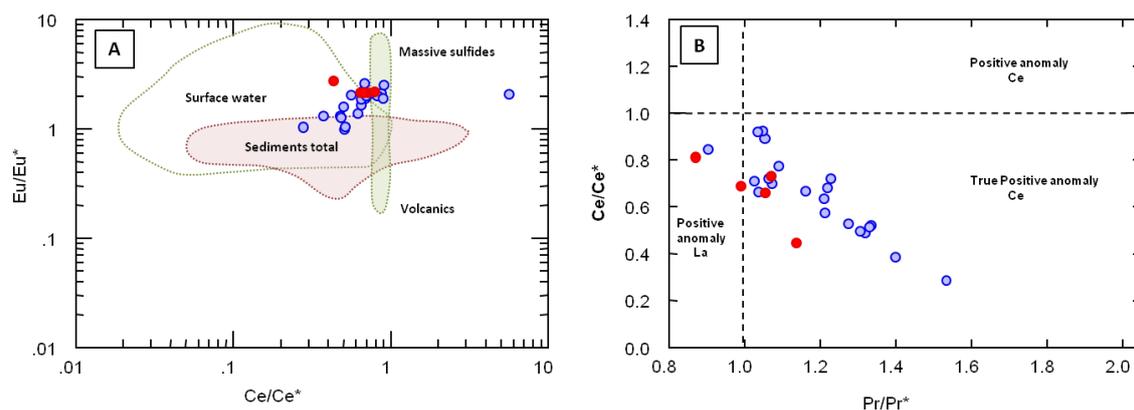


Figura 29 – (A) Diagrama  $Ce/Ce^*$  vs  $Eu/Eu^*$  indicando campos de influência da fonte hidrotermal e contribuição detrítica em formações ferríferas (Leybourne, 2006); (B) Nossas amostras apresentam, em sua maioria, valores de  $Pr/Pr^* > 1$ ; isto indica anomalias negativas verdadeiras de  $Ce/Ce^*$ . Um número restrito de amostras apresenta valores de  $Pr/Pr^* < 1$  Bau e Dulski (1996), Frei et al. (2008).

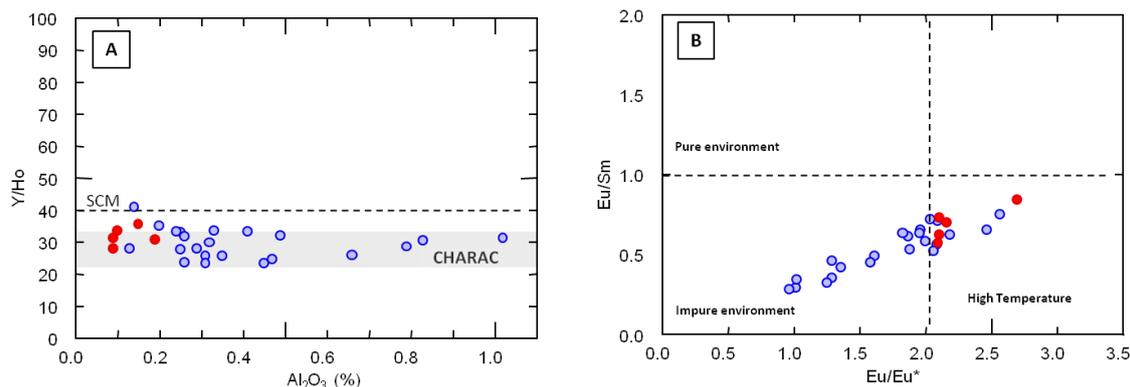


Figura 30 – (A) Diagrama Y/Ho (sem normalização, valores brutos) versus  $Al_2O_3$  ilustrando que as amostras do Grupo 02 evidenciam contaminantes clásticos; (B)  $Eu/Sm$  versus  $Eu/Eu^*$ , indicando campos que possuem contribuição de fluidos de alta temperatura ( $>350^{\circ}C$ ), Bau e Dulski, 1999) e campos que mais se aproximam de águas oceânicas mais rasas ( $<500m$ ) Frimmel et al. 2009. SCM – Sequência Contendas Mirante; CHARAC – *Charge and Radius Control*

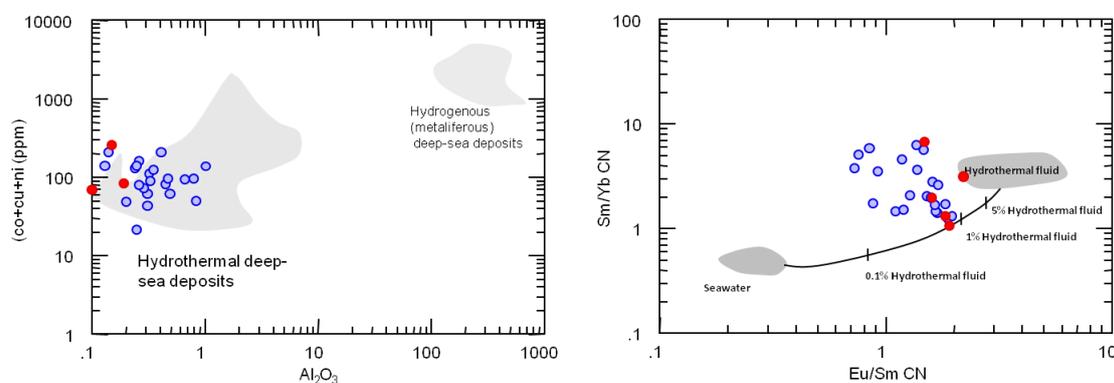


Figura 31 – (A) Diagrama binário de (Co + Cu + Ni) versus ( $Al_2O_3$ ), com o campo de sedimentos proximais aos vents hidrotermais; (B)  $Eu/Sm$  versus  $Sm/Yb$  (Alexander et al., 2008), representando campos que apresentam contribuição de fluidos de alta temperatura ( $>350^{\circ}C$  – Bau e Dulski, 1999) e campos que mais se aproximam de águas oceânicas mais rasas ( $<500 m$ )

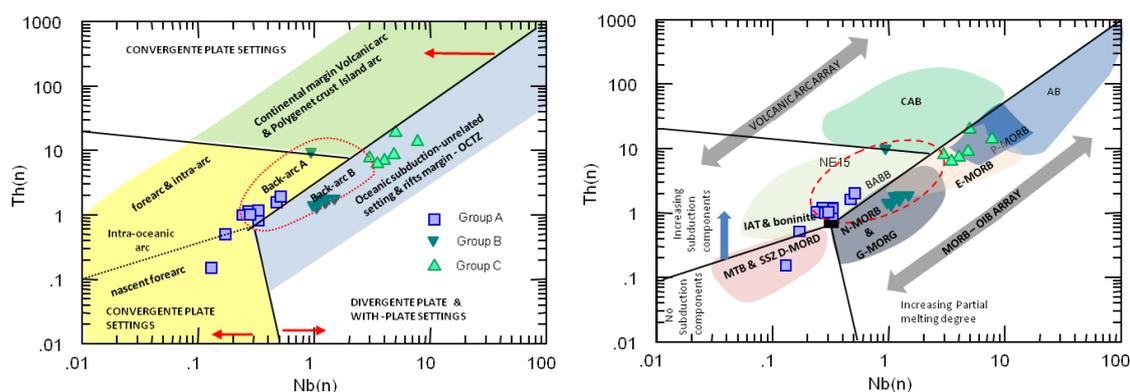


Figura. 32 - Diagramas de classificação propostos por Sacani (2015). (A) Classificação de ambiente tectônico. OCTZ: zona de transição oceano-continente; (B) variação composicional de diferentes tipos de rochas. D-MORB: MORB empobrecido; MTB: basaltos de médio Ti; OIB-CE: ilha oceânica com componente enriquecida (pluma mantélica); G-MORB: basaltos MORB com assinatura de granadas; P-MORB: basaltos MORB com influência de pluma mantélica; AB: basaltos alcalinos; PM: manto primordial; CAB: basaltos calcioalcalinos

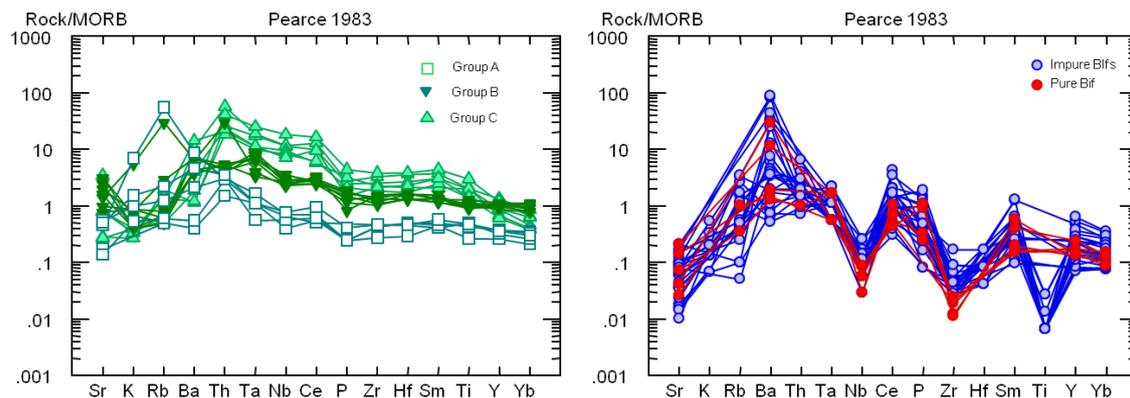


Figura 33 – Padrão de distribuição multielementar normalizado pelo MORB (Pearce, J. A., 1983). (A) Rochas máficas da Sequência Contendas Mirante; (B) BIFs da Sequência Contendas Mirante. Grupo A – Tremolíticos; Grupo B – Metabasaltos da porção oeste; Grupo C – Metabasaltos da porção leste

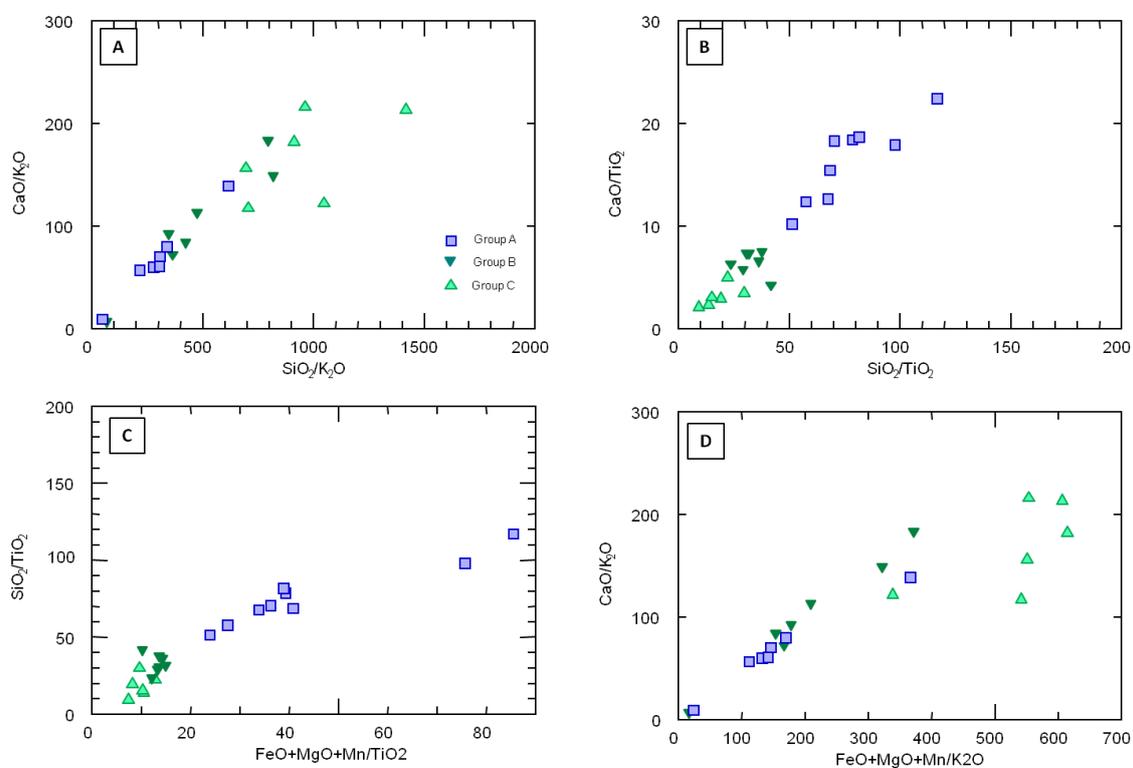


Figura 34 – Diagrama com as razões moleculares das rochas máficas da SCM

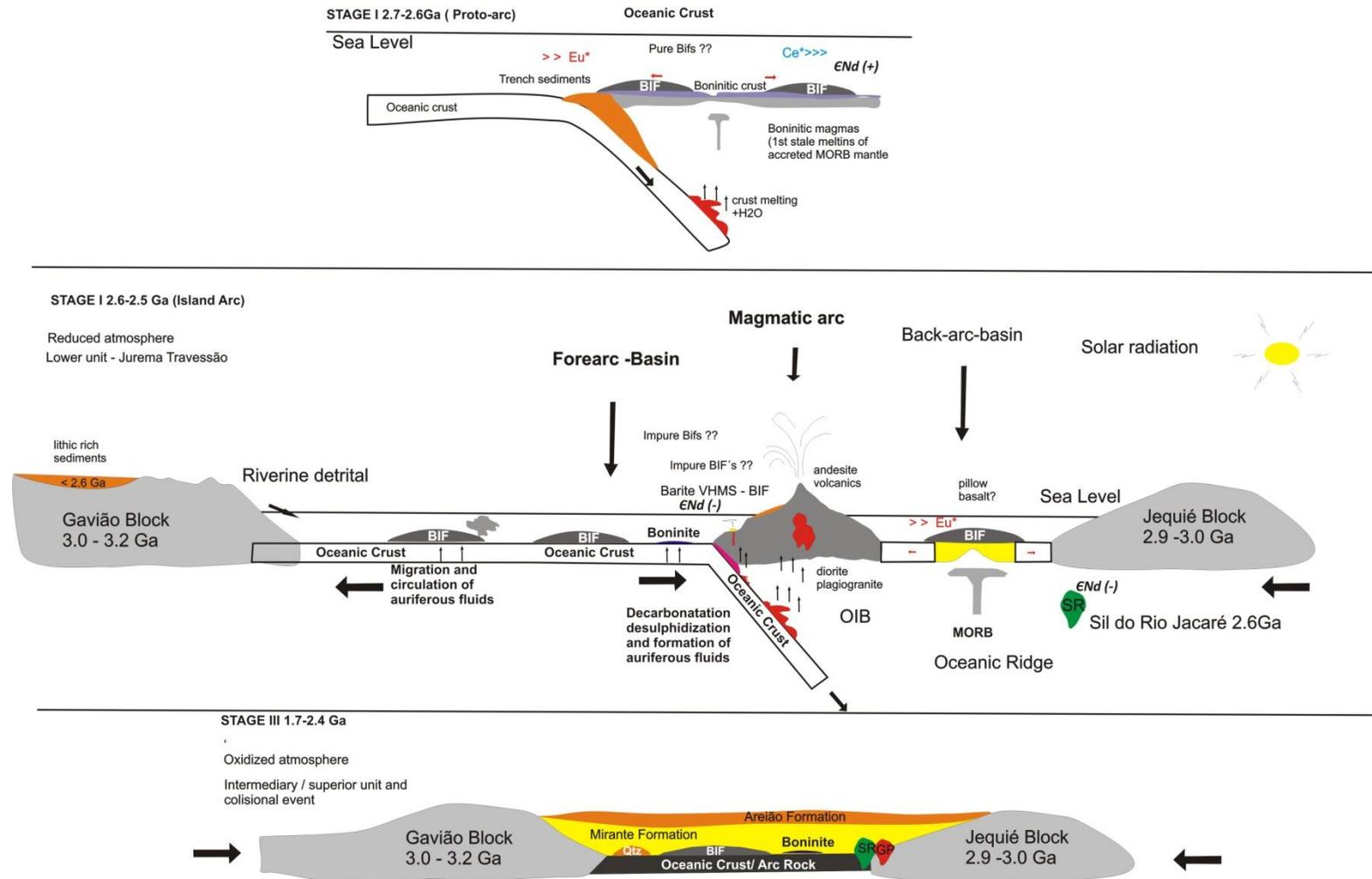


Figura 35 – (A) Modelo deposicional para as BIFs da Unidade Inferior da Sequência Mirante. Estágio I (2.7 – 2.6Ga?) – Formação da crosta boninitica com deposição de BIFs do Grupo 1?; (B) Formação de arco magmático e deposição das BIFs do Grupo 02?; Estágio III – Preenchimento de uma bacia mais jovem com sedimentos da Unidade Intermediária/superior da Formação Mirante e posterior cratonização do terreno

**Artigo 02**

Manuscript Number:

**Título: “FORMAÇÕES FERRÍFERAS DO COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR IBICUI-IGUAÍ LOCALIZADAS NA ZONA DE SUTURA ENTRE OS BLOCOS ARQUEANOS JEQUIÉ E ITABUNA-SALVADOR-CURAÇA:  
EVIDÊNCIAS DE UM OCEANO NA TRANSIÇÃO ARQUEANO-PALEOPROTEROZOICO NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO”**

Article Type: Research Paper

Keywords: BIF; Massif Archean; Geochemisry of Iron Formation; Iron Formation

Corresponding Author: Rios, C.V; Dantas, E.L.; Cruz, S.C.P.; Santos, J.S; Bühn, B.;

Corresponding Author's Institution University Brasília and Federal University of Bahia

First Author: Carlos Victor Rios

Order of Authors: Rios, C.V; Dantas, E.L.; Bühn, B.; Cruz, S.C.P.; Santos, J.S

.

Carlos Victor Rios

Instituto de Geociências,

Universidade de Brasília,

Campus Universitário,

Asa Norte, CEP 70910-900

Brasília, DF, Brazil

**FORMAÇÕES FERRÍFERAS DO COMPLEXO METAVULCANO-SEDIMENTAR IBICUÍ-IGUAÍ LOCALIZADAS NA ZONA DE SUTURA ENTRE OS BLOCOS ARQUEANOS JEQUIÉ E ITABUNA-SALVADOR-CURAUÁ: EVIDÊNCIAS DE UM OCEANO NA TRANSIÇÃO ARQUEANO-PALEOPROTEROZOICO NO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO**

<sup>1</sup>Rios, C.V.; <sup>1</sup>Dantas, E.L.; <sup>2</sup>Cruz S.C.P.; <sup>2</sup>Santos, J; <sup>1</sup>Bühn, B.;

(1) Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Campus Universitário, Darcy Ribeiro, Brasília, Brazil; (2) Universidade Federal da Bahia (UFBA), Departamento de Geologia, Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geologia, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia, Rua Barão de Geremoabo, s/n, Federação, Salvador, BA, Brazil.

As formações ferríferas bandadas (BIFs) da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí estão posicionadas na zona de sutura entre o Bloco Arqueano Jequié e o Cinturão Itabuna-Salvador-Curauá e limitadas por zonas de cisalhamento regionais de alto ângulo responsáveis por gerar milonitização, boudinagem e reconcentrações de metais na região. Estas rochas foram submetidas a um metamorfismo de alto grau evidenciado pela presença de anfibólios e piroxênios distribuídos no bandamento composicional das BIFs. Além disto, existe um enriquecimento hidrotermal que ocorre na forma de veios e/ou brechas hidráulicas com elevado conteúdo em metais. Os dados U-Pb, nos zircões analisados, permitem restringir um período de tempo de 2.6 a 2.4 Ga para a deposição das BIFs, portanto, na transição Arqueano–Paleoproterozoico. As isócronas Sm/Nd definem uma idade de  $2536 \pm 89$  para a deposição das BIFs, sendo a idade de  $2345 \pm 190$  interpretada como a idade de remobilização isotópica responsável pelo enriquecimento de metais na região. Os dados petrográficos e as análises litoquímicas do conjunto das rochas permitem concluir que houve exalações submarinas de alta temperatura ( $>350^{\circ}\text{C}$ )  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd} > 0.125$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* (1-0.2.7)$  e  $\text{Pr}/\text{Pr}^* < 1$  em ambiente raso, sob influência continental e com deposição proximal aos vents hidrotermais. Além disto, a presença de monazita, apatita e elementos traços evidencia oceanos ricos em sulfato, enquanto os dados de  $\delta^{34}\text{S}$  revelam o efeito do fracionamento independente da massa (MIF) e, portanto anterior ao GOE.

**Palavras-chave:** Maciços arqueanos, Geoquímica de formação ferrífera, Granulito

\*contato com o autor:

Carlos Victor Rios - carlosvictor02@yahoo.com.br

Tel. +55 71 99994 9095

Universidade de Brasília

Junho de 2017

## 1 INTRODUÇÃO

O período Neoarqueano (2.7Ga) e a transição para o Paleoproterozoico (2.5-2.6 Ga) no mundo são marcados por um pico no crescimento da crosta com desenvolvimento de sequências vulcano-sedimentares e deposição, em grande escala, de formações ferríferas (BIFs) (Bekker et al., 2010; Zhai e Santosh, 2013; Goldfarb e Santosh, 2014). Representam um período de tempo importante na evolução geológica com cratonização de terrenos, deformação regional, metamorfismo de alto grau, geração de fluidos hidrotermais e remobilização de metais preciosos (Groves e Santosh, 2015; Lawley et al., 2015; Ganguly et al., 2016; Zhong e Li, 2016).

Além disso, a atmosfera da Terra passou por grandes mudanças em sua evolução. Uma das mais importantes foi o Grande Evento de Oxidação (GOE), ocorrido entre 2.3 e 2.4 Ga (Holland, 2002; Pufahl e Hiatt, 2012) que mudou, substancialmente, o nível de oxidação do sistema de atmosfera-hidrosfera da Terra (Bekker et al., 2004) e estabeleceu o estágio inicial do intemperismo químico oxidante na superfície terrestre. Marca, também, o início de mudanças indiscriminadas na evolução da vida multicelular e na composição das águas oceânicas (Pufahl e Hiatt, 2012). As assinaturas geoquímicas e isotópicas em Formações Ferríferas Bandadas (BIFs) têm sido utilizadas como uma ferramenta importante para fazer inferências sobre as condições globais de oxigenação do sistema oceano-atmosfera na transição Arqueano-Paleoproterozoico, mesmo em terrenos de alto grau metamórfico (Alexander et al., 2009; Liu e Yang, 2015, Viehmann et al., 2015; Yellappa et al., 2016).

As características sinsedimentares das BIFs com sulfetos de idade Arqueana e Paleoproterozoica sugerem estes como protominérios de muitas mineralizações hospedadas em BIFs, o que remete ao conceito vulcano-exalativo, que causa a deposição de sedimentos químicos ricos em metais (Herzig et al., 2000; Franklin et al., 2005; Slack et al., 2007; Garzon, 2010, Ganguly et al., 2016). Este modelo aponta que a circulação da água do mar lixivia as rochas da crosta oceânica e forma um fluido hidrotermal quente, ácido (pH @ 2), abundante em sílica, H<sub>2</sub>S e elementos como Li, K, Rb, Ca, Ba, Fe, Mn, Cu, Zn, Au, Pb e Ag, o que leva à deposição de sedimentos químicos exalativos polimetálicos quer nas cordilheiras mesoceânicas (*midocean ridges*) quer nas bacias de retro-arco associadas a arcos magmáticos (*back-arc rift basins*) (Huston e Logan, 2004; Ohmoto et al., 2006; Bekker et al., 2010; Li et al., 2016; Keith et al., 2017).

Em ambos os ambientes, os sedimentos químicos exalativos apresentam diminutos grãos arredondados de pirita, calcopirita ± pirrotita ± esfalerita ± galena, barita e ouro. Este ouro pode ocorrer livre e/ou incluso em pirita e/ou magnetita (Herzig et al., 2000, Mercier-Langevin et al., 2011, Botros, 2015, Ganguly et al., 2016). Associada a este fato, a existência de anomalias positivas da Eu em BIFs do Arqueano e do Paleoproterozoico indica condições de baixa fugacidade de oxigênio em ambiente marinho. Além disto, aponta para a existência de fluidos auríferos enriquecidos em Eu<sup>+2</sup> advindos da lixiviação das rochas da crosta oceânica (Mercier-Langevin et al., 2011; Large et al., 2015; Hodgkinson et al., 2015; Pelletier et al., 2016; Ganguly et al., 2016; Hofmann et al., 2017).

Muitas das mineralizações econômicas hospedadas em BIFs se encontram geneticamente relacionadas a sulfetos, que são interpretados como provenientes das transformações do

protominério singenético e que, posteriormente, são modificados por processos superpostos diversos (Pall e Mishra, 2002; Zoheir e Akawy, 2010; Garzon, 2010; Groves e Santosh, 2015; Botros, 2015; Saunders et al., 2013; Steadman et al., 2014; Lawley et al., 2015; Steadman e Large, 2016; Hagemann et al., 2016).

No Estado da Bahia, as sequências vulcano-sedimentares paleoproterozoicas (2.2-2.1 Ga) e arqueanas (2.7-2.5 Ga) pertencentes ao Cráton do São Francisco são bem conhecidas em termos mundiais porém, muito embora tenham sido alvo de inúmeros estudos de exploração mineral, as BIFs contidas nessas sequências carecem de estudos petrológicos e geocronológicos mais apurados.

As BIFs estudadas neste trabalho estão inseridas no contexto da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí – SII (Santos, 2016) e estão posicionadas no contato entre o Bloco Arqueano Jequié e o Cinturão Paleoproterozoico Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC), mais especificamente na porção centro oeste do Cráton do São Francisco (CSF) (Martins e Santos, 1993; Barbosa et al., 2007; Moraes Filho e Lima, 2007; Sampaio et al., 2017), nos terrenos de alto grau metamórfico do Estado da Bahia, considerado como uma das províncias granulíticas mais importantes do mundo devido a sua extensa área de exposição (Barbosa et al., 2012; Barbosa e Barbosa, 2017).

O principal objetivo deste artigo é apresentar os resultados dos estudos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos realizados nas Formações Ferríferas Bandadas (BIFs) metamorizadas da Sequência Metavulcano-sedimentar de Ibicuí-Iguaí (SII) com foco em seus aspectos genéticos/tectônico.

## 2 CONTEXTO GEOLÓGICO

As Formações Ferríferas Bandadas metamorizadas da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí (Santos, 2016) estão posicionadas tectonicamente entre o Bloco Arqueano Jequié e o Cinturão-Itabuna-Salvador-Curaçá, na porção setentrional do Cráton do São Francisco (CSF), mais especificamente, no sudoeste do Estado da Bahia (Figura 1). O Arcabouço Arqueano deste setor do CSF compreende dois domínios distintos: oeste, correspondente ao Bloco Gavião (BG), e leste, correspondente aos Blocos Jequié-JE, e Serrinha-SE. Estes Blocos colidiram no Paleoproterozoico (2.0–1.8 Ga) culminando com a formação do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC) e de uma cadeia de montanhas (Barbosa, 1997; Barbosa et al., 2004; Souza, 2013; Barbosa e Barbosa, 2017).

O Bloco Gavião é composto de ortogonisses e migmatitos, com sequência de rochas supracrustais datando ca. 2.7-3.2 Ga (Bastos Leal et al., 1998; Barbosa e Sabaté, 2002; Peucat et al., 2002; Barbosa et al., 2012; Cruz et al., 2012; Barbosa et al., 2013). Neste bloco, ocorrem, também, rochas com idades 3.4 a 3.2 Ga trondhjemite-tonalitegranodiorite (TTG) (Martin et al., 1991; Santos Pinto et al., 1998). Além disto, apresenta uma sequência de rochas supracrustais, com idade entre 3.2 e 2.9 Ga (Marinho, 1991; Marinho et al., 1991; Bastos Leal et al., 2003; Cruz et al., 2014; Zincone e Oliveira, 2014), re-equilibradas na fácies xisto verde a anfíbolito (Marinho, 1991; Mascarenhas e Silva, 1994).

O Bloco Jequié (Barbosa e Sabaté, 2002; Barbosa et al., 2004) compreende granulitos enderbíticos, charnockitos, charno-enderbíticos de 2.7-2.8 Ga (Alibert e Barbosa, 1992) e granulitos

migmatíticos com intercalações de rochas máficas e félsicas (Leite et al., 2000; Barbosa et al., 2004; D'Agrella-Filho et al., 2011). Além disto, apresenta quartzitos e formações ferríferas bandadas metamorizadas em fácies granulito (Barbosa et al., 2004).

O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC) se formou através de múltiplos episódios de acreção combinados com convergência e colisão dos blocos Arqueanos entre 2080–2070 Ma (Barbosa e Sabaté, 2002; Peucat et al., 2011; Barbosa et al., 2012). Neste cinturão, o metamorfismo é de ultra-alta temperatura (Barbosa, 1997; Barbosa e Sabaté, 2002; Leite, 2000). O embasamento arqueano deste cinturão é composto, principalmente, por ortognaisses de composição tonalítica e charnockitos com enclaves máficos e ultramáficos de  $2753 \pm 81$  e  $2679 \pm 61$  Ma, bem como por lentes de sequências supracrustais interpretadas como crostas oceânicas de idade 2.8-2.6 Ga (Barbosa e Sabaté, 2002; Barbosa et al., 2004) além de uma série de intrusões de granitóides de arco de 2.5-2.6 Ga, monzonitos de afinidade shoshonítica de 2.4 Ga e suítes graníticas de arco de 2.1-2.0 Ga – pré e sin-cinemáticas – (Barbosa et al., 2004; Peucat et al., 2011), incluindo rochas metavulcânicas ultramáficas a intermediárias, quartzitos ricos em granada, formações ferríferas bandadas (BIFs) e xistos ricos em manganês e grafite. A configuração tectônica e as características geoquímicas dessas rochas são apontadas como semelhantes aos arcos vulcânicos modernos, tais como Japão e cordilheira andina (Barbosa et al., 2012; Barbosa e Barbosa, 2017).

O Complexo Ibicuí-Iguaí (CII) ocorre como uma faixa de, aproximadamente, 190 km posicionada entre os Blocos Arqueanos Jequié e o Cinturão Paleoproterozoico Itabuna-Salvador-Curaçá – CISC (Figura 2) (Barbosa et al., 2007). A idade para as rochas deste complexo foram estimadas por Martins e Santos (1993) que apontaram para uma idade arqueana de 2.722 Ma obtida pelo método Rb/Sr. Seus contatos ocorrem por zonas de cisalhamento de alto ângulo de direção NNE-SSW com os paragnaisses e ortognaisses do Bloco Jequié, na porção oeste, e os Granulitos do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, a leste. Ao sul, o Complexo Ibicuí-Ipiaú faz contato tectônico, por zonas de cisalhamento de direção NW-SE, com as rochas granulíticas do Complexo Itapetinga. Este complexo é formado por litologias ortoderivadas e, secundariamente, por litologias paraderivadas tais como quartzitos e BIFs, todas reequilibradas na fácies granulito (Martins e Santos, 1993; Barbosa et al., 2007; Santos, 2016).

Dentre as ocorrências de BIFs, destaca-se a da Sequência Metassedimentar Ibicuí-Iguaí, que se estende desde a cidade de Itororó, a sul, até os arredores da cidade de Ibicuí, a norte (Figura 3), sendo formada por kinzigitos, quartzitos micáceos, metatufos máficos, metamáficos, metaultramáficos e BIFs, em uma faixa de, aproximadamente, 50 km. Estas rochas ocorrem em trend geral N-S que, por vezes, inflexiona para WNW-SSE. Os kinzigitos desta sequência são representados por gnaisses aluminosos com quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, silimanita, cordierita, granada, muscovita, minerais opacos, zircão, espinélio, rutilo e estauroлита, além de granada com até 1 cm, nódulos de silimanita e uma sucessão de minerais secundários, como a sericita e a clorita (Martins e Santos, 1993).

Os quartzitos são cinza-rosados, de granulação fina e podem apresentar silimanita orientada nos planos de foliação. Além disto, apresentam fuchsite, minerais opacos, zircão e rutilo (Martins e Santos, 1993; Santos, 2016). Os metatufos máficos são formados por diopsídio, plagioclásio,

antofilita, quartzo, clinoanfíbólio, granada, piroxênio, minerais opacos, além de zircão e apatita (Martins e Santos, 1993). As rochas metaultramáficas são formadas por augita, ortopiroxênio, plagioclásio e hornblenda, como minerais acessórios, enquanto que as rochas metamáficas são formadas por Plagioclásio, hornblenda e piroxênio e, como acessório, zircão (Martins e Santos 1993; Santos, 2016).

As BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí foram inicialmente cartografadas por Martins e Santos (1993). Estas rochas são formadas por magnetita, quartzo, grunerita, clinopiroxênio e, em menor proporção, sulfetos e sulfatos, e revelam alto grau metamórfico evidenciado pela presença do clinopiroxênios e ortopiroxênio (Santos, 2016). Regionalmente, apresentam dobras com vergência geral para oeste e plano axial com mergulho de alto ângulo para leste (Martins e Santos, 1993; Santos, 2016) limitadas por zonas de cisalhamento de alto ângulo que geraram milonitização e boudinagem durante as deformações paleoproterozoicas (Barbosa et al., 2012).

Para Barbosa et al. (2003), as deformações paleoproterozoicas foram responsáveis pelo fechamento de uma bacia oceânica de 2.8 a 2.7 Ga e pela formação de uma sucessão de arcos magmáticos de natureza cálcio-alcalina. Após este estágio colisional inicial, representado por duas fases de deformação, houve o cessamento da deformação e do metamorfismo de alto grau em uma fase dúctil rúptil definida como D3. Esta fase foi seguida por intrusões de granitos pós-tectônicos e uma série de zonas de cisalhamento transpressionais sinistrais e transdensionais sinistrais e destrais (Martins e Santos, 1993; Souza, 2013). Nesta ocasião, as zonas de cisalhamento funcionaram como condutos para a percolação de fluidos hidrotermais/metassomáticos, o que resultou em domínios com enriquecimento em metais (Santos, 2016).

### **3 MATERIAIS E MÉTODOS**

Esta pesquisa investiu em diferentes técnicas: mapeamento geológico, descrição de furo de sondagem, análise petrográfica, química mineral, geoquímica convencional, geocronologia e geoquímica isotópica. Todas as técnicas de laboratório foram executadas no Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UNB), particularmente nos Laboratórios de Mineralogia, Micrografia Eletrônica e Geocronologia, exceto a geoquímica convencional que foi realizada em Acme Labs Commodities Ltd, Vancouver, Canadá.

No estudo petroográfico, foram realizadas 18 seções delgadas e polidas no Laboratório de Mineralogia do IG/UNB. O objetivo das descrições petrográficas, neste estudo, visou à compreensão e à identificação das assembleias mineralógicas das Formações Ferríferas (FF) coletadas.

Análise química mineral foi realizada em microsonda eletrônica JEOL modelo JXA 8900R,L, no Laboratório de Microscopia e Microanálise do IG-UNB. As condições de operação foram: tensão 15 Kv, corrente 20 nA e diâmetro do feixe 1 µm. Foram analisadas a composição química de piroxênio, anfíbólio, magnetita e sulfeto. Para os silicatos, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, F, NiO, Cl. Para os cristais de magnetita, SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, V<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, F, NiO, Cl, BaO. Para os sulfetos, foram analisados Zn, Se, Pb, Co, Cu,

Ni, Mo e Au. Os cálculos foram realizados no programa Excel 2007 seguindo as recomendações predefinidas por Deer et al. (1992), para fórmulas estruturais, Droop (1987), para as proporções  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ , Morimoto (1990), para cálculos de química geral de piroxênios, e Leake et al. (1997), para os cálculos dos anfibólios.

Foram realizadas determinações de elementos maiores, traços e terras raras, em 18 amostras. As análises foram realizadas no Laboratório Acme (Canadá) onde a abundância total dos óxidos de elementos maiores e de vários elementos traços é determinada a partir da fusão de 0,2g de amostra com metaborato/tetraborato de lítio, digestão com ácido nítrico diluído e análise por ICP-OES. A perda ao fogo é dada pela diferença de peso após fusão a 1000°C. Metais preciosos e metais base foram determinados após digestão de 0,5g de amostra com Água Régia e posterior análise em ICP-MS. As abundâncias dos óxidos de elementos maiores foram obtidas por Fluorescência de Raios X após fusão da amostra com tetraborato de lítio. O software utilizado para a geração dos gráficos foi o Excel 2010.

As análises isotópicas de Sm e Nd de rocha total foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília e a metodologia aqui empregada segue os procedimentos definidos em Gioia e Pimentel (2000). Foram analisadas 40 amostras, sendo 11 do furo FR-IT-003 (Alvo Itororó), 12 do Alvo Serra do Lontra (SDL-DD-120015 e SDL-DD-12031) e 17 do Alvo Nenga (FR-NE-003) (Figura 4 e 5). Deste total de amostras, 30 foram de formações ferríferas bandadas, 04 da zona amostras sulfetadas e 06 de rochas metamáficas que ocorrem intercaladas com as BIFs do Alvo Nenga, Ibicuí e Itororó. As razões isotópicas de Sm e Nd foram medidas em espectrômetro de massa multicoletor Finnigan MAT 262. As idades TDM foram calculadas com base no modelo de De Paolo (1981). Para isto, foi utilizado o programa Excel 2010.

As análises de isótopos de S foram realizadas em 16 cristais de pirrotita coletados em 02 amostras de BIFs, 04 amostras da zona sulfetada do Furo FR-NE-003 e 01 amostra de BIFs no Furo FR-IT-003. As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da UNB, por MS-ICP-MS, conforme os critérios discutidos por Bühn et al. (2012). Os padrões de referência utilizados neste estudo incluem o IAEA-S1 (Ding et al., 2001), o IAEA-S3 (Ding et al., 2001), o NBS123 – esfalerita ZnS – (Hu et al., 2003), o NBS127 – barite BaSO<sub>4</sub> – (Mason et al., 2006) bem como padrões internos do Laboratório de Geocronologia da UNB, BSB-py (pirita) e BSB-cpy (chalcopirita), estes últimos desenvolvidos por Bühn et al. (2012). As composições isotópicas dos materiais de referência utilizados neste estudo podem ser vistas na Tabela 1.

As análises geocronológicas U-Pb foram obtidas em grãos de zircão coletados em amostras da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí. As análises de U/Pb foram realizadas em um modelo *Multi-Collector Spectrometer Mass Thermo Finnigan Neptune* com ICP acoplado seguindo os métodos descritos por Bühn et al. (2009). Para a redução de dados e os cálculos de idade, foram utilizados os programas PBDAT (Ludwig, 1993) e ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001). Os erros isotópicos estavam no intervalo de  $2\sigma$ . A localização das amostras nos furos analisados e os métodos empregados estão apresentados na Figura 5.

## 4 RESULTADOS

### 4.1 DISTRIBUIÇÃO DAS FORMAÇÕES FERRÍFERAS BANDADAS METAMORFIZADAS NA ÁREA DE ESTUDO E ASPECTOS DE CAMPO

No alvo Nenga, as BIFs ocorrem em uma faixa de, aproximadamente, 2,0km de comprimento e 900m de largura com trend NE-SW (Figura 4.c). Os afloramentos são raros, devido a uma cobertura laterítica. As rochas possuem um bandamento composicional com uma xistosidade a ele paralelizada com mergulhos, em geral, superiores ( $+80^\circ$ ). Na Serra do Lontra, dois trends principais foram observados (Figura 4d). A leste, as BIFs formam uma faixa contínua que se orienta segundo a direção N-S com leve inflexão para NE. A área de ocorrência destas rochas se estende por 6 km de comprimento e largura de 2.6 km (Santos, 2016). Segundo este autor, na porção oeste, os corpos estão boudinados e apresentam faixas com largura entre 100 e 300m. Os corpos estão limitados por zonas de cisalhamento de sinistrais a sinistrais reversas e orientadas segundo a direção N-S. No alvo Itororó, as BIFs ocupam uma faixa de 150m de comprimento e trend NE-SW com foliação mergulhando  $40^\circ$  a  $50^\circ$  para sudeste (Figura 4.c). Estas rochas apresentam bandamento bem evidente com alternância de bandas escuras, ricas em magnetita, anfibólio e clinopiroxênio, e bandas claras, ricas em quartzo e magnetita.

Em superfície, as BIFs estudadas são, na sua maioria, friáveis (Figura 6.a), e o seu bandamento composicional é centimétrico. O magnetismo é de moderado a forte. São de semi-compactas a compactas, apresentam granulometria de fina a média, cor cinza e são compostas por bandas escuras e bandas claras. As bandas escuras são formadas, predominantemente, por magnetita, com pouquíssimo quartzo e anfibólio disseminado. As bandas claras são, preponderantemente, compostas por quartzo e pouquíssima magnetita e anfibólio disseminado. Em furos de sondagem, são observadas dobras com recristalização de magnetita grossa nas zonas de charneira (Figura 6.b). Nos planos, falhas e fraturas, é comum a recristalização de magnetita (Figura 6.c), enquanto nas venulações, geralmente discordantes do bandamento composicional, ocorre a cristalização de anfibólios (grunerita, tremolita, actinolita, hornblenda), carbonatos (calcita) e sulfetos (pirrotita, calcopirita) (Figura 6.d). Destaca-se que, ao longo do bandamento composicional associado às bandas ricas em magnetita, ocorrem diminutos cristais de pirita, de forma disseminada e dispostos ao longo do bandamento composicional (Figura 6.e.h).

Nos alvos estudados, as BIFs se intercalam com rochas metamáficas e mataultramáficas e apresentam espessuras variadas. No alvo Serra do Lontra (Santos, 2016), as rochas máficas e ultramáficas possuem cor de cinza escuro a esverdeada, granulometria média e são isotrópicas ou possuem uma foliação incipiente. Os afloramentos são raros, sendo mais comum observá-los como blocos rolados (Figura 6.f.g). No contato das BIFs com as rochas máficas e ultramáficas, frequentemente, ocorrem zonas de sulfetação. A maior delas se situa no alvo Nenga e atinge 17m de espessura (Figura 7).

A zona sulfetada está em contato com as BIFs, na porção superior do furo de sondagem, e com a rocha metamáfica, na porção inferior. As BIFs do contato superior apresentam bandamento

composicional entre magnetita, quartzo, grunerita e clinopiroxênio, este bem preservado (Figura 8.a). Com o aumento da profundidade em direção à zona de alta sulfetação, o bandamento passa a ficar difuso (Figura 8.b). Nestes locais, o volume modal de magnetita pode ser superior a 35%, sendo comum perdas da continuidade do bandamento composicional e desenvolvimento de dobramentos apertados com espessamento de charneira e preenchidos por pirrotita, calcopirita e magnetita (Figura 8.c).

Além disso, são encontradas brechas seladas por pirrotita, calcopirita, pirita e anfibólios (Figura 8.d). Nestes locais, a pirrotita é o sulfeto mais abundante seguido pela calcopirita, enquanto, em menores proporções, ocorrem pirita e magnetita. Também são encontrados veios de sulfetos – pirrotita e calcopirita – (Figura 8.e), o que demonstra o caráter pervasivo deste processo de alteração. A rocha metamáfica encaixante é verde escura, apresenta granulometria média, foliação incipiente, sendo composta por anfibólio, plagioclásio, clinopiroxênio e pouca magnetita disseminada (Figura 8.f).

#### 4.1 PETROGRAFIA DAS BIFS E DA ZONA DE BRECHA

O bandamento composicional das BIFs é constituído por quartzo (35-40%), magnetita (15-30%), clinopiroxênio (<1%-10%) e ortopiroxênios 1 e 2 (3-5%), grunerita/cummingtonita (<1%-8%) e pirrotita (<1%) como minerais pré-alteração hidrotermal, e sulfetos (pirrotita e calcopirita) (<1%), muscovita/sericita (<1%-2%), apatita (<1%) e zircão (<1%), como minerais hidrotermais (Figura 9).

Em geral, nas BIFs, o quartzo ocorre em duas gerações. O quartzo 1, predominantemente metamórfico, é anédrico, granular e a granulação raramente ultrapassa 3mm. Pode ocorrer, também, imerso em bolsões de magnetita 2. O contato quartzo-quartzo é reto ou irregular com piroxênios, grunerita e magnetita (Figura 10.a). O quartzo 2 ocorre, em geral, sem orientação. Quando em veios, seu eixo de crescimento está orientado de modo ortogonal às bordas dos veios, sendo esta geração truncada por calcita e muscovita/sericita.

A magnetita ocorre constituindo o bandamento composicional (mag 1), como inclusões nos cristais de silicatos ou formando veios (mag 2). No bandamento, forma cristais de subédricos a anédricos que fazem contato com o quartzo, clinopiroxênio e, em alguns casos, com grunerita-cummingtonita. O contato magnetita-magnetita varia de reto a curvo, bem como com quartzo, grunerita e clinopiroxênio. Em alguns domínios de maior volume deste mineral, os contatos são fortemente reentrantes a interlobados (Fig10.a.b) com calcopirita e pirrotita interlobados (Fig10.c). Quando incluso nos silicatos, os grãos de magnetita atingem, no máximo, 0,1mm, sendo de anédricos a subédricos. Neste caso, geralmente, ocorrem isolados, podendo, porém, ocorrer em aglomerados. Nos veios, a magnetita secundária (mag2) ocorre nas venulações que truncam a geração anterior de magnetita descrita anteriormente, além de calcita, grunerita/cummingtonita 1 e 2 e tremolita/actinolita. Também, nesse caso, ocorre com cor cinza rosada, tendo sido descrita como granular poligonal, lobular e xenoblástica. Esta geração apresenta granulação menor do que as anteriores que varia de 0,01 a 0,03mm.

Clinopiroxênio ocorre em duas gerações. A primeira geração se apresenta compondo o bandamento da rocha e marca a xistosidade principal (Figura 10.b). Os grãos da segunda geração

ocorrem orientados segundo a clivagem S2. Ambas as gerações se distribuem em aglomerados policristalinos com quartzo 1 e magnetita 1 ou como grãos isolados nesses agregados e ocorrem no bandamento, quer seja nas bandas mais quartzosas quer nas bandas ricas em magnetita 1. A granulação varia de 0,03 a 2,6 mm e seus contatos são retos com os demais minerais. O clinopiroxênio 2 ocorre orientado obliquamente ao bandamento composicional e à xistosidade S0//S1 e, preferencialmente, segundo a xistosidade S2. Ocorre em contato com clino e ortopiroxênio 1, 2, magnetita 1, quartzo 1, grunerita 1 e cummingtonita 1. A granulação varia de 0,02 a 0,9 mm. Faz contatos: retos, com quartzo 1 e com ortopiroxênio 2; de reto a interlobado, com grunerita/cummingtonita 1, magnetita 1; e fortemente reentrantes, com grunerita-cummingtonita 2, actinolita, calcita, clorita, magnetita 2, pirrotita e calcopirita. O hábito varia entre granular e tabular e são xenoblásticos. Ambas as gerações são substituídas por grunerita 1, tremolita e magnetita 2 e são truncadas por veios de quartzo 2, grunerita/ cummingtonita 2, tremolita/actinolita, clorita, calcita, magnetita 2, pirrotita e calcopirita.

Ortopiroxênios ocorrem isolados, intergranulares aos minerais do bandamento composicional, principalmente nos níveis mais ricos em quartzo 1. Este mineral faz contatos de fortemente interlobados a embaiados com magnetita 2, pirrotita e calcopirita e é truncado por veios constituídos por grunerita 2, cummingtonita 2, calcita e magnetita 3 e, mais raramente, por clorita e pirrotita. Os grãos são de subidioblásticos a xenoblásticos e a granulação varia de 0,02 a 2,2 mm.

A grunerita (grun 1) faz contatos de retos a interlobados com quartzo, magnetita e piroxênio. Estes minerais, juntamente com o piroxênio, formam a xistosidade da rocha. A granulação dos anfibólios varia de 0,02 a 0,9 mm. Esse mineral faz contatos de retos a interlobados com quartzo 1, magnetita 1 e piroxênio 1 e 2. Inclusões de magnetita 2, pirrotita, calcopirita, moscovita/sericita e calcita são observadas nos planos de fraturas e clivagem deste mineral, constituindo a microestrutura pseudopoiquiloblástica. A segunda geração de grunerita 2 ocorre em veios e associada com calcita, quartzo 2, muscovita/sericita, tremolita, magnetita 2, pirrotita e calcopirita. Neste caso, o grão ocorre de modo ortogonal e/ou obliquamente às paredes dos veios.

O zircão é um mineral incomum em BIFs, porém, foi observado como grãos inclusos no quartzo 1 ou intergranular aos minerais essenciais. Os grãos identificados são de incolores a castanho rosado, prismáticos (Figura 10.a), de euédricos a subédricos, com granulação variando de 0,01 a 0,1mm.

A monazita está inclusa em grãos de quartzo. É incolor, de subidioblástica a idioblástica com granulação variando de 2 a 3 mm. (Figura 10.f). A pirrotita geralmente ocorre inclusa no quartzo, por vezes, com formato arredondado. Apresenta coloração castanho-claro e os contatos são de curvilíneos a lobados com a magnetita e a calcopirita. A granulometria varia de 0,03 a 0,8 mm e comumente suas bordas estão transformadas em calcopirita (Figura 10.d).

Na zona de alteração, os clastos das brechas são angulosos e formados, principalmente, por hornblenda (Figura 11.a) seguida de plagioclásio (Figura 11.b), magnetita (Figura 11.c) e clinopiroxênio (Figura 11.c). A matriz entre os clastos é formada por hornblenda (5–10%), plagioclásio (0–5%), sulfetos (0–80%), magnetita (10–30%), quartzo (2–4%), monazita (1%) e zircão (Figura 11.d).

Para os sulfetos, predomina pirrotita (~85%), com menores proporções de calcopirita (~15%) e pirita (<2%).

A rocha metamáfica é formada por plagioclásio (10–45%) – (Figura 11.e) –, hornblenda (10–44%), clinopiroxênio (3–35%) – (Figura 11e) –, ortopiroxênio (4–20%), Quartzo (1–2%) e zircão (<1%) – (Figura 11.f). A textura observada é granoblástica, variando de poligonal a granular, sendo representada por cristais de plagioclásio hornblenda e clinopiroxênios, bem como lepidoblástica, marcada pela orientação preferencial da biotita e pode ser classificada como ortopiroxênio metagabro. Além disto, os cristais de plagioclásio estão parcialmente saussuritizados (Figura 11.f).

#### 4.2 PROCESSOS DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

A associação mineral hidrotermal é representada por hornblenda (20-40%), magnetita (30%), sulfetos (0–20%), quartzo (1–5%); grunerita (0–3%), tremolita (0–3%), calcita (0–2%), biotita (<1%), muscovita/sericita (<1%) e monazita (<1%). A microestrutura observada nessas rochas é decussada, representada por uma segunda geração de minerais de granulação fina, sem orientação preferencial, que cresce nas bordas e ao longo dos planos de clivagem e fraturas do clinopiroxênio, da hornblenda e da grunerita (Figura 12.a). A microestrutura de substituição orientada é representada, também, por uma segunda geração de minerais de granulação fina, que ocorrem distribuídos ao longo da foliação principal e, por vezes, nos planos de fraturas e nos contatos entre os minerais (Figura 12.b). A microestrutura de reação é evidenciada pela substituição da mineralogia metamórfica por minerais secundários, como hornblenda e sulfetos (Figura 12.c). Veios de sulfetos também são encontrados neste domínio (Figura 12.c). Nesses locais, a magnetita 2 forma bolsões irregulares e pode ocorrer também preenchendo fraturas (Figura 12.d). A granulação varia de 0,01 a 0,5mm e faz contatos de interlobados a fortemente reentrantes com os demais minerais.

A partir das microestruturas e suas relações mineralógicas, foi possível definir, pelo menos, 04 tipos de processos de alteração hidrotermal nas rochas estudadas: (i) Fe-metassomatismo; (ii) potassificação; (iii) sulfetação; e (iv) carbonatação. O Fe-metassomatismo é caracterizado, principalmente, pela grande quantidade de magnetita presente. A magnetita pode formar bolsões irregulares e ocorrer, também, preenchendo fraturas (Figura 12.d). A granulação varia de 0,01 a 0,5 mm e faz contatos de interlobados a fortemente reentrantes com os demais minerais. O enriquecimento em ferro também é constatado nos minerais associados à magnetita na matriz hidrotermal como Fe-anfibólio.

A hornblenda ocorre em contato com a calcita, quartzo, tremolita, actinolita, magnetita, pirrotita e calcopirita bem como nas bordas da pirrotita, magnetita e quartzo (Figura 12.c). A granulação oscila de 0,01 a 0,03mm e, quando associado à microestrutura decussada, não apresenta orientação preferencial.

A grunerita e a ferrogendrita aparecem formando a microestrutura decussada e, menos frequentemente, em velunações (Figura 12.a). São incolores e o hábito varia entre prismático e fibroso, sendo de subidioblástica a xenoblástica. A granulação oscila de 0,01 a 0,04mm. Acontecem, ainda, nos planos de fraturas e clivagem dos minerais metamórficos.

A actinolita-tremolita ocorre também nas bordas e clivagens de clinopiroxênio, grunerita e hornblenda (Figura 12.a). A granulação varia de 0,02 a 2,1 mm. Apresenta hábito fibroso e, mais raramente, prismático. O contato actinolita-actinolita é reto, mas o contato entre os demais minerais hidrotermais é de interlobado a fortemente reentrante. Estes minerais, comumente, se desenvolvem nas bordas da grunerita, magnetita, clinopiroxênio e dos cristais de pirrotita (Figura 12.d).

A potassificação é caracterizada pela presença da biotita. Esta alteração acontece entre os cristais de plagioclásio, anfibólio e piroxênio (Figura 12.e). Geralmente, esta alteração está acompanhada pela formação de diminutos cristais de calcopirita. A biotita é lamelar, com granulação variando entre 0,02 e 1,4 mm. O contato biotita-biotita é de reto a interlobado com clinopiroxênios e plagioclásio. Os grãos estão preferencialmente orientados segundo a foliação principal da rocha. Além disto, são lamelares, subidioblásticos, com granulação variando de 0,01 a 0,04 mm.

A sulfetação se dá de forma bastante expressiva e é representada por pirrotita e, subordinadamente, calcopirita. Nas BIFs, os sulfetos da segunda geração podem ocorrer, paralelamente, em aglomerados e disseminados nas bandas de granulometria relativamente grossa. Nas brechas, aparecem, comumente, em agregados maciços de finos a grossos, às vezes com lamelas orientadas e também disseminadas na matriz associada à hornblenda. A pirrotita secundária cresce ao longo das clivagens dos piroxênios e anfibólios bem como dos planos de fratura que truncam a foliação principal. Os grãos podem ser maiores, com tamanhos superiores a 1cm, quando preenchendo veios (Figura 12.f). A calcopirita é subidioblástica e granular, com granulometria variando entre 0,04 e 0,08 mm. Esse mineral cresce nas bordas da pirrotita e da magnetita e, por vezes, como diminutos grãos associados com a microestrutura decussada bem como em microveios (Figura 12.d).

A carbonatação ocorre de forma subordinada e está associada à presença de cristais de calcita. A calcita aparece em venulações ou intergranular ao bandamento metamórfico (Figura 12.a) e pode formar a microestrutura de substituição orientada (Figura 12.b).

Além das alterações já descritas, observa-se a presença de monazita na forma de cristais finos de euédricos a anédricos (Figura 12.h) e, geralmente, inclusa em cristais de quartzo bem como preenchendo espaços vazios. Em termos gerais, pode-se fazer algumas considerações sobre algumas relações texturais entre as fases hidrotermais presentes. Dentre elas, pode-se destacar, sucintamente, que os cristais de pirrotita e calcopirita preenchem os planos de fratura e os planos de clivagem dos minerais metamórficos.

Além disso, ocorre uma mineralogia secundária formada por calcita, tremolita, grunerita, ferrogendrita e monazita sem orientação e que se desenvolve nas bordas dos minerais metamórficos. As rochas do Alvo Nenga, bem como as demais BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí, foram submetidas a um metamorfismo regional de fácies anfibólito/granulito com posterior alteração hidrotermal em uma fase de sin a tardi-tectônica. Ressalta-se que a alteração hidrotermal pode, muitas vezes, ser pervasiva, destruindo todas ou a maior parte das características primárias das rochas, incluindo a formação de brechas com enriquecimento em metais.

### 4.3 QUÍMICA MINERAL

Foram analisados grãos da primeira geração de magnetita, piroxênio, anfibólio e diminutos cristais de sulfetos em formato arredondado nas formações ferríferas do Alvo Nenga. As BIFs foram classificadas em puras e impuras, segundo os critérios discutidos por Planavsky et al. (2010), Bekker et al. (2010) e Viehmann et al. (2015; 2016). As BIFs Puras são aquelas livres de contaminante detríticos, ou seja, aquelas que podem ser consideradas como fontes confiáveis da composição da água do mar. As BIFs impuras são aquelas que apresentam alguma influência detrítica e, por isto, são mais enriquecidas em  $Al_2O_3$ , Ti, Zr, Th, Sc e  $\Sigma REE$  (Viehmann et al., 2016).

No geral, a magnetita do bandamento composicional das BIFs puras (Figura 1.a) e a das BIFs impuras (Figura 17.b) são distintas. As magnetitas das BIFs puras são mais enriquecidas em FeO. Na amostra de BIFs hidrotermalizadas (NE-13), as magnetitas são mais fraturadas (Figura 17.c) e seu conteúdo em FeO se assemelha à composição das magnetitas das BIFs impuras.

De um modo geral, a magnetita apresenta baixo conteúdo em Al (26–1174,1 ppm, média 103,62 ppm), Ni (0–8,53 ppm, média 2,26 ppm), Cr (0–12,57 ppm, média 3,45), Mn (0–11,23 ppm, média 2,65 ppm), Ti (0–32,69 ppm, média 14,21 ppm) e V (0–18,67 ppm, média 3,97 ppm) – Tabela 2. Destaca-se que as magnetitas das amostras NE-09 e NE-13 apresentam menor conteúdo em  $SiO_2$  (Figura 13.a) e maior conteúdo em  $V_2O_5$  e Fe, quando comparadas com grãos das amostras NE-04 e NE-09 (Figura 13.b). De um modo geral, os grãos de magnetita da amostra NE-13 são maiores e estão mais intensamente fraturados.

Quando plotados nos diagramas Ti (ppm) versus Al (ppm) e Al+Mn (%) versus Ti+V(%) de Chung et al. (2015), os dados analisados caem no campo das magnetitas primárias e magnetitas fracamente alteradas (Figura 13.c). Os resultados são compatíveis com os de magnetitas geradas a partir de fluidos hidrotermais de temperaturas entre 250–500°C, conforme demonstrado no gráfico da Figura 13.d.

Os dados químicos obtidos nos cristais de anfibólios, quando plotados no diagrama de classificação de Leake et al. (1997), plotam predominantemente no campo da grunerita-cummingtonita e, subordinadamente, no campo da ferrogendrita (Figura 16.d). Das 44 análises de anfibólio, 26 correspondem a grunerita e 7 amostras a ferrogendrita (Figura 14). A variação composicional média para os 24 grãos de grunerita indica conteúdos de  $SiO_2$  entre 44,77–50,5% (média 48,4%), FeO de 20,9–37,2% (média 33,3%), CaO de 0,11–11,2% (média 2,3%), MgO entre 8,4–12,74% (média 10,9%),  $Al_2O_3$  de 0,088 – 8,3% (média 1,8%) (Tabela 3). Os 7 grãos de ferrogendrita apresentam conteúdo médio de  $SiO_2$  de 46–49% (média 39,9%), FeO de 20,9–27,8% (média 23,1%), CaO entre 0–11,4% (média 7,8%), MgO de 6,4–7,4% (média 7,1%),  $Al_2O_3$  de 9,8–14,6% (média 11,6%). As 02 análises de cummingtonita apresentam teor médio de  $SiO_2$  (51,2%), FeO (15,5%), CaO (21,6%), MgO (9,5%),  $Al_2O_3$  (0,6%).

Quando plotados os dados obtidos para 18 cristais de piroxênio, no diagrama ternário de classificação de Marimoto (1988), é observado que 17 pontos analisados plotam no campo da clinoferrosilita e 01 no campo da pigeonita (Figura 15). Os 17 grãos de clinoferrosilita (Figura 16.e) apresentam conteúdo  $SiO_2$  48,3–50,7%, (média 49,5%), FeO de 33,4–38,3% (média 35,3%), CaO

entre 0,33–0,66% (média 0,54%), MgO 11,1–11,8 (média 11,5%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 0,086–0,38%, (média 0,23%) (Tabela 4). O único cristal de pigeonita analisado tem uma composição de SiO<sub>2</sub> (50,7%), FeO (31,1%), CaO (4,4%), MgO (11,2%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0,27%).

Os dados químicos obtidos para 8 grãos de pirrotita em formato arredondado, em duas amostras de BIFs (NE-09, NE-10), apontam para uma concentração média muito próxima do limite de detecção, com exceções para o Pb (340–2370 ppm, média 1220 ppm), Cu (0–32291 ppm, média 37921 ppm), Mo (320–1010, média 662 ppm), Se (0–590 ppm, média 248 ppm), em Zn (0–510 ppm, média 113 ppm), Au (0–500 ppm, média 92 ppm) (Tabela 5). As razões Co/Ni variam de 0,85 a 2,1, exceto para um cristal da amostra NE-04 que apresenta razão Co/Ni igual a 53.

#### 4.3 GEOCRONOLOGIA E GEOQUÍMICA

As BIFs foram classificadas em puras e impuras, segundo os critérios discutidos por Planavsky et al. (2010), Bekker et al. (2010), Viehmann et al. (2015) e Viehmann et al. (2016). As BIFs Puras são aquelas livres de contaminantes detríticos, ou seja, aquelas que podem ser consideradas como fontes confiáveis da composição da água do mar. As BIFs Impuras são aquelas que apresentam alguma influência detrítica e, por isto, são mais enriquecidas em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ti, Zr, Th, Sc e ΣETR (Viehmann et al., 2016).

Do total de 13 amostras de BIFs, apenas 03 podem ser consideradas como BIFs puras (Grupo 01), sendo as 10 restantes definidas como BIFs impuras – Grupo 02 – (Tabela 6). As análises geoquímicas em ambos os grupos revelaram uma composição bimodal com sílica (SiO<sub>2</sub>) e ferro total (Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>) constituindo mais de 93% de seus componentes. O teor de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> varia de 27 a 50,75%, enquanto que o teor de SiO<sub>2</sub> varia de 44,9 a 69,29%. Para o Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, o conteúdo é baixo e varia de 0,4 a 1,09% enquanto que, para o CaO e MgO, o conteúdo é moderado e varia de 0,1 a 4,30% e 0,74 a 3,16%, respectivamente. TiO<sub>2</sub> (0,01–0,07%), MnO (0,03–0,06%), Na<sub>2</sub>O (0,01–0,15%), K<sub>2</sub>O (0,01–0,09%) e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,11–0,48%, em peso) apresentam conteúdo menor que 1%, com exceção da amostra NE-13 que apresenta maior teor em Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (67,6%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (6,27%) e K<sub>2</sub>O (3,33%) e SiO<sub>2</sub> (14%).

As amostras foram normalizadas pelo *Post Archean Australian Shale* - PAAS (Taylor e McLennan, 1985), seguindo a recomendação de diversos autores (Bau e Dulski, 1996; Alexander et al., 2009; Planavsky et al., 2010; Bekker et al., 2010; Viehmann et al., 2016), enquanto a normalização pelo Condrito (Taylor e McLennan, 1985) foi realizada para estudar o efeito das anomalias Eu<sub>(CN)</sub> (Fryer, 1983; Klein e Beukes, 1993). Destaca-se que o somatório dos elementos terras raras (REE) nestas rochas também é baixo (32,0–75,0 ppm), com exceção das amostras NE-13 que apresentam conteúdo total de ETR mais elevado – 123 ppm – (Tabela 7).

O Grupo 01 é formado por 03 amostras de BIFs. Este grupo apresenta assinatura dos padrões de ETR (Figura 17.a) mais homogênea, anomalias positivas de Eu/Eu\*<sub>CN</sub> = (2,0 - 2,9), Eu/Eu\*<sub>SN</sub> = (5,3 - 7,9) e o conteúdo de ΣETR varia entre 32 e 37 ppm. O segundo grupo mostra, relativamente, um maior fracionamento de ETR e o seu conteúdo total fica entre 40 e 75 ppm. Além disto, apresenta anomalias positivas de Eu/Eu\*<sub>CN</sub> entre 1,22 e 3,15 (CN = normalizado ao condrito)

(Figura 17.b), exceto para a amostra NE-13, onde ocorre uma negativa de  $Eu/Eu^*$  de 0,6 e 0,23 e maior conteúdo em ETR total.

As BIFs puras apresentam baixas concentrações de Ba, 1–4 ppm; Rb, 1,1–2,2 ppm; Sr, 7,7–36,2 ppm; Nb, 0,6–2,6 ppm; Zr, 2–3,2 ppm; Y, 7,8–9,4 ppm; Cu, -24,0–29,8; As, 0–1,2 ppm; Ni, 4,2–5,6 ppm; Au, 0–3,3 ppb; Th, 0,4–0,5 ppm (Tabela 8). Já as amostras de BIFs impuras apresentam as maiores concentrações de Ba, 6–137 ppm, Rb, 0,9–322,2 ppm; Sr, 2,1–29 ppm; Nb, 0,9–69,5 ppm; Zr, 3,5 –27,7 ppm; Y, 8,8–46,7 ppm; Cu, -18,3–455 ppm; As, <0.5 ppm; Ni, 4,3–11,7; Au, 0–4,3 ppb; Th, 0.2–8.2.

Observamos uma interessante correlação positiva entre Ba, Zr, Nd e Sm,  $Al_2O_3$  e ETR (total) (Figura 18.a.b.), o que permite diferenciar os diversos grupos de BIFs. Para os elementos  $Al_2O_3$ , Zr, Sm e Nd (Figura 18 c.d.), a amostra NE-13 também se mostra enriquecida em relação às demais, seguida das amostras NE-03 e NE-05, o que deve ser atribuído a processos de alteração hidrotermal mais intensos para esta amostra.

A zona com alta sulfetação representa um local onde a razão fluido/rocha é alta, tendo em vista a presença de brechas, conforme discutido anteriormente. O conteúdo de  $SiO_2$  é de 24,47% até 57,65%. O teor de álcalis é de 0,04–3,52%  $K_2O$  e 0,09–2,30% para o  $Na_2O$ . O conteúdo em  $Fe_2O_3$  varia de 23,98% a 51,17% em peso, e o conteúdo de  $Al_2O_3$  fica entre 0,6 e 12,9%. O conteúdo em  $TiO_2$  é relativamente baixo, variando de 0,02% a 0,94% em peso. O conteúdo de  $CaO$  fica entre 1,53% a 6,41% em peso. A maioria das amostras tem altos teores de  $MgO$  (1,96–4,66%) e baixo conteúdo de  $P_2O_5$  (0,02–0,33%). Os principais elementos restantes representam menos de 1% e são representados pelo Rb, 3,1–218 ppm; Ba, 4–289 ppm; Zr, 3,3–302,5 ppm; U, 1,7–11,8 ppm; Th, 1,6–81,2 ppm; Au, 5,7–119,7 ppb; Cu, 199,2–3185,6 ppm; Ni, 97–339 ppm; Pb, 2,1–13,3 ppm.

Além disso, este conjunto de amostras se encontra enriquecido em ETR total, principalmente nos ETRL ( $La = 6,3$ –136 ppm;  $Ce = 15,2$ –256,6 ppm;  $\Sigma ETR = 47,98$ –678,96 ppm) e apresentam padrão de ETR encontrado por Cruz et al. (2016) para os granitoides de arco colisionais de  $2052 \pm 43$  Ma situados entre os Blocos de Gavião e Jequié, exceto para a amostra NE-16, que apresenta anomalias positivas de  $Eu/Eu^*$  e padrão de ETR semelhante ao das BIFs impuras deste estudo (Figura 19.a).

A rocha metamáfica encaixante está posicionada no contato inferior da zona sulfetada e, para efeito de comparação com os estudos realizados por Santos (no prelo), uma amostra de metamáfica foi analisada no furo de sondagem FR-NE-003. Esta rocha apresenta teor de 52,6% de  $SiO_2$ , 1,32% em peso de  $K_2O$ , 2,88% em peso de  $Na_2O$ , 17,05% de  $Al_2O_3$ . O seu conteúdo em  $Fe_2O_3$  é de 9,43% em peso. O conteúdo em  $TiO_2$  é baixo e fica em torno de 0,97%, o  $CaO$  é elevado em 8,25% em peso, enquanto que o conteúdo de  $MgO$  e  $P_2O_5$  é mais baixo, 0,06% e 6,62%, respectivamente. O conteúdo em Rb é de 53 ppm, Ba, 230 ppm, e Zr, 180 ppm. Além disto, seu conteúdo em Th, de 21,8 ppm, de Au em 1,6 ppb, Cu, 15,5 ppm, Ni, 66,3 ppm e Pb em 6,6 ppm é mais baixo do que o conteúdo encontrado na zona sulfetada (NE-14, NE-15, NE-16, NE-17). Nessa amostra, o enriquecimento é mais pronunciado em ETRL ( $La = 25,6$  ppm;  $Ce = 47,6$  ppm;  $\Sigma ETR = 126,96$  ppm) e apresenta anomalias levemente negativas de  $Eu/Eu^* = 0,76$  (Figura 19.b) e o padrão de ETR se distribui entre os padrões OIB e E-type de Sun e MAcDonough (1989).

Embora seja apenas uma amostra, quando plotada no diagrama Nb/Y versus Zr/Y de Frey et al. (2000) cai no campo dos basaltos de ambiente de Back-Arc. Além disto, quando plotados os grupos das BIFs puras (Figura 20.a) e impuras (Figura 20.b) da zona sulfetada (Figura 20.c) e da rocha metamáfica (Figura 20.d), em um diagrama normalizado pelo MORB de Pearce (1983), observa-se um enriquecimento dos elementos traços em direção aos elementos mais incompatíveis (Rb, Ba, Ta e Th) em todas as amostras. Evidenciam, também, anomalia positiva de Rb, Ce, P, Th e Sm, para as amostras de BIFs de ambos os grupos e as amostras da zona sulfetada, e anomalia negativa de Nb, Ba, Zr e Ti, enquanto a amostra de rocha metamáfica apresenta uma anomalia fortemente negativa de P, além de Nb e Ta.

#### 4.3.1 U-Pb

Os dados geocronológicos obtidos pelo método U-Pb, em amostras da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí, tiveram como objetivo determinar as idades de cristalização magmática das rochas associadas à deposição das BIFs e as idades de zircão detrítico em metassedimentos. Estes dados foram integrados com os dados obtidos por Santos (2016) e Santos (no prelo) e apontam que os quartzitos (GECRONO-07B) ocorrem como camadas contínuas, com espessuras variáveis intercaladas com rochas máficas, ultramáficas e formações ferríferas bandadas. Os grãos de zircão são arredondados e apresentam tamanhos variados formato de esférico a sub-esférico e raros cristais com hábito prismático (Figura 22.a). Os grãos analisados apresentam 03 populações de zircão com idade de  $3234 \pm 12$  Ma,  $2620 \pm 8$  Ma e  $2660 \pm 27$  Ma (Figura 22.a; Tabela 9).

A amostra do metatonalito (16-GCRONO-07A) ocorre como lentes descontínuas com espessura de até 5m e cerca de 9km de comprimento distribuídas ao longo da sequência. Pode ser encontrada intercalada com as rochas metamáficas, muscovita e, segundo Santos (2016), não foram observadas intercalações com as Formações Ferríferas (Tabela 10). Os grãos de zircão encontrados, de um modo geral, são prismáticos e, em menor frequência, arredondados; além disto, apresentam zoneamento ígneo preservado (Figura 22.b). Os grãos analisados apresentam idades U/Pb de  $2646 \pm 6$  Ma (Figura 21.b).

As rochas metamáficas (16-GCRONO-1,2,3,8) (Tabela 11) do Alvo Serra do Lontra se encontram intercaladas com rochas metaultramáficas e as BIFs. Segundo Santos (2016), estas rochas fazem contato através de zonas de cisalhamento. Os cristais de zircão encontrados são prismáticos e, muito raramente, arredondados e, além disto, apresentam zoneamento ígneo preservado (Figura 22.c). Os grãos analisados apresentam idade de  $2645 \pm 11$  Ma (Figura 21.c) enquanto que, nas amostras de BIFs (GECRONO-10) (Tabela 12), os grãos de zircão são quebrados, apresentam tamanhos variados e formato de esférico a sub-esférico. Não foram observados minerais prismáticos (Figura 22.d) e as idades U-Pb obtidas apontam para 2 populações, uma com idade de  $2510 \pm 17$  Ma e outra com idade de  $2.6 \pm 3.9$  Ma (Figura 21.d).

### 4.3.2 Isótopos Sm/Nd

Os dados isotópicos Sm-Nd das amostras de BIFs puras, de BIFs impuras, da zona sulfetada e da Rocha básica são apresentados na Tabela 13. As concentrações de Sm nas BIFs puras variam de 0,94 a 1,17 ppm, enquanto que as concentrações de Nd estão entre 4,63 e 5,46 ppm. As amostras de BIFs impuras geralmente apresentam concentrações de Sm entre 1,52 ppm e 2,98 ppm e de Nd entre 5,01 e 12,68 ppm. Ressalta-se que a amostra NE 13, classificada como BIF impura fortemente hidrotermalizada, apresenta valores de Sm de 4,23 ppm e de Nd de 13,504 ppm.

As amostras da zona sulfetada exibem as concentrações mais altas de Sm (entre 1,79 e 22,34 ppm) e Nd (entre 8,12 e 125,61 ppm), enquanto que nossa amostra de metamáfica (NE-18) apresenta concentrações de Sm de 5,45 ppm e Nd de 2519 ppm. As proporções de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  das BIFs puras variam de 0,1159 a 0,1415. As amostras de BIFs impuras apresentam razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  entre 0,1239 e 0,1892. A zona sulfetada exibe razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  entre 0,1051 a 0,2203, enquanto a rocha metamáfica apresenta razões de 0,1307. As BIFs apresentam idades TDM superiores a 2.6 Ga e  $\epsilon\text{Nd}$  (2.6) negativo, exceto para a amostra NE-06, que apresenta valor de  $\epsilon\text{Nd}$  (2.6) positivo (Figura 23.a). Quando plotado o conjunto dos diferentes litotipos coletados ao longo do furo em um mesmo diagrama  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , é possível definir uma isócrona com idade absoluta de  $2098 \pm 390\text{Ma}$  e  $\text{MSWD} = 2,1$  (Figura 23.b).

Os dados isotópicos Sm-Nd para amostras de BIFs da Serra do Lontra são apresentados na Tabela 14. As concentrações de Sm nas BIFs varia de 0,44 ppm e 2,37 ppm, as concentrações de Nd estão entre 1,63 ppm e 7,15 ppm e as proporções de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  variam de 0,122 a 0,20 enquanto as amostras de rochas metamáficas intercaladas nas BIFs exibem concentrações mais altas de Sm, entre 1,34 ppm e 2,35 ppm e Nd entre 5,2 e 8,3 ppm. Além disso, as rochas metamáficas apresentam razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  entre 0,1559 a 0,180 e idades TDM  $>2.8$  Ga e  $\epsilon\text{Nd}$  (2.6) negativo, exceto para uma amostra, que apresenta valores de  $\epsilon\text{Nd}$  (2.6) fracamente positivos (Figura 24.a). O conjunto dos diferentes litotipos deste alvo, quando plotados em um diagrama  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $\text{Nd}^{143}/^{144}\text{Nd}$ , permite definir uma isócrona com idade absoluta de  $2392 \pm 330\text{Ma}$  e  $\text{MSWD} = 1,5$  (Figura 24.b).

Os dados isotópicos Sm-Nd para amostras de BIFs intercaladas em rochas metamáficas do Alvo Itororó são apresentados na Tabela 15. As concentrações de Sm nas BIFs variam de 0,65 a 2,28 ppm, enquanto as concentrações de Nd estão entre 2,95 e 8,86 ppm. As rochas metamáficas exibem concentrações mais altas de Sm (entre 1,86 ppm e 4,59 ppm) e Nd (entre 4,8 e 15,58 ppm). As proporções de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  das BIFs varia de 0,127 a 0,155, enquanto que, nas metamáficas, as razões  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  estão entre 0,178 a 0,231. Todas as amostras analisadas apresentam idades TDM maiores que 2.7 Ga e  $\text{Nd}$  (2.6) entre -0.76 a +0.6, predominantemente positivos (Figura 25.a). Quando plotados, os diferentes litotipos coletados ao longo do furo em um diagrama  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , é possível definir uma isócrona com idade de  $2573 \pm 89\text{Ma}$  ( $\text{MSWD} = 1,3$ ) (Figura 25.b).

### 4.3.3 Isótopos de Enxofre do Alvo Nenga e do Alvo Itororó

As análises foram realizadas em 16 grãos de pirrotita coletados em 02 amostras de BIFs, em 04 amostras da zona sulfetada localizadas no Alvo Nenga e em 01 amostra de BIF localizada no Alvo Itororó. Os resultados das 16 análises realizadas são apresentados na Tabela 5. Uma comparação das análises de  $\delta^{34}\text{S}$  e  $\delta^{33}\text{S}$  evidencia que os valores de  $\delta^{33}\text{S}$  apresentam erros da ordem de 0,6–1,1‰, enquanto que o  $\delta^{34}\text{S}$  apresenta 0,1–0,2‰ e, portanto podem ser considerados como de alta precisão, conforme os critérios estabelecidos por Bühn et al. (2012). Da mesma forma, os erros de  $\Delta^{33}\text{S}$  são mais elevados (0,6-1,7‰) em relação a  $\Delta^{34}\text{S}$  (0,1-0,2‰).

No Alvo Nenga, a pirrotita da amostra de BIF (NE-10) se encontra distribuída ao longo do bandamento composicional e apresenta valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de -4,3 e -4,53‰ e  $\delta^{33}\text{S}$  de -1,1 e -1,67‰. Na amostra de BIFs da NE-13, posicionada no contato superior da zona sulfetada, os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  e  $\delta^{33}\text{S}$  variam de 1,3 a 1,4‰ e 1,6 a 2,04‰, respectivamente. Os dados da zona sulfetada (NE-14, NE-15, NE-16 e NE-17) apresentam valores de  $\delta^{34}\text{S}$  e  $\delta^{33}\text{S}$ , variando de +1,2 a +2,2‰ e +1,3 a +2,3‰, respectivamente. No Alvo Itororó, os cristais pirrotita analisados em BIFs (IT-02) se encontram distribuídos ao longo do bandamento composicional ora concordantes ora discordantes da foliação principal. Os valores de  $\delta^{34}\text{S}$  e  $\delta^{33}\text{S}$  desta amostra variam de +1,2 e +1,6‰ e +2,1 e +2,3‰. Todos os sulfetos analisados apresentam valores  $\Delta^{33}\text{S}$  positivos. Para as BIFs do Alvo Nenga, os valores de  $\Delta^{33}\text{S}$  ficam entre 0,67 a 1,35. Os valores para as amostras da zona sulfetada de  $\Delta^{33}\text{S}$  ficam entre 0,26 a 1,62. Para as BIFs do alvo Itororó, os valores ficam entre 1,50 e 1,51 (Figura 26.a). Os dados de  $\delta^{33}\text{S}$  e  $\delta^{34}\text{S}$  analisados, quando plotados em um diagrama binário, indicam posição fora da “Linha de fracionamento terrestre” sugerida por Rumble (2005) e Ohmoto et al. (2006) (Figura 26.b).

## 5 DISCUSSÃO

As BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí foram submetidas a um metamorfismo de alto grau, com posterior remobilização de fluidos hidrotermais secundários. A mineralogia metamórfica pré-alteração hidrotermal do metamorfismo progressivo é representada por quartzo, ortopiroxênio (ferrosilita), clinopiroxênio (pigeonita), o que indica condições de alto grau metamórfico (Klein, 2005). Para este autor, a cristalização de piroxênios em formações ferríferas pode ser o resultado de reações envolvendo carbonatos ou mesmo por consumo da grunerita, sendo o primeiro caso dado pela reação:  $\text{Ca}(\text{Fe,Mg})(\text{CO}_3)_2 + 2\text{SiO}_2 \rightarrow \text{Ca}(\text{Fe,Mg})\text{Si}_2\text{O}_6 + 2\text{CO}_2$  (ankerita) (quartzo) (clinopiroxênio);  $(\text{Fe,Mg})\text{CO}_3 + \text{SiO}_2 \rightarrow (\text{Fe,Mg})\text{SiO}_3 + \text{CO}_2$  (siderita) (quartzo) (ortopiroxênio) e o segundo caso dado pela reação  $\text{Fe}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2(\text{grunerita}) \rightarrow 7\text{FeSiO}_3$  (ortopiroxênio) +  $\text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ . Esta mineralogia é semelhante à das BIFs de Baffin Island, Canadá (Garzon, 2010) e Lupin, território noroeste do Canadá (Bullins et al., 1993), ambas mineralizadas em Au.

Resultados semelhantes a estes foram obtidos por Santos (2016), em BIFs do Alvo Serra do Lontra. A mineralogia hidrotermal regressiva é representada por quartzo<sub>2</sub>, magnetita<sub>2</sub>, pirrotita<sub>2</sub>,

calcopirita<sup>2</sup>, tremolita, grunerita<sup>2</sup>, ferrogredita, calcita e monazita. A grunerita<sup>2</sup> e a ferrogredita crescem nas clivagens e bordas dos clinopiroxênios metamórficos. Uma reação provável para explicar a transformação do clinopiroxênio em grunerita pode ser dada pela equação de Klein (2005).

Algumas microestruturas sugerem atuação de processos hidrotermais: (i) feições de substituição; (ii) truncamento; (iii) crescimento de minerais secundários; (iv) feições de corrosão nas bordas dos piroxênios e por contatos fortemente reentrantes com os demais minerais metamórficos; (v) presença de uma zona de alta sulfetação com brechas seladas por sulfetos, magnetita e anfibólio posicionado no contato entre as BIFs e as rochas metamáficas; (vi) crescimento de pirrotita e calcopirita em veios e ocupando os planos de clivagem de minerais crescidos anteriormente à alteração hidrotermal; (vii) veios de calcita, tremolita, magnetita, sericita/muscovita; e (viii) crescimento de monazita nas fraturas e no contato entre os demais minerais metamórficos.

Em termos gerais, pode-se fazer algumas considerações sobre as relações texturais entre as fases hidrotermais presentes. Dentre elas, pode-se destacar, sucintamente, que os cristais de pirrotita e calcopirita secundários preenchem os planos de fratura e os planos de clivagem dos minerais metamórficos. As BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Ipiaú foram submetidas a um metamorfismo regional de fácies granulito com posterior alteração hidrotermal relacionados ao retrometamorfismo. A alteração pode, muitas vezes, ser pervasiva, como no caso do Fe-metassomatismo, destruindo todas ou a maior parte das características pré-alteração hidrotermal das rochas. Este tipo de alteração é responsável, inclusive, pela formação de brechas enriquecidas em metais.

O comportamento dos ETR e dos elementos traços em BIFs é condicionado, principalmente, pela distância e/ou temperatura da fonte vulcanogênica e por possíveis contribuições detríticas nos oceanos (Viehmann et al., 2015). Assim, os elementos terras raras são úteis para rastrear a fonte do ferro e decifrar os mecanismos de oxidação responsáveis pela deposição dos precipitados químicos submarinos (Bekker et al., 2010; Planavsky et al., 2010; Viehmann et al., 2015), onde a presença de Al, Zr, Hf, Rb, Y e Sr têm sido interpretados como derivados de fontes félsicas, enquanto os elementos Cr, Ni, Co, V, Sc, Ti estão relacionados a uma fonte máfica (Raju, 2009).

O conteúdo de Na +K<sub>2</sub>O+ Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>;  $\Sigma$ ETR (ppm); V (ppm); Cu (ppm); Au (ppb) e U (ppm) nas BIFs analisadas sugerem a existência de contaminantes de natureza ácida, enquanto, na zona sulfetada, ocorre o aumento progressivo destes elementos. Nas BIFs, este aumento pode ser observado nas amostras NE-13 e NE-03. Neste caso ocorrem, inclusive, mudanças no padrão de ETR que também foram observadas por Bau (1993), para as BIFs submetidas a intenso processo de alteração hidrotermal no Supergrupo Penge África do Sul.

Esse autor argumenta que o metamorfismo tem pouca influência sobre a mobilidade dos elementos terras raras em BIFs, entretanto, uma alteração hidrotermal intensa associada a processos metamórficos e metassomáticos tardios podem resultar em modificação dos elementos pesados bem como gerar anomalias negativas de Eu. Neste caso, os teores encontrados refletem a existência de processos metamórficos e/ou hidrotermais tardios.

Além disso, como sugerido por Goldfarb et al. (2001) e Goldfarb et al. (2005), Groves et al. (2005), Martins et al. (2007) e Ganguly et al. (2016), tais características sugerem ambiente favorável a

mineralizações de metais, principalmente ouro, por exemplo, Homestake, Dakota do Sul, E.U.A; Agnico-Eagle, Quebec, Canadá; Lupin, território noroeste, Canadá; Mt. Morgans, Yilgarn Block, Austrália; Vubachikwe, Gwanda; Greenstone Belt, Zimbabue; São Bento, Cuiabá; e Morro Velho, em Minas Gerais, Brasil, todos de idade Arqueana, com exceção da Formação Homestake e da Formação Baffin Island que são interpretadas como de idade Paleoproterozoica (Garzon, 2010).

O comportamento dos ETR e dos elementos traços em BIFs é condicionado, principalmente, pela distância e/ou temperatura da fonte vulcanogênica e por possíveis contribuições detríticas nos oceanos (Viehmann et al., 2015). Isto é conhecido como modelo de oceano estratificado (*stratified ocean model*) de Klein e Beukes (1989) que defendem que, no estado anóxico dos oceanos, o ferro pode ser transportado e depositado distalmente a partir das fontes hidrotermais. Neste modelo, o sedimento ferruginoso precursor das BIFs depositadas em lâmina d'água profunda e com maior influência das fontes hidrotermais está relacionado a rochas máficas, ultra-máficas e sulfetos, e aquelas depositadas em lâmina d'água rasa se encontram associadas a rochas carbonáticas, siliciclásticas e fosfáticas (Planavsky et al., 2010; Bekker et al., 2010). Esta zonação lateral de fácies representa o resultado da interação das águas de ressurgência com águas de porções mais ricas em oxigênio. Em bacias marinhas modernas, essa estratificação é evidenciada pelas condições de redox da coluna d'água. As águas mais superficiais e, portanto, mais oxigenadas, exibem anomalia negativa de Ce, quando normalizado ao folhelho-padrão (PAAS). Por outro lado, nas águas mais profundas, de suboxigenadas a anóxicas, essa anomalia negativa é ausente (Frei et al., 2008). Isto acontece porque somente em águas mais rasas ocorre à oxidação do  $Ce_{3+}$  para  $Ce_{4+}$ , o que reduz sua solubilidade e favorece sua incorporação por oxi-hidróxidos de Mn-Fe e argilominerais. Por outro lado, em águas anóxicas, o  $Ce_{3+}$  permanece dissolvido e isto dificulta a sua adsorção pelas partículas em suspensão na água, o que resulta na ausência de anomalia negativa de Ce (Frei et al., 2008).

As BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Ipiaú apresentam razões Y/Ho supercondríticas (>25), anomalias positivas de La, Gd e Eu e levemente negativas de Ce. São empobrecidas em ETR leves e apresentam padrões de ETR semelhantes aos padrões encontrados por Bolhar et al. (2004), Beukes et al. (2010) para os principais depósitos de BIFs Arqueanas e Paleoproterozoicas ao redor do mundo.

Neste caso, as anomalias positivas de La são definidas pela combinação dos valores de  $Ce/Ce^* > 1$  ( $Ce_{PAAS}/(0,5Pr_{PAAS}+0,5La_{PAAS})$ ) e  $Pr/Pr^* < 1$  ( $Pr_{PAAS}/(0,5Ce_{PAAS}+0,5Nd_{PAAS})$ ), bem como pela razão  $La/La^* = La/(3Pr-2Nd)$ ; já as anomalias de Gd são dadas pela equação  $Gd/Gd^* = Gd/(2Tb-1Dy)$ . De acordo com estes parâmetros, as BIFs puras apresentam valores de  $Pr/Pr^*_{SN}$  (0,95-0,97),  $La/La^*$  (1,21-1,76),  $Ce/Ce^*$  (0,84-0,96) e  $Gd/Gd^*$  (1,02-1,31), enquanto as amostras de BIFs impuras apresentam valores de  $Pr/Pr^*_{SN}$  (0,89-1,08),  $La/La^*$  (1,01-2,51),  $Ce/Ce^*$  (0,68-1,01) e  $Gd/Gd^*$  (1,01-1,26), (Figura 28.a), semelhante ao conteúdo da água do mar que também apresenta valores das razões  $La/La^*$  e  $Gd/Gd^*$  maiores que 1 (Bolhar et al., 2004).

Os valores de  $Ce/Ce^* < 1$  e  $Pr/Pr^* < 1$  para as amostras das BIFs estudadas (Figura 28.b) apontam para falsas anomalias negativas de  $Ce/Ce^*$  nas amostras analisadas. Assim, devido ao fato de apresentarem valores de  $Ce/Ce^* < 1$  e  $Pr/Pr^* > 1$ , somente as amostras NE-01 e NE-02 podem ser consideradas como verdadeiras anomalias negativas em  $Ce/Ce^*$ . As demais amostras exibem

anomalias positivas de La, exceto, novamente, as amostras NE-03 e NE-13, que, como já mostrado anteriormente, apresentam padrões de ETR distintos das demais amostras de BIFs que são interpretados como relacionados às modificações hidrotermais posteriores.

As anomalias de Y são dadas pela razão Y/Ho, onde a razão típica da água do mar varia entre 60 e 90, enquanto, nas águas com influência continental, os valores se encontram entre 26 e 27, equivalentes aos valores apresentados pelo PAAS (Bolhar et al., 2004, Planavsky et al., 2010). Para as amostras de BIFs puras, a razão Y/Ho fica entre 26,90 e 36,67, enquanto, para as BIFs impuras, a razão Y/Ho fica entre 26,22 e 30,91 (Figura 28.c). Estes valores sugerem que as rochas estudadas apresentam contaminação detrítica evidente, o que corrobora com os dados apresentados anteriormente, indicando contribuições félsicas durante a deposição das BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí.

Nos oceanos, os fluidos hidrotermais submarinos precursores da deposição das BIFs se tornam enriquecidos em Eu devido à lixiviação do plagioclásio contido nas rochas da crosta oceânica (Bau e Dulski, 1999; Tang et al., 2013; Zhu et al., 2015; Ganguly et al., 2016). Em geral, os sedimentos metalíferos depositados proximais aos vents hidrotermais contêm sulfetos de ferro, cobre, sulfatos e outros complexos de sulfetos polimetálicos, incluindo ouro (Hannington e Herzig, 2000; Gu et al., 2003; Garzon, 2010; Mercier-Langevin et al., 2011; Ganguly et al., 2016; Li et al., 2016). Nesta situação, o potencial de oxi-redução do  $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$  depende, principalmente, da temperatura e, em menor grau, do pH, sendo pouco afetado pela pressão. Em alta temperatura ( $>350^\circ\text{C}$ ), o fluido vulcanogênico reage com as rochas subjacentes, torna-se reduzido e isto favorece a estabilidade do  $\text{Eu}^{2+}$  na forma de complexo solúvel, predominantemente como  $\text{EuCl}^{2-}$  e, subordinadamente, como  $\text{EuCl}^{+3}$  (Peter, 2003). Em função disto, os fluídos hidrotermais submarinos de altas temperaturas possuem uma pronunciada anomalia positiva de Eu e um notável enriquecimento relativo no conteúdo de ETR, quando comparado ao conteúdo da água do mar moderna, sendo que estas anomalias de Eu são calculadas através da equação  $\text{Eu}_{\text{PAAS}}/(0,66\text{Sm}_{\text{PAAS}} + 0,33\text{Tb}_{\text{PAAS}})$  (Bau e Dulski, 1996).

Assim, as anomalias positivas de Eu (Figura 28.d) encontradas nas BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí sugerem a existência de fluidos hidrotermais submarinos de alta temperatura ( $>350^\circ\text{C}$ ) que agiram como fonte precursora para a sua deposição, o que é comum em sedimentos metalíferos hidrotermais submarinos de alta temperatura modernos, conforme discutido por Kato et al. (2006), Frei et al. (2007), Planavsky et al. (2010), Prasad et al. (2012) e Hodgkinson et al. (2015).

Nos diagramas de Dymek e Klein (1988) e Klein e Beukes (1989) (Figura 29.a), as amostras de BIFs estudadas apontam para deposição proximal das fontes hidrotermais submarinas, o que sugere origem a partir de fluidos hidrotermais de alta temperatura. Este resultado corrobora com o resultado do diagrama Fe/Ti e Al/(Al+Fe+Mn) de Barrett (1981) que demonstra que as amostras analisadas apresentam composição semelhante à composição dos sedimentos hidrotermais ricos em metais do Oceano Pacífico Oriental (Figura 29.b). Além disto, a correlação Eu/Eu\* e Eu/Sm (Figura 29.c) com anomalias positivas de  $\text{Eu}/\text{Eu}^* > 2$  corrobora com a sugestão de que as BIFs estudadas

foram depositadas próximas da fonte de alta temperatura onde as soluções hidrotermais são mais diluídas.

Considerando os resultados de  $Eu/Eu^* > 2$  e  $Eu/Sm > 1,5$ , interpreta-se a atuação de fluidos de mais alta temperatura ( $> 350^\circ C$ ) para a formação dessas BIFs.

Valores de  $Eu/Sm < 1,5$  encontrados para as amostras das BIFs impuras sugerem alguma contribuição detrítica. Alexander et al. (2008) consideram que quantidades muito pequenas de fluidos hidrotermais de alta temperatura ( $\sim 0,1\%$ ) são suficientes para gerar anomalias positivas de Eu nos sedimentos metalíferos oceânicos e que a natureza destes fluidos pode ser rastreada pelas razões  $(Eu/Sm)_{NS}$  e  $(Sm/Yb)_{NS}$ . Neste caso, as elevadas razões  $(Sm/Yb)_{NS}$  são consideradas como resultantes da mistura de massas de águas marinhas com massas de águas fluviais e costeiras em regiões próximas ao continente (Alexander et al., 2008). Quando plotados no diagrama  $(Eu/Sm)_{NS}$  e  $(Sm/Yb)_{NS}$  proposto por Alexander et al. (2008), revelam proximidade das fontes hidrotermais de alta temperatura, principalmente para as BIFs puras, evidenciadas em círculos vermelhos na Figura 29.d.

Quando comparados à média de alguns elementos traços para as pirrotitas estudadas com relação às pirritas sedimentares apresentadas por Gregory et al. (2015) e dos sulfetos do depósito de BIFs não mineralizadas de Homestake, em Dakota do Sul, USA apresentados por Steadman e Large (2016) (Tabela 17), verifica-se que as BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí são mais enriquecidas em Zn, Se, Pb, Co, Cu, Ni, Mo, Au. Entretanto, os valores de Co e Ni se assemelham à composição dos sulfetos singenéticos das BIFs do grupo Hospital Hill e Government, do Supergrupo Witwatersrand, bem como dos sulfetos encontrados nas BIFs do Grupo Mozaan do Supergrupo Pongola, apresentados por Guy et al. (2010).

Os sulfetos analisados são enriquecidos em Au, quando comparados com o conteúdo das amostras das BIF não mineralizadas de Homestake (Tabela 17). Neste caso, as pirrotitas encontradas nas BIFs da Sequência Vulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí podem ter sido formadas durante a deformação e metamorfismo a partir de pirritas singenéticas que, posteriormente, foram decompostas liberando a maior parte dos metais exalativos para o fluido metamórfico. Por sua vez, esse fluido migrou para locais de baixa tensão tornando as pirrotitas enriquecidas em Au e formando zonas enriquecidas em sulfetos e metais (Figura 7). Large et al. (2009) argumentam que, durante o metamorfismo de alto grau, os sulfetos sinsedimentares sofrem reprecipitação na forma de pirrotita com expulsão do Au exalativo, ou seja, uma origem metamórfica do Au. Conteúdos elevados de Au em sulfetos também foram reportados por Koglin et al. (2010), que evidenciaram elevado conteúdo em Au, principalmente nos sedimentos metalíferos com assinatura tipo *volcanic-hosted massive sulfide* – VHMS formado a partir de fluidos hidrotermais de alta temperatura. Além disso, os dados de isótopos de enxofre dos cristais de pirrotita que ocorrem como matriz da brecha, na zona sulfetada (NE-14; NE-15, NE-16, NE-17), apresentam valores positivos de  $\delta^{34}S\%$ , semelhante à amostra de BIF hidrotermalizada (NE-13), enquanto que, na amostra de BIF impura (NE-10), os valores negativos  $\delta^{34}S$  sugerem fracionamento causado por bactérias sulfato-redutoras, semelhantes às encontradas nas pirrotitas das BIFs de Isua, na Groelândia, que também apresentam valores  $\delta^{34}S$  negativos ( $\% - 3,8$ ) (Grassineau et al., 2006; Siedenberg et al., 2016).

Quando comparados os dados de isótopos de enxofre das pirrotitas estudadas com os dados de isótopos de enxofre apresentados por Bühn et al. (2012) (Figura 30.a.b) para os sulfetos da transição Arqueano Paleoproterozoico da Província Carajás, do Quadrilátero Ferrífero e dos Greenstone do Pilar, no Estado de Goiás, os resultados demonstram que os sulfetos analisados são semelhantes aos encontrados nas BIFs auríferas do Quadrilátero Ferrífero, mais especificamente nas minas de São Bento e Cuiabá. Os sulfetos hospedados nas BIFs ricas em Au são interpretados como gerados a partir da remobilização epigenética de sulfetos pré-existentes que, por ora, evidenciam uma perturbação química atmosférica e do paleoambiente deposicional, uma vez que os sulfetos epigenéticos apresentam efeito MIF e que sua provável fonte seja as BIFs Arqueanas (Bühn et al. 2012).

Assim, sugere-se que as BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí foram depositadas sob condições atmosféricas que permitiram o fracionamento dos isótopos de enxofre antes do GOE. Os dados obtidos neste trabalho estão de acordo com os dados isotópicos de enxofre arqueano hospedados em BIFs que evidenciam que valores de  $\Delta^{33}\text{S}$  podem variar entre -2,5 e + 11‰ (Farquhar et al., 2010; Ono et al., 2006; Rumble, 2005; Steadman et al., 2014), com as excursões positivas mais proeminentes durante a Era Neoarqueana (Farquhar et al., 2010) que sugere a existência efeito MIF antes de 2.4 Ga.

As razões isotópicas de Sm/Nd em BIFs são, na sua grande maioria, preservadas nos processos tectonometamórficos e, portanto, podem ser utilizados para identificar as características originais da época de deposição dessas rochas, conforme discutido por Alexander et al. (2009) e Viehmann et al. (2015). Esta metodologia tem suas limitações quando em sistemas extremamente dominados por fluídos (razão fluído/rocha  $>10^2$ ), o que é comum em BIFs pré-cambrianas. Nestes casos, podem ocorrer alterações no padrão de ETR bem como nas razões isotópicas Sm-Nd, e, portanto, as idades obtidas a partir do alinhamento destas isócronas deve refletir a época de perturbação do sistema isotópico e não a idade de deposição das BIFs (Alexander et al., 2009; Viehmann et al., 2015).

Dessa forma, a partir do alinhamento (Figura 31) das BIFs juntamente com as amostras das rochas metamáficas encaixantes é possível definir uma isócrona com idade de  $2536 \pm 89$  Ma, sendo esta idade interpretada como a idade de deposição das BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí.

Os dados U-Pb em zircões detríticos coletados nos quartzitos desta sequência, apontam para 03 populações de zircões, de  $3234 \pm 12$  Ma,  $2620 \pm 8$  Ma e  $2660 \pm 27$  Ma, o que indica uma sedimentação mais jovem que 2.6 Ga. Associado a isto, as metamáficas encaixantes das BIFs apresentam idade U-Pb de 2.6 Ga, enquanto o metatonalito estudado por Santos (no prelo) apresenta idades de  $2646 \pm 6$  Ma.

Os resultados apresentados mostram que os zircões encontrados nas BIFs hidrotermalizadas apresentam idades de  $2510 \pm 17$  Ma e  $2.6 \pm 3.9$  Ma e, desta forma, permitem restringir um período de tempo  $>2.6$  Ga para a deposição das BIFs, portanto, na transição Arqueano Paleoproterozoico (Figura 33).

Ressalta-se que o zircão é um mineral raro em BIFs. Para Trendall et al. (1997a), a presença de zircão em BIFs indica contribuições de cinza vulcânicas durante a época de deposição das BIFs, uma vez que pequenos cristais de zircão são resistentes aos processos metamórficos e improváveis de estarem associados às fontes vulcanogênicas submarinas e sim a fatores externos à bacia na forma de contaminante detrítico, conforme discutido por Planavsky et al. (2010), Bekker et al. (2010), Viehmann et al. (2015) e Viehmann et al. (2016). Outra hipótese é que esta rocha seja produto de eventos metassomáticos gerados pela interação de fluidos e protólitos máficos-ultramáficos semelhante às rochas quartzo-piroxeníticas de Akilia, na região de Godthåbsfjord, na Groelândia, inserido no Greenstone Belt de Issua, (Whitehouse e Fedo, 2003; Bolhar et al., 2004; Fedo et al., 2006).

Os resultados deste trabalho sugerem que as BIFs da região de Ibicuí-Iguaí foram geradas por fluidos hidrotermais quentes a partir de vents submarinos com valores de  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$  maior 0.125,  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  (1.0–2.7) e  $\text{Pr}/\text{Pr}^* < 1$ ). Além disto, apresenta forte contribuição detrítica de natureza félsica e, subordinadamente, de natureza máfica, conforme demonstrado pelo conteúdo de elementos traços anteriormente discutido. As anomalias positivas Eu encontradas nas BIFs evidenciam condições de alta temperatura e baixa fugacidade de oxigênio relacionadas a fluidos hidrotermais que são reduzidos e ricos metais. Para Goldfarb e Santosh (2014) e Ganguly et al. (2016), a geração de fluidos hidrotermais de natureza exalativa se encontra relacionada ao magmatismo por desidratação e metamorfismo da uma crosta oceânica subductada e/ou pela devolatização do manto hidratado por metassomatismo em ambiente de dorsais.

Nestas condições, a água do mar percola através de fraturas nas rochas subjacentes e isto se dá devido ao aquecimento provocado por uma rocha intrusiva e/ou magma na crosta oceânica que, por sua vez, lixivia metais (por exemplo, Fe, Cu, Zn, Pb, Ba, Au, S, U), quer nas cordilheiras mesoceânicas (*midocean ridges*), quer nos riftes das bacias de retro-arco associado a arcos magmáticos (*back-arc rift basins*) (Huston e Logan, 2004; Tauson et al., 2012; Chung et al., 2015). Associado a este fato, a existência de fluidos auríferos enriquecidos em  $\text{Eu}^{+2}$  nos vents hidrotermais tem sido interpretada como a principal fonte de ouro primário em sedimentos químicos marinhos (Large et al., 2011; Tomkins, 2013; Ganguly et al., 2016), sendo esta deposição aurífera primária controlada por ciclos de oxidação nos oceanos em uma escala global (Tomkins, 2013; Thomassot et al., 2015).

Neste modelo, o Au é proveniente das exalações submarinas na água do mar que migra como complexos químicos, principalmente na forma de  $\text{Au}$ ,  $\text{AuCl}_4^-$ ,  $\text{AuCl}$ ,  $\text{AuHS}_2^-$  e  $\text{AuOH}$  ( $\text{H}_2\text{O}$ ) nos oceanos (Vlassopoulos e Wood, 1990; Thomassot et al., 2015). Além disto, os oceanos arqueanos foram relativamente mais enriquecidos em Au em relação aos oceanos paleoproterozoicos. Para Thomassot et al. (2015), a quantidade de Au dissolvido na água do mar arqueana depositou rapidamente, durante o Grande Evento de Oxidação (GOE), e, conseqüentemente, concentrou Au nos sedimentos químicos ferruginosos precursores das BIFs (Thomassot et al., 2015). Para estes autores, após o GOE, houve um aumento significativo de Au nos oceanos. Este aumento é resultado do maior aporte fluvial em resposta ao aumento da erosão da crosta continental em uma atmosfera

oxidada, o que favorece o transporte de Au na forma de íons para os oceanos Paleoproterozoicos onde, posteriormente, é incorporado a pirita durante a diagênese (Luther III e Rickard, 2005).

Destaca-se que, mesmo com as evidências de um metamorfismo em fácies granulito para as rochas estudadas bem como por feições de alteração hidrotermal pós-deposicional evidentes, os padrões de ETR normalizados ao MORB para a amostra de metamáfica intercalada às BIFs apresenta padrão OIB (amostras NE-18). Além disto, a ausência de anomalias de Nb e Ti nos diagramas dos elementos traços normalizados ao manto primitivo apontam para assinaturas de zonas de subducção, conforme discutido por Pearce e Peate (1995); Polat e Hofmann (2003) e Rudnick et al. (2000).

Sendo assim, sugere-se que as BIFs da região de Ibicuí-Iguaí ocorrem como produto da circulação de fluidos hidrotermais submarinos de altas temperaturas, o que favoreceu a deposição de sedimentos químicos exalativos entre 2.6–2.5 Ga, conforme evidenciado pelas idades U-Pb nas rochas metamáficas encaixantes das BIFs (Estágio I) (Figura 33.a). Esta migração e circulação de fluidos quentes através dos sedimentos químicos marinhos precursores das BIFs podem ter precipitado sedimentos químicos com algum conteúdo em Au e próximos a fontes hidrotermais de altas temperaturas.

Além disso, a presença de apatitas e monazitas nas BIFs da região de Ibicuí-Iguaí pode ser interpretada como evidência de uma deposição de sulfatos nos oceanos arqueanos, o que está de acordo com o postulado por Bowins e Crocket (2011) e Huston e Logan, (2014). Para esses autores, os cristais de monazita e xenotímio presente nas BIFs da mina Sherman, em Temagami, e a mina Adams, a cerca de 10 km a sudeste de Kirkland Lake, Ontário, são de origem metamórfica e desenvolvidos à custa dos cristais de apatitas diagenéticas depositados em ambiente marinho raso.

Destaca-se que, na região estudada, é documentada a existência de colisões paleoproterozoicas regionais responsáveis por fechar oceanos, formar terrenos acrecionários e arcos magmáticos continentais, o que resultou em metamorfismo de alto grau, conforme discutido por Barbosa et al. (2004). Este metamorfismo de alto grau é representado, nas BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí, pela presença de ortopiroxênio. Além disso, a existência de uma paragênese secundária de natureza alcalina formada por pirrotita, calcopirita e magnetita é interpretada como produto de uma remobilização sintectônica (Estágio II) (Figura 33.b).

Para Pitcairn et al. (2006) e Large et al. (2007), durante o metamorfismo regional de alto grau, eventuais piritas de origem sedimentar podem estar enriquecidas em Au e, durante o metamorfismo de alto grau, a pirita é recristalizada em pirrotita e, com isso, ocorre uma reconcentração de Au.

Por fim e a partir das assinaturas geoquímicas encontradas nas BIFs estudadas fica evidente a existência de um ambiente hidrotermal exalativo entre 2.6 Ga e 2.4 Ga em uma atmosfera pelos menos localmente anoxidada, conforme evidenciado pelos valores de  $\Delta 33S$  positivos, o que sugere o efeito MIF nos sulfetos da região de Ibicuí, semelhante aos encontrados por Buhn et al. (2012) para o depósito dos sulfetos das BIFs auríferas do supergrupo Rios das Velhas, no Quadrilátero Ferrífero. Estas BIFs do Quadrilátero Ferrífero também apresentam efeito MIF assim como as BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí. Além disso, as idades de  $2672 \pm 14\text{Ma}$  (MSWD =2.3) obtidas através do método SHRIMP U–Pb em cristais de monazitas (Lobato et al., 2007) nas BIFs

auríferas do Quadrilátero são coincidentes com os picos globais de deposição de ouro nos oceanos assim como as idades das rochas de Arco das BIFs auríferas da Sequência Contendas Mirante, localizados na zona de sutura entre os blocos arqueanos Gavião e Jequié.

## 6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

1 – As BIFs foram submetidas a um metamorfismo de alto grau com posterior enriquecimento hidrotermal responsável por formar veios ricos em sulfetos.

2 – Os dados U-Pb em zircões detríticos coletados nos quartzitos desta sequência, apontam para 03 populações de zircões, de  $3234 \pm 12$  Ma,  $2620 \pm 8$  Ma e  $2660 \pm 27$  Ma, o que indica uma sedimentação mais jovem que 2.6 Ga.

3 – As metamáficas encaixantes das BIFs apresentam idade U-Pb de 2.6 Ga e o metatonalito que ocorre intercalado nos quartzitos apresenta idade de  $2646 \pm 6$  Ma e parece revelar a idade do sistema magmático responsável pela deposição das BIFs.

4 – Os resultados U-Pb nas BIFs evidenciam idades de  $2510 \pm 17$  Ma e  $2.6 \pm 3.9$  Ma, o que permite restringir um período de tempo de 2.6 a 2.4 Ga para a deposição das BIF, portanto, na transição Arqueano–Paleoproterozoico.

5 – Os dados Sm-Nd das BIFs e suas encaixantes permitem definir uma idade de  $2528 \pm 69$  Ma e MSWD = 1.5 que é interpretada como a idade de deposição das BIFs da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí.

6 – Por fim, os dados geoquímicos e isotópicos revelam a existência de um ambiente hidrotermal exalativo entre 2.6 Ga e 2.4 Ga em uma atmosfera anóxida, conforme evidenciado pelos dados de  $\Delta^{33}\text{S}$  positivos que apontam para o efeito MIF nos sulfetos da região de Ibicuí.

## 7 AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa foi parcialmente financiada pela CAPES, coordenada pelo Prof. Elton Luiz Dantas, no projeto de Evolução dos Terrenos Arqueanos no Cráton de São Francisco. Agradeço à CAPES, por uma bolsa de doutorado, à Universidade Federal da Bahia e à Companhia Baiana de Pesquisa Mineral (CBPM), pelo apoio logístico, e a BIOGOL mineração, pela disponibilização dos furos de sondagem.

## 8 - REFERÊNCIAS

Alexander, B., Bau, M., Andersson, P., 2009. Neodymium isotopes in Archean seawater and implications for the marine Nd cycle in Earth's early oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.* 283, 144-155

Alexander, B., Bau, M., Andersson, P., Dulski, P., 2008. Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: Rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72(2), 378-394.

- Alibert, C. ; Barbosa, J. S. F. Ages U-Pb déterminés à la "SHRIMP" sur des zircons du Complexe de Jequié, Craton du São Francisco, Bahia, Brésil. In: REUNION DES SCIENCES DE LA TERRE, 14., 1992, Toulouse. Abstract... Toulouse: Soc. Géol. France, 1992. p. 4.
- Bajwah, Z.U., Seccombe, P.K., Offier, R., 1987. Trace element distribution, Co:Ni ratios and genesis of the Big Cadia iron–copper deposit, New South Wales, Australia. *Mineralium Deposita* 22, 292–300.
- Barrett, T.J., 1981. Chemistry and mineralogy of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the north Apennines, Italy. *Chem. Geol.* 34, 289–317.
- Barbosa, J.S.F., Martin, H., Peucat, J.J. 2004. Archean/Paleoproterozoic Crustal doming evolution of the Lage, Mutuipe, Brejões and Santa Inês region. Jequié Block, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, 135: 105-131.
- Barbosa J.S.F., Pinho I.C.A., Sobrinho V.R.S., Cruz S.C.P.C. 2007. Ipiaú- SD.24-Y-B-II, escala 1:100.000: nota explicativa/Bahia: UFBA /CPRM, 2007.84p; (Série Programa de Geologia do Brasil – PGB) versão em CD-Rom.
- Barbosa, J.S.F. and Sabaté, P., 2002. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. A synthesis. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 74, 343-359.
- Barbosa, J.S.F., 1997. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do Cráton do São Francisco na Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, 27, 241-256.
- Barbosa, J.S.F., Barbosa, R.G., 2017. The Paleoproterozoic eastern Bahia orogenic domain. In: Heilbron, M., Alkmim, F., Cordani, U.G. (Eds.), *The São Francisco Craton and its margins, Eastern Brazil, Regional Geology Review Series*. Springer-Verlag, pp. 57–69. [http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0\\_4](http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_4). Chapter 4.
- Barbosa, J.S.F., Cruz, S.C.P., and Souza, J.S. de, 2012. Terrenos metamórficos do embasamento. Cap. III, 101-201. In: Barbosa, J.S.F., Mascarenhas, J.F., Correa-Gomes, L.C., Dominguez, J.M.L., Souza, J.S. (Eds.), *Geologia da Bahia, Pesquisa e Atualização*, I, CBPM553 UFBA, 559p, ISBN 9788585680473.
- Barbosa, J.S.F., Marinho, M.M., Sabaté, P., 1994. Geology of the Jequié-Itabuna granulitic belt. In: Figueiredo, M.C.H., Pedreira, A.J. (Eds.), *Petrological and geochronologic evolution of the oldest segments of the São Francisco Craton, Brazil*. *Bol. IG-USP* 17, pp. 9–36.
- Barbosa, J.S.F., Martin, H., and Peucat, J.J., 2004. Archean/Paleoproterozoic Crustal doming evolution of the Lage, Mutuipe, Brejões and Santa Inês region. Jequié Block, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, 135, 105-131.
- Barbosa, N.S., Teixeira, W., Bastos Leal, L.R., Leal, A.B.M., 2013. Evolução crustal do setor ocidental do Bloco Arqueano Gaviao, Craton do São do Francisco, com base em evidências U-Pb, Sm-Nd e Rb-Sr. *Rev. do Inst. Geo.USP* 13, 6e88.
- Bastos Leal, L.R., Cunha, J.C., Cordani, U.G., Teixeira, W., Nutman, A.P., Leal, A.B.M., Macambira, M.J.B., 2003. SHRIMP UePb, 207Pb/206Pb zircon dating, and Nd isotopic signature of the Umbranas greenstone Belt, northern Sao Francisco craton, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 5, 775e785.
- Bastos Leal, L.R., Teixeira, W., Cunha, J.C., Macambira, M.J.B., 1998. Archean tonalitic-trondhjemitic and granitic plutonism in the Gaviao block, São Francisco Craton, Bahia, Brazil: geochemical and geochronology characteristics. *Rev. Bras. Geo.* 2, 209e220.
- Bau, M., & Dulski, P. (1996). Preliminary Research Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79(79), 37–55. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00087-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9).

- Bau, M., 1993. Effects of syn- and post-depositional processes on the rare-earth element distribution in Precambrian iron-formations. *Eur. J. Mineral.* 5, 257e267
- Bau, M., Dulski, P., 1999. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during nearvent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chem. Geol.* 155, 77e90.
- Bekker, A., Holland, H.D., Wang, P.L., Rumble, D.I.I.I., Stein, H.J., Hannah, J.L., Coetzee, L.L., Beukes, N.J., 2004. Dating the rise of atmospheric oxygen. *Nature* 427, 117–120.
- 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.
- Bolhar R., Kamber B.S., Moorbath S., Fedo C.M., Whitehouse M.J. 2004. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 222: 43-60
- Boström, K., 1973. Origin and fate of ferromanganoan active ridge sediments. *Stockh. Contrib. Geol.* 27 (2), 147–243.
- Botros, N. S. (2015). Gold in Egypt : Does the future get worse or better ? *Ore Geology Reviews*, 67, 189–207. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.018>.
- Bowins, R. J., & Crocket, J. H. (2011). Monazite, xenotime and REE minerals in Archean banded iron-formation from the Sherman and Adams mines, Ontario, Canada. *Canadian Mineralogist*, 49(3), 749–763. <https://doi.org/10.3749/canmin.49.3.749>.
- Bralia, A., Sabatini, G., Troja, F., 1979. A revaluation of the Co/Ni ratio in pyrite as geochemical tool in ore genesis problems. *Mineralium Deposita* 14, 353–374.
- Buhn, B., Pimentel, M.M., Matteini, M., Dantas, E.L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *An. Acad. Bras. Ci.* 81, 99-114.
- Bühn, B., Santos, R. V, Dardenne, M. A., & Oliveira, C. G. De. (n.d.), 2012. Author´s personal copy from Brazilian Archean and Proterozoic sul fi de deposits by laser ablation. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.003>.
- Bullis, H., Hureau, R., and Penner, B., 1993, Distribution of gold and sulfides at Lupin, Northwest Territories: *Economic Geology*, v. 89, p. 1217-1227.
- Chung, D., Zhou, M., Gao, J., Chen, W.T., 2015. In-situ LA-ICP-MS trace elemental analyses of magnetite: The late Palaeoproterozoic Sokoman Iron Formation in the Labrador Trough, Canada. *Ore Geol. Rev.* 65, 917-928.
- Claire , M , Kasting , J , Domagal-Goldman , S , Stueken , E , Buick , R & Meadows , V 2014 , ' Modeling the Signature of Sulfur Mass-Independent Fractionation produced in the Archean Atmosphere ' *Geochimica et Cosmochimica Acta* , vol 141 , pp. 365-380 . DOI: 0.1016/j.gca.2014.06.032.
- Cruz, S.C.P., Barbosa, J.S.F., Peucat, J.J., Paquette, J.L., 2014b. Correlação estratigráfica entre as Sequencias Metavulcanossedimentares do Bloco Gavião, Bahia. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Anais, p. 1342.
- Cruz, S.C.P., Peucat, J.J., Teixeira, L., Carneiro, M.A., Martins, A.A.M., Santana, J.S., Souza, J.S., Barbosa, J.S.F., Leal, A.B.M., Dantas, E., Pimentel, M., 2012. The Caraguataí syenitic suite, a ca. 2.7 Ga-old alkaline magmatism (petrology, geochemistry and UePb zircon ages). Southern Gavião block (S~ao Francisco Craton), Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 37, 1-18.

Pereira Cruz, S. C., Figueiredo Barbosa, J. S., Pinto, M. S., Peucat, J. J., Paquette, J. L., Santos de Souza, J. Carneiro, M. A. (2016). The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U/Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, 43–79. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.007>.

D'Agrella-Filho M.S., Trindade R.I.F., Tohver E., Janikian L., Teixeira W., Hall C. 2011. Paleomagnetism and  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  geochronology of the high-grade metamorphic rocks of the Jequié block, São Francisco Craton: Atlantica, Ur and beyond. *Precambrian Research*, 185: 183-201.

De Paolo, D.J., 1981, Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and implications for crust formation and mantle evolution in the Proterozoic: *Nature*, v. 291, p. 193–197, doi: 10.1038/291193a0.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J., 1992. An introduction to the rock forming minerals. 2nd Edition. New York (USA): Ed. Prentice Hall.

Deng H., Kusky T., Polat A., Wang C., Wang L., Li Y., Wang J. 2016. A 2.5 Ga fore-arc subduction-accretion complex in the Dengfeng Granite-Greenstone Belt, Southern North China Craton. *Precambrian Research*, 275:241-264.

Ding, T., Valkiers, S., Kipphardt, H., De Briève, P., Taylor, P.D.P., Gonfiantini, R., Krouse, R., 2001. Calibrated sulfur isotope abundance ratios of three IAEA sulfur isotope reference materials and V-CDT with a reassessment of the atomic weight of sulfur. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 2433–2437.

Distinction, C., & Ade, O. F. H. (1971). In a study of basic dyke rocks in high-grade metamorphic terrain, it was found difficult to distinguish between metabasic igneous dykes and metasedimentary (basic differentiates?) mafic hands associated with gneisses. Both rock types show abrupt contacts and are intensely sheared, often developing foliation, 51(1965), 311–316.

Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating  $\text{Fe}^{3+}$  concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51, 431-435.

Dymek, R.F., Klein, C., 1988. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma Isua supracrustal belt, West Greenland. *Precambrian Res.* 39, 247–302.

Fabre, S., Nédélec, A., Poitrasson, F., Strauss, H., Thomazo, C., Nogueira, A., 2011. Iron and sulphur isotopes from the Carajás mining province (Pará, Brazil): implications for the oxidation of the ocean and the atmosphere across the Archaean–Proterozoic transition. *Chem. Geol.* 289, 124–139.

Fedo, C.M., Whitehouse, M.J., Balz, S.K., 2006. Geological constraints on detecting the earliest life on Earth: a perspective from the Early Archaean (older than 3.7 Gyr) of southwest Greenland. *Phil. Trans. R. Soc. B* 361, 851–867.

Farquhar, J., Wu, N., Canfield, D.E., Oduro, H., 2010. Connections between sulfur cycle evolution, sulfur isotopes, sediments, and base metal sulfide deposits. *Economic Geology* 105, 509–533.

Franklin, J. M.; Gibson, H. L.; Jonasson, I. R.; Galley, A. G. Volcanogenic massive sulfide deposits: *Economic Geology*, v. 100th Anniversary, p. 523–560, 2005.

Frei R., Dahl P.S., Duke E.F., Frei K.M., Hansen T.R., Frandsson M.M., Jensen L.S. 2008. Trace element and isotopic characterization of Neoproterozoic and Paleoproterozoic iron formations in the Black Hills (South Dakota, USA): Assessment of chemical change during 2.9–1.9 Ga deposition bracketing the 2.4–2.2 Ga first rise of atmospheric oxygen. *Precambrian Research*, 162: 441–474.

Frei, R., & Polat, a. (2007). Source heterogeneity for the major components of ~3.7 Ga Banded Iron Formations (Isua Greenstone Belt, Western Greenland): Tracing the nature of interacting water masses in BIF formation. *Earth and Planetary Science Letters*, 253(1–2), 266–281. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.033>.

Frey F.A., Coffin M.F., Wallace P.J., Weis D., Zhao X., Wise S.W., Wähnert V., Teagle D.A.H., Saccocia P.J., Reusch D.N., Pringle M.S., Nicolaysen K.E., Neal C.R., Müller R.D., Moore C.L., Mahoney J.J., Keszthelyi L., Inokuchi H., Duncan R.A., Delius H., Damuth J.E., Damasceno D., Coxall H.K., Borre M.K., Boehm F., Barling J., Arndt N.T., Antretter M. 2000. Origin and evolution of a submarine large igneous province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, southern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 176: 73–89.

Fryer, B.J. 1983: Rare Earth Elements in Iron-Formation. In Trendall, A.F. & R.C. Morris (eds.): *Iron-Formation: Facts and Problems*. Amsterdam: Elsevier, 345-358.

Ganguly, S., Manikyamba, C., Saha, A., Lingadevaru, M., Santosh, M., Rambabu, S., Linga, D. (2016). Geochemical characteristics of gold bearing boninites and banded iron formations from Shimoga greenstone belt, India: Implications for gold genesis and hydrothermal processes in diverse tectonic settings. *Ore Geology Reviews*, 73, 59–82. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.013>.

Garzon, G. E. G. (2010). Petrographic characterization of two gold-rich banded iron formations (BIFs) in the Foxe Fold Belt. University of Arizona.

Gioia, S.M., Pimentel, M.M., 2000. The Sm-Nd isotopic method in the geochronology laboratory of the University of Brasília. *An. Acad. Bras. Ci.* 72(2), 219-245.

Goldfarb, R., Baker, T., Dube, B., Groves, D., Hart, C., and Gosselin, P., 2005, Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, p. 407-450.

Goldfarb, R., Groves, D.I., and Gardoll, S., 2001, Orogenic gold and geologic time: A global synthesis: *Ore Geology Reviews*, v. 18, p. 1–75.

Goldfarb, R.J., Santosh, M., 2014. The dilemma of the Jiaodong gold deposits: are they Unique? *Geosci. Front.* 5, 139–153.

Grassineau, N. V., Abell, P., Appel, P. W. U., Lowry, D., Nisbet, E. G., 2006. Early life signatures in sulfur and carbon isotopes from Isua, Barberton, Wabigoon (Steep Rock), and Belingwe Greenstone Belts (3.8 to 2.7 Ga). In: Kesler, S.E., Ohmoto, H. (Eds.), *Evolution of Early Earths Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere Constraints from Ore Deposits*. Geological Society of America 198, pp. 33-52.

Gregory, D.D., Large, R.R., Halpin, J.A., Lounejeva-Baturina, E., Lyons, T.W., Wu, S., Sack, P.J., Chappaz, A., Maslennikov, V.V., and Bull, S.W., 2015, Trace element content of background sedimentary pyrite in black shales: *Economic Geology*, v. 110, p. 1389–1410.

Groves, D.I., Goldfarb, R.J., Baker, T., Dubé, B., Hart, C.J.R., Robert, F., and Gosselin, P., 2005, World distribution, productivity, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes, in: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., and Richards, J.P., eds., *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume: 1905 - 2005*: Society of Economic Geologists, p. 407-450.

Groves, D.I., Santosh, M., 2015. Province-scale commonalities of some world-class gold deposits: implications for mineral exploration. *Geosci. Front.* 6, 389–399.

Gu, X. X., Liu, J. M., Schulz, O., Vavtar, F., & Zheng, M. H. (2003). Syngenetic origin for the sediment-hosted disseminated gold deposits in NW Sichuan, China: Ore fabric evidence. *Ore Geology Reviews*, 22(1–2), 91–116. [https://doi.org/10.1016/S0169-1368\(02\)00110-5](https://doi.org/10.1016/S0169-1368(02)00110-5).

Guy, B. M., Beukes, N. J., & Gutzmer, J. (2010). Paleoenvironmental Controls on the Texture and Chemical Composition of Pyrite From Non-Conglomeratic Sedimentary Rocks of the Mesoarchean Witwatersrand Supergroup, South Africa. *South African Journal of Geology*, 113(2), 195–228. <https://doi.org/10.2113/gssajg.113.2.195>.

Hagemann S.G., Angerer T., Duuring P., Rosière C.A., Figueiredo e Silva R.C., Lobato L., Hensler A.S., Walde D.H.G. 2016. BIF-hosted iron mineral system: A review. *Ore Geology Reviews*, 76:317-359.

Hannington MD, Herzig PM (2000) Submarine epithermal deposits and the VMS-epithermal transition: a new exploration target. In Gemmel JB, Pontgratz J (eds) *Volcanic environments and massive sulfide deposits, Program and Abstracts, CODES Special Publication 3:75–77*.

Herzig, P.M., Hannington, M.D. & Petersen, S., 2000. Polymetallic massive sulfide deposits at the modern seafloor and their resource potential, Workshop on Mineral Resources of the International Seabed Area Kingston, Jamaica, 26-30 Junho.

Hodgkinson, M. R. S., Webber, A. P., Roberts, S., Mills, R. A., Connelly, D. P., & Murton, B. J. (2015). Talc-dominated seafloor deposits reveal a new class of hydrothermal system. *Nature Communications*, 6, 10150. <https://doi.org/10.1038/ncomms10150>.

Hofmann, A., Pitcairn, I., & Wilson, A. (2017). Gold mobility during Palaeoarchean submarine alteration. *Earth and Planetary Science Letters*, 462, 47–54. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.01.008>.

Holland, H., 2002. Volcanic gases, black smokers, and the Great Oxidation Event. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 3811–3826.

Hollings P., Kerrich R. 2004. Geochemical systematic of theolites from the 2.86 Ga pickle crow assemblage, northwestern Ontario: arc basalts with positive and negative Nb-Hf anomalies. *Precambrian Research*, 134: 1–20.

Hollis, S. P., Mole, D. R., Gillespie, P., Barnes, S. J., Tessalina, S., Cas, R. A. F., ... Martin, L. A. J. (2017). 2.7 Ga plume associated VHMS mineralization in the Eastern Goldfields Superterrane, Yilgarn Craton: Insights from the low temperature and shallow water, Ag-Zn-(Au) Nimbus deposit. *Precambrian Research*, 291, 119–142. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.002>.

Hu, G., Rumble, D., Wang, P.-L., 2003. An ultraviolet laser microprobe for the in situ analysis of multisulfur isotopes and its use in measuring Archean sulfur isotope mass-independent anomalies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 3101–3117.

Huston, D. L., & Logan, G. A. (2004). Barite, BIFs and bugs: Evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1–2), 41–55. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00034-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00034-2).

Hodgkinson, M. R. S., Webber, A. P., Roberts, S., Mills, R. A., Connelly, D. P., Murton, B. J. 2015. Talc-dominated seafloor deposits reveal a new class of hydrothermal system. *Nature Communications*, 6, 10150. <https://doi.org/10.1038/ncomms10150>

Huston, D. L., & Logan, G. A. (2004). Barite, BIFs and bugs: Evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1–2), 41–55. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00034-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00034-2).

Jost, H., Dussin, I.A., Chemale Jr., F., Tassinari, C.C.G., Junges, S., 2008. U-Pb and Sm-Nd constraints for the Paleoproterozoic age of the metasedimentary sequences of the Goiás Archean greenstone belts. VI. South Amer. Symp. Isotope Geol., Bariloche, Argentina: Ext. Abstr., Vol., 1–4.

Kato, Y., Yamaguchi, K.E., and Ohmoto, H., 2006, Rare earth elements in Precambrian banded iron formations: Secular changes of Ce and Eu anomalies and evolution of atmospheric oxygen, in Kesler, S.E., and Ohmoto, H., eds., *Evolution of Early Earth's Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere—Constraints from Ore Deposits: Geological Society of America Memoir 198*, p. 269–289, doi: 10.1130/2006.1198(16).

- Keith, M., Haase, K. M., Klemd, R., Schwarz-Schampera, U., & Franke, H. (2017). Systematic variations in magmatic sulphide chemistry from mid-ocean ridges, back-arc basins and island arcs. *Chemical Geology*, 451, 67–77. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.028>.
- Klein, C., 2005. Some Precambrian banded iron-formations (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *Am. Mineral.* 90 (10), 1473–1499.
- Klein, C. and Beukes, N.J., 1989. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Econ. Geol.*, 84: 1733-1774.
- Klein, C., and Beukes, N.J., 1989, Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa: *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 84, p. 1733–1774.
- Klein, C., Beukes, N.J., 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic Late Proterozoic Rapitan Iron Formation in Canada. *Econ. Geol.* 88, 542–565.
- Koglin, N., Frimmel, H.E., Minter, W.E.L. and Brätz, H., 2010. Trace-element characteristics of different pyrite types in Mesoarchaeon to Palaeoproterozoic placer deposits. *Mineralium Deposita*, 45, 259–280.
- Kurzweil, F., Claire, M., Thomazo, C., Peters, M., Hannington, M., Strauss, H., 2013. Atmospheric sulfur rearrangement 2.7 billion years ago: evidence for oxygenic photosynthesis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 366, 17e26.
- Large, R. R., Gregory, D. D., Steadman, J. A., Tomkins, A. G., Lounejeva, E., Danyushevsky, L. V., Hickman, A. (2015). Gold in the oceans through time. *Earth and Planetary Science Letters*, 428(August), 139–150. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.026>.
- Large, R. R., Maslennikov, V. V., Robert, F., Danyushevsky, L. V., & Chang, Z. (2007). Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the Giant Sukhoi log deposit, Lena Gold Province, Russia. *Economic Geology*, 102(7), 1233–1267. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.7.1233>.
- Large, R.R., Bull, S.W., Maslennikov, V.V., 2011. A carbonaceous sedimentary source-rock model for Carlin-type and orogenic gold deposits. *Econ. Geol.* 106, 331–358.
- Large, R.R., Danyushevsky, L., Hollit, C., Maslennikov, V., Meffre, S., Gilbert, S., Bull, S., Scott, R., Emsbo, P., Thomas, H., Singh, B., Foster, J., 2009. Gold and trace element zonation in pyrite using a laser imaging technique: implications for the timing of gold in Orogenic and Carlin-style sediment-hosted deposits. *Econ. Geol.* 104, 635–66.
- Large, R.R., Maslennikov, V.V., Robert, F., Danyushevsky, L.V., Chang, Z., 2007. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the Giant Sukhoi Log deposit, Lena Gold Province, Russia. *Econ. Geol.* 102, 1233–1267.
- Lawley, C. J. M., Dubé, B., Mercier-Langevin, P., Kjarsgaard, B., Knight, R., & Vaillancourt, D. (2015). Defining and mapping hydrothermal footprints at the BIF-hosted Meliadine gold district, Nunavut, Canada. *Journal of Geochemical Exploration*, 155, 33–55. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2015.04.001>.
- Lazarin, F.A. 2011. Geologia, petrologia e estudos isotópicos dos depósitos de níquel-cobre sulfetados Santa Rita e Peri-Peri, Nordeste do Brasil. 69 F., XXVI., IL. Dissertação de Mestrado-IG/UNB.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Guo, Y., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, 35, 219–246.

Leite, C.M.M., Sabaté, P., Nicollet, C., Kienast, J.R., Barbosa, J.S.F., 2000. The phlogopite-spinel-sapphirine bearing Al-Mg granulites from Salvador-Curaçá Belt, Bahia, Brazil: An example of ultra-high temperature metamorphism with phlogopit stability. In: *Int. Geol. Congr. 31, Rio de Janeiro, Brazil, CD-ROM*.

Li, L., Wing, B. A., Bui, T. H., McDermott, J. M., Slater, G. F., Wei, S., ... Lollar, B. S. (2016). Sulfur mass-independent fractionation in subsurface fracture waters indicates a long-standing sulfur cycle in Precambrian rocks. *Nature Communications*, 13252. <https://doi.org/10.1038/ncomms13252>

Li, Z. G., Chu, F. Y., Dong, Y. H., Li, X. H., Liu, J. Q., Yang, K. H., & Tang, L. M. (2016). Origin of selective enrichment of Cu and Au in sulfide deposits formed at immature back-arc ridges: Examples from the Lau and Manus basins. *Ore Geology Reviews*, 74, 52–62. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.11.010>

Liu, L., & Yang, X. (2015). Temporal, environmental and tectonic significance of the Huoqiu BIF, southeastern North China Craton: Geochemical and geochronological constraints. *Precambrian Research*, 261, 217–233. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2015.02.017>.

Lobato, L. M., Santos, J. O. S., McNaughton, N. J., Fletcher, I. R., & Noce, C. M. (2007). U-Pb SHRIMP monazite ages of the giant Morro Velho and Cuiabá gold deposits, Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, 32(3–4), 674–680. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2006.11.007>

Lobato, L.M., Ribeiro-Rodrigues, L.C.R., Vieira, F.W.R., 2001. Brazil's premier gold province Part II: geology and genesis of gold deposits in the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero. *Mineralium Deposita* 36, 249–277.

Ludwig, K.R., 1993. PBDAT. A computer program for processing Pb-U-Th isotope data. USGS Open File Report 88-542

Ludwig, K.R., 2001. Users Manual for Isoplot/Ex version 2.47. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication 1a.

Luther III, G.W., Rickard, D.T., 2005. Metal sulfide cluster complexes and their bio-geochemical importance in the environment. *J. Nanopart. Res.*7, 389–407.

Manikyamba C., Ganguly S., Santosh M., Saha A., Chatterjee A., Khelen A. 2015. Neoproterozoic arc–juvenile back-arc magmatism in eastern Dharwar Craton, India: Geochemical fingerprints from the basalts of Kadiri greenstone belt. *Precambrian Research*, 258:1-23

Manikyamba, C., Kerrich, R., Khanna, T.C., Satyanarayanan, M., Krishna, A.K., 2009. Enriched and depleted arc basalts, with Mg-andesites and adakites: A potential paired arc-back-arc of the 2.6 Ga Hutti greenstone terrane, India. *Geochimica Cosmochimica Acta* 73, 1711-1736.

Manikyamba, C., Saha, A., Ganguly, S., Santosh, M., Lingadevaru, M., Rajanikanta Singh, M., Subba Rao, D.V., 2014c. Sediment-infill volcanic breccia from the Neoproterozoic himoga greenstone terrane, western Dharwar craton: implications on pyroclastic volcanism and sedimentation in an active continental margin. *J. Asian Earth Sci.* 96, 269–27.

Marching, V., Gundlach, H., Moller, P., Schley, F., 1982. Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. *Mar. Geol.* 50, 241–256.

- Marinho M.M. 1991. Le sequence Volcano-Sedimentaire de Contendas Mirante et la Bordure Occidentale du Bloc de Jequié (craton du São Francisco, Brésil): um exemple de transition Archeen-Proterozoic. These de doctorat, Université de Clermont-Ferrand, 257 p.
- Marinho, M.M., Rios, D.C., Conceição, H., Rosa, M.L.S., 2008. Magmatismo alcalino neoarqueano no Craton do São Francisco, Bahia: pluton P e de Serra. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Anais, p. 57.
- Martin H., Peucat J.J., Sabaté P., Cunha J.C. 1997. Crustal evolution in the early Archean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research*, 82: 35-62
- Martin, H., Peucat, J.J., Sabaté, P., Cunha, J.C., 1991. Um segment de croûte continentale d'Age archéen ancien (3.5 milliards d'années): l'ê massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil). *Les Comptes Rendus l'Académie Sci. Paris* 313, 531e538.
- Martins A. A. M., Santos R. A. 1993. Folha de Ibicaí. SD.24.Y.B.V, Estado da Bahia, escala 1:100.000. DNPM/CPRM, Brasília, inédito.
- Martins, S., Lobato, L., Ferreira, J., and Jardim, E., 2007, Nature and Origin of the BIF-hosted Sao Bento gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, with special emphasis on structural controls: *Ore Geology Reviews*, v. 32, p. 571-595.
- Mascarenhas J.F., Silva E.F.A. 1994. Greenstone belt de Mundo Novo: Caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no cráton do São Francisco. *Série Arquivos Abertos, CBPM, Salvador*, n.5, 32p.
- Mason, P.R.D., Košler, J., de Hoog, J.C.M., Sylvester, P.J., Meffan-Main, S., 2006. In situ determination of sulfur isotopes in sulfur-rich materials by laser ablation multiple collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Journal of Analytical Atomic Spectrometry* 21, 177–186.
- McLennan, S.B., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks. Influence of provenance and sedimentary processes. In: B.R. Lipin and G.A. McKay (Editors), *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, Washington, pp. 169-200.
- Mello EF, Xavier RP, McNaughton NJ, Fletcher I, Hagemann S, Lacerda CMM and Oliveira EP. 2000. Age constraints of felsic intrusions, metamorphism, deformation and gold mineralization in the paleoproterozoic Rio Itapicuru greenstone belt, NE Bahia State, Brazil. In: *International Geological Congress, 31., Abstract Volume, Special Symposium 18.4 – Stable and radiogenic isotopes in metallogenesis*. CD-ROM.
- Mercier-Langevin, P., Hannington, M. D., Dubé, B., & Bécu, V. (2011). The gold content of volcanogenic massive sulfide deposits. *Mineralium Deposita*, 46(5), 509–539. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0300-0>.
- Mercier-Langevin, P., Hannington, M. D., Dubé, B., & Bécu, V. (2011). The gold content of volcanogenic massive sulfide deposits. *Mineralium Deposita*, 46(5), 509–539. <https://doi.org/10.1007/s00126-010-0300-0>.
- Mishra. S., M.P. Deomurari, M. Wiedenbeck, J.N. Goswami, S. Ray, A.K. Saha, 207Pb/206Pb zircon ages and the evolution of the Singhbhum Craton, eastern India—an iron microprobe study, *Precamb. Res.* 93 (1999) 139-151.
- Moraes Filho J.C.R, Lima E.S. 2007. Região de Itapetinga, sul da Bahia (borda SE do Cráton do São Francisco): geologia e recursos minerais. *CBPM, Série Arquivos Abertos*, 27:77.
- Morimoto, R., 1990. Nomenclatura de piroxênios. Tradução do original em inglês "Nomenclature of pyroxenes" realizada com permissão da IMA por Gardá, M.G. e Atencio, D. *Revista Brasileira de Geociências* 20 (1-4), 318-328.

Nutman A.P. & Cordani U.G. 1993. Shrimp U–Pb zircon geochronology of Archean granitoids from the Contendas–Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, 163: 179–18.

Ohmoto, H., Watanabe, Y., Yamaguchi, K.E., Naraoka, H., Haruna, M., Kakegawa, T., Hayashi, K., Kato, Y., 2006. Chemical and biological evolution of early Earth: constraints from banded iron formations. In: Kesler, S.E., Ohmoto, H. (Eds.), *Evolution of early Earth's atmosphere, hydrosphere and biosphere – constraints from ore deposits: Geological Society of America Memoir.*, 198, pp. 291–331.

Ohmoto, H., Watanabe, Y., Ikemi, H., Poulson, S.R., Taylor, B.E., 2006. Sulphur isotope evidence for an oxic Archaean atmosphere. *Nature* 442, 908e911.

Oliveira EP, Lafon JM and Souza ZS. 1999. Archean- Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São

Francisco Craton, Brazil: U-Pb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 7., Lençóis, Bahia, Anais, SBG, v.1: 38–40.

Ono, S., Wing, B., Johnston, D., Farquhar, J., Rumble, D., 2006. Mass-dependent fractionation of quadruple stable sulfur isotope system as a new tracer of sulfur biogeochemical cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 2238–2252.

Pall, N., & Mishra, B. (2002). Epigenetic Nature of the BIF-hosted Gold Mineralization at Ajjanahalli , Southern India : Evidence from Ore Petrography and Fluid Inclusion Studies : Reply \*, (2001), 632–635.

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

Pearce J.A., Peate D.W. 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, 23:251–285.

Pelleter, E., Fouquet, Y., Etoubleau, J., Cheron, S., Labanieh, S., Josso, P., Langlade, J. (2016). Ni-Cu-Co-rich hydrothermal manganese mineralization in the Wallis and Futuna back-arc environment (SW Pacific). *Ore Geology Reviews*. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.09.014>.

Pereira Cruz, S. C., Figueiredo Barbosa, J. S., Pinto, M. S., Peucat, J. J., Paquette, J. L., Santos de Souza, J., Carneiro, M. A. (2016). The Siderian-Orosirian magmatism in the Gavião Paleoplate, Brazil: U-Pb geochronology, geochemistry and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 69, 43–79. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2016.02.007>.

Peter, J.M. 2003. Ancient iron formation: their genesis and use in the exploration for stratiform base metal sulphide deposits, with examples from the Bathurst Mining Camp, p. 145–181. In: D.R. Lentz (Ed) *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*.

Peucat, J.J., Barbosa, J.S.F., Paquette, J.L., Martin, H., Fanning, C.M., Leal, A.B.M., 2011. Geochronology of granulites from the south Itabuna-Salvador-Curaçá Block, São Francisco Craton (Brazil): Nd isotopes and U-Pb zircon ages. *J. South Am. Earth Sci.* 31, 397–413.

Peucat, J.J., Mascarenhas, J.F., Barbosa, J.S.F., de Souza, S.L., Marinho, M.M., Fanning, C.M., Leite, C.M.M., 2002. 3.3 Ga SHRIMP U-Pb zircon age of a felsic metavolcanic rock from the Mundo Novo greenstone belt in the São Francisco craton, Bahia (NE Brazil). *S. Am. J. Earth Sci.* 15, 363e373.

Pinto M.A.S., Peucat J.J., Martin H., Sabaté P. 1998. Recycling of the Archaean continental crust: the case study of the Gavião Block, Bahia, Brazil. *Journal of South American Earth Science*, 5:487–498.

Pitcairn, I.K., Teagle, D.A.H., Craw, D., Olivo, G.R., Kerrich, R., Brewer, T.S., 2006. Sources of metals and fluids in orogenic gold deposits: insights from the Otago and Alpine schists, New Zealand. *Econ. Geol.* 101, 1525–1546.

Planavsky, N., Bekker, A., Rouxel, O.J., Kamber, B., Hofmann, A., Knudsen, A., Lyons, T.W., 2010. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 6387–6405.

Polat A. 2013. Geochemical variations in Archean volcanic rocks, southwestern Greenland: Traces of diverse tectonic settings in the early Earth. *Geology*, 41(3):379-380.

Polat A., Hofmann A.W. 2003. Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland. *Precambrian Research*, 126:197–218.

Polat, A., Hofmann, A.W., Rosing, M.T., 2002. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chem. Geol.* 184, 231–254.

Prasad, K.S.S., Sankar, D.B., Reddy, Y.V., 2012. Geochemistry and origin of banded iron formation from the Granulite terrain of North-Arcot District, Tamil Nadu, South India. *Chem. Sci. Trans.* 1 (3), 482–493.

Pufahl, P. K., & Hiatt, E. E. (2012). Oxygenation of the Earth's atmosphere and ocean system: A review of physical and chemical sedimentologic responses. *Marine and Petroleum Geology*, 32(1), 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.12.002>.

Raju, P. V. S. (2009). Petrography and geochemical behaviour of trace element, REE and precious metal signatures of sulphidic banded iron formations from the Chikkasiddavanahalli area, Chitradurga schist belt, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(5), 663–673. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2008.10.005>.

Rios, D. C. *et al.* Geologic evolution of the Serrinha nucleus granite-greenstone terrane (NE Bahia, Brazil) constrained by U-Pb single zircon geochronology. *Precambrian Research*, Amsterdam, v. 170, n.3-4, p.175-201, 2009a.

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

Rudnick R.L., Barth M., Horn I., McDonough W.F. 2000. Rutile bearing refractory eclogites: missing link between continents and depleted mantle. *Science*, 287: 278–281.

Rumble, D., 2005. Mineralogical and geochemical record of atmospheric photochemistry. *American Mineralogist* 90, 918–930.

Sacani E. 2015. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers*, 6: 481-501.

Sampaio, E. E. S., Barbosa, J. S. F., & Correa-Gomes, L. C. (2017). New insight on the paleoproterozoic evolution of the São Francisco Craton: Reinterpretation of the geology, the suture zones and the thicknesses of the crustal blocks using geophysical and geological data. *Journal of South American Earth Sciences*, 76, 290–305. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.03.006>

Santos, J.. Geologia da Sequencia Metasedimentar Ibicuí-iguai na Serra do Lontra com Ênfase no Controle Estrutural dos Domínios com Enriquecimento em Ferro. Dissertação de Mestrado(2016)-IGEO-UFBA.

Santos Pinto, M., Peucat, J.J., Martin, H., Sabat e, P., 1998. Recycling of the Archaean continental crust: the case study of the Gavião Block, Bahia, Brazil. *J. S. Am. Earth Sci.* 11, 487-498.

Saunders, J. A., Hofstra, A. H., Goldfarb, R. J., & Reed, M. H. (2013). *Geochemistry of Hydrothermal Gold Deposits*. Treatise on Geochemistry: Second Edition (2nd ed., Vol. 13). Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01117-7>.

Shervais, J.W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planetary Science Letters*, 59:101–118.

Steadman, J. A., & Large, R. R. (2016). Synsedimentary, diagenetic, and metamorphic pyrite, pyrrhotite, and marcasite at the Homestake BIF-hosted gold deposit, South Dakota, USA: Insights on Au-As ore genesis from textural and LA-ICP-MS trace element studies. *Economic Geology*, 111(7), 1731–1752. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.7.1731>

Siedenberg, K., Strauss, H., & Hoffmann, E. J. (2016). Multiple sulfur isotope signature of early Archean oceanic crust, Isua (SW-Greenland). *Precambrian Research*, 283, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2016.07.002>.

Silva, M.G. da., 1992. Evidências Isotópicas e Geocronológicas de um Fenômeno de Acrescimento Crustal Transamazônico no Cráton do São Francisco, Estado da Bahia. In: Congr. Bras. Geol. 37, São Paulo, Brazil. Soc. Bras. Geol. 2, pp. 181–182.

Slack, J., Grenne, T., Bekker, A., Rouxel, O., and Lindberg, P., 2007, Suboxic deep seawater in the Late Paleoproterozoic: Evidence from hematitic chert and iron formation related to seafloor-hydrothermal sulfide deposits, central Arizona, USA: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 255, p. 243-256.

Souza, J. D. de, Kosin, M., Fernandes R. C., Santos, R. A., Teixeira, L. R., Sampaio, A. R., Guimaraes, J. T., Vieira B. R., Borges, V. P., Martins, A.A. M., Arcanjo, J. B., Loureiro, H. S. C., Angelim, L. A. A. 2003. Mapa Geológico do Estado da Bahia-Escala 1:1.000.000, Salvador: CPRM. Versão 1.1. Programas Cartas Geológica do Brasil ao milionésimo e Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB). Convênio de Cooperação e Apoio Técnico-Científico CBPM-CPRM.

Souza, J.S. DE. Geologia, modelagem termodinâmica do metamorfismo, geoquímica isotópica e geocronologia de litotipos de Salvador-Bahia, Brasil. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Tese de Doutorado, 2013.

Spry, P.G., Peter, J.M., and Slack, J.F., 2000, Meta-exhalites as exploration guides to ore, in Spry, P.G., Marshall, B., and Vokes, E.M., eds., *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits: Reviews in Economic Geology*, v. 11, p. 163–201.

Steadman, J. A., & Large, R. R. (2016). Synsedimentary, diagenetic, and metamorphic pyrite, pyrrhotite, and marcasite at the Homestake BIF-hosted gold deposit, South Dakota, USA: Insights on Au-As ore genesis from textural and LA-ICP-MS trace element studies. *Economic Geology*, 111(7), 1731–1752. <https://doi.org/10.2113/econgeo.111.7.1731>.

Steadman, J. A., Large, R. R., Davidson, G. J., Bull, S. W., Thompson, J., Ireland, T. R., & Holden, P. (2014). Paragenesis and composition of ore minerals in the Randalls BIF-hosted gold deposits, Yilgarn Craton, Western Australia: Implications for the timing of deposit formation and constraints on gold sources. *Precambrian Research*, 243, 110–132. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.01.002>.

Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and process. In: A. D. Saunders, M. J. Norry (Eds.). *Magmatism in the oceanic basins* (313-345). London: Geological Society of London.

Tang, H.S., Chen, Y.J., Santosh, M., Zhong, H., Wu, G., Lai, Y., 2013a. C–O isotope geochemistry of the Dashiqiao magnesite belt, North China Craton: implications for the Great Oxidation Event and ore genesis. *Geol. J.* 48, 467–483.

Tauson, V.L., Babkin, D.N., Pastushkova, T.M., Akimov, V.V., Krasnoshchekova, T.S., Lipko, S.V., *et al.*, 2012. Dualistic distribution coefficients of elements in the system mineral–hydrothermal solution. II. Gold in magnetite. *Geochem. Int.* 50, 227–24.

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

Trendall, A.F., de Laeter, J.R., Nelson, D.R., Bhaskar Rao, Y.J., 1997a. Further zircon U–Pb age data for the Daginkatte formation, Dharwar supergroup, Karnataka craton. *J. Geol. Soc. India* 50, 25–30.

Teixeira, L. R., 2006. *Folha Itapetinga: notas sobre a geoquímica de algumas unidades litológicas*, 1:250.000. Salvador: CPRM, CBPM.

Thomassot, E., O'Neil, J., Francis, D., Cartigny, P., & Wing, B. A. (2015). Atmospheric record in the Hadean Eon from multiple sulfur isotope measurements in Nuvvuagittuq Greenstone Belt (Nunavik, Quebec). *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112(3), 707–712. <https://doi.org/10.1073/pnas.1419681112>.

Tomkins, A.G., 2013. A biogeochemical influence on the secular distribution of oro-genic gold. *Econ. Geol.* 108, 193–197.

Transactions, C. S., Sankar, D. B., & Reddy, Y. V. (2012). Geochemistry and Origin of Banded Iron-Formation from the Granulitic Terrain of North Arcot District, Tamil Nadu, South India. *Chemical Science Transactions*, 1(3), 482–493. <https://doi.org/10.7598/cst2012.215>.

Turner, S., Rushmer, T., Reagan, M., Moyen, J.-F., 2014. Heading down early on? Starton subduction on Earth. *Geology* 42, 139–142.

Viehmann, S., Bau, M., Bühn, B., Dantas, E.L., Walde, D.H.G., 2016. Geochemical characterisation of Neoproterozoic marine habitats: Evidence from trace elements and Nd isotopes in the Urucum iron and manganese formations, Brazil. *Precambrian Res.* Manuscript.

Viehmann, S., Bau, M., Smith, A. J. B., Beukes, N. J., Dantas, E. L., & Bühn, B. (2015). The reliability of ~2.9 Ga old Witwatersrand banded iron formations (South Africa) as archives for Mesoarchean seawater: Evidence from REE and Nd isotope systematics. *Journal of African Earth Sciences*, 111, 322–334. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.08.013>.

Vlassopoulos, D., Wood, S.A., 1990. Gold speciation in natural waters: I. Solubility and hydrolysis reactions of gold in aqueous solution. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 3–12.

Walkel; K.R., Joplin. GA, Lovering, I.F & Green, R. (1960): Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and iron-magnesian sediments of the Precambrian of NW-Queensland. - *J. Geol. Soc. Australia* 6: 149-178.

Wani H., Mondal M.E.A. 2016. Geochemical evidence for the Paleoproterozoic arc – Back arc basin association and its importance in understanding the evolution of the Central Indian Tectonic Zone. *Tectonophysics*, 690: 318-335.

Whitehouse, M.J., Fedo, C.M., 2003. Deformation features and critical field relationships of Early Archaean rocks, Akilia, southwest Greenland. *Precambrian Res.* 126, 259–271.

Yellappa, T., Chetty, T. R. K., & Santosh, M. (2016). Precambrian iron formations from the Cauvery Suture Zone, Southern India: Implications for sub-marine hydrothermal origin in Neoproterozoic convergent margin settings. *Ore Geology Reviews*, 72, 1177–1196. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.05.002>.

Zerle, A. L., Claire, M. W., Domagal-Goldman, S. D., Farquhar, J., & Poulton, S. W. (2012). A bistable organic-rich atmosphere on the Neoproterozoic Earth. *Nature Geoscience*, 5(5), 359–363. <https://doi.org/10.1038/ngeo1425>.

Zhai, M.G., Santosh, M., 2013. Metallogeny of the North China Craton: link with secular changes in the evolving Earth. *Gondwana Res.* 24, 275–297.

Zhong, R., & Li, W. (2016). The multistage genesis of the giant Dongshengmiao Zn-Pb-Cu deposit in western Inner Mongolia, China: Syngenetic stratabound mineralization and metamorphic remobilization. *Geoscience Frontiers*, 7(3), 529–542. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2015.09.006>.

Zhu, M., Dai, Y., Zhang, L., Wang, C., Liu, L., 2015. Geochronology and geochemistry of the Nanfen iron deposit in the Anshan–Benxi area, North China Craton: implications for ~2.55 Ga crustal growth and the genesis of high-grade iron ores. *Precambrian Res.* 260, 23–38.

Zincone, T., Oliveira, E.P., 2014. A Sequencia supracrustal Contendas-Mirante, norte do Craton São Francisco: evidencias de uma Bacia Foreland Paleoproterozoica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 46, Anais, p. 1342.

Zoheir, B. A., & Akawy, A. (2010). Journal of African Earth Sciences Genesis of the Abu Marawat gold deposit, central Eastern Desert of Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 57(4), 306–320. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.10.002>.

## Tabelas

Tabela 1 – Composição isotópica dos materiais de referência utilizados. 1) Ding et al., 2001; (2) Hu, et al., 2003; (3) Mason et al., 2006; (4) Bühn et al. 2012

	IAEA-S1 (1)	IAEA-S3 (1)	NBS123 (2)	NBS127 (3)	BSB-py (4)	BSB-cpy (4)	V-CDT 91)
32S/34S	226.504	233.933	222.629	221.926	226.218	227.118	226.436
32S/33S	126.942	129.072	–	125.679	–	–	126.948

Tabela 2 – Resultados das análises químicas de grãos de magnetitas das amostras do furo FR-NE-003

SAMPLE	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Cr2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	V2O3	F	NiO	Cl	BaO	Total
M.1	0.10	0.00	0.34	89.83	0.00	0.09	0.02	0.01	0.07	0.00	0.00	0.20	0.00	0.01	0.00	90.55
M.2	0.21	0.07	0.37	88.43	0.06	0.00	0.00	0.02	0.06	0.01	0.00	0.21	0.04	0.01	0.03	89.43
M.3	0.10	0.00	0.35	86.80	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.01	0.00	0.06	87.50
NE-10 M.4	0.11	0.13	0.41	88.19	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.29	0.06	0.00	0.13	89.29
M.5	0.08	0.13	0.20	92.25	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.37	0.00	0.00	0.00	92.89
M.6	0.14	0.22	6.21	89.35	0.00	0.03	0.07	0.00	0.00	0.01	0.01	0.25	0.00	0.01	0.00	96.20
M.7	0.05	0.12	0.23	91.44	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00	0.18	0.03	0.00	0.10	92.24
M.8	0.10	0.18	0.37	89.88	0.05	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.33	0.07	0.02	0.00	90.89
M.9	0.14	0.08	0.35	87.48	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	0.02	0.26	0.00	0.00	0.00	88.31
M.10	0.14	0.02	0.41	86.54	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.20	0.00	0.00	0.02	87.28
NE-04 M.11	0.07	0.14	0.33	87.18	0.03	0.00	0.00	0.03	0.04	0.01	0.02	0.22	0.00	0.00	0.01	87.98
M.12	0.06	0.09	0.35	87.99	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.19	0.00	0.03	0.00	88.65
M.13	0.10	0.16	0.31	89.83	0.00	0.03	0.04	0.00	0.02	0.03	0.00	0.31	0.00	0.00	0.00	90.70
M.14	0.12	0.20	0.28	90.07	0.01	0.05	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.15	0.01	0.00	0.18	91.04
M.15	0.09	0.07	0.40	90.32	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.06	0.24	0.01	0.00	0.09	91.27
M.16	0.13	0.00	0.36	90.52	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.23	0.03	0.00	0.00	91.29
M.17	0.09	0.00	0.26	90.31	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.05	0.22	0.02	0.01	0.00	90.93
M.18	0.08	0.09	0.37	90.15	0.03	0.09	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	91.02
NE-09 M.19	0.11	0.01	0.40	90.68	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.33	0.00	0.00	0.00	91.47
M.20	0.10	0.09	0.26	92.71	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.25	0.01	0.00	0.07	93.49
M.21	0.07	0.04	0.14	93.63	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.03	0.00	0.25	0.05	0.01	0.00	94.18
M.22	0.10	0.08	0.38	94.68	0.00	0.01	0.00	0.05	0.05	0.03	0.06	0.28	0.03	0.00	0.03	95.66
M.23	0.12	0.06	0.40	93.43	0.08	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.08	0.26	0.06	0.02	0.00	94.39
M.24	0.08	0.20	0.27	92.79	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.32	0.04	0.00	0.02	93.67
NE-13 M.25	0.07	0.05	0.32	92.91	0.09	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.10	0.13	0.00	0.00	0.07	93.70
M.26	0.01	0.00	0.21	91.92	0.04	0.05	0.02	0.04	0.01	0.01	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	92.43

Tabela 3 - Resultados das análises químicas do anfیبólio das amostras do furo FR-NE-003.

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Cr2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	V2O3	F	NiO	Cl	Total
A.1	50.0	0.0	0.2	34.6	0.0	0.2	12.3	0.7	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	98.0
A.2	49.5	0.1	0.1	34.8	0.0	0.2	12.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	97.3
A.3	49.8	0.1	0.1	35.8	0.0	0.0	12.2	0.6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	98.8
A.4	50.6	0.1	0.1	35.7	0.0	0.2	12.7	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.0
NE-04 A.5	49.9	0.1	0.1	35.4	0.0	0.2	12.2	0.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	98.7
A.6	50.5	0.0	0.2	34.9	0.1	0.2	12.2	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	98.9
A.7	50.3	0.0	0.2	36.0	0.0	0.2	12.6	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	99.8
A.8	50.1	0.0	0.2	36.0	0.0	0.2	12.5	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	99.7
A.9	48.8	0.0	0.3	37.2	0.1	0.2	11.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	98.7
A.10	48.3	0.2	0.4	36.3	0.0	0.3	11.4	0.6	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	97.6
A.11	48.5	0.1	0.4	35.3	0.0	0.2	11.3	0.6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	96.6
A.12	44.8	0.1	8.0	21.7	0.0	0.1	8.7	11.1	0.7	0.6	0.0	0.0	0.0	0.1	95.6
A.13	45.4	0.1	7.6	21.2	0.0	0.0	8.7	11.3	0.7	0.5	0.0	0.0	0.1	0.1	95.5
NE-09 A.14	45.4	0.0	8.4	21.0	0.0	0.1	8.7	11.2	0.4	0.5	0.0	0.1	0.0	0.1	95.7
A.15	45.4	0.0	8.3	21.6	0.0	0.0	8.5	11.1	0.7	0.5	0.0	0.0	0.0	0.1	96.2
A.16	51.3	0.0	0.7	15.5	0.0	0.0	9.4	21.9	0.2	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	99.0
A.17	51.3	0.2	0.6	15.6	0.0	0.1	9.6	21.5	0.2	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	99.2
A.18	47.1	0.1	0.5	35.9	0.0	0.4	10.8	0.6	0.1	0.2	0.1	0.1	0.0	0.1	95.8
A.19	49.4	0.0	0.6	36.6	0.0	0.2	10.7	0.4	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	98.2
A.20	48.2	0.1	0.5	36.0	0.0	0.1	10.7	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	96.0
A.21	49.4	0.0	0.6	36.5	0.0	0.1	10.7	0.6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	98.1
A.22	49.1	0.0	0.4	36.7	0.0	0.3	11.1	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	98.1
A.23	49.0	0.0	0.5	36.7	0.0	0.2	10.8	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	97.7
NE-10 A.24	42.4	0.1	11.8	21.0	0.1	0.0	6.5	11.0	0.8	0.6	0.1	0.0	0.0	0.1	94.4
A.25	42.4	0.0	10.8	21.5	0.0	0.1	6.9	10.2	0.9	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	93.2
A.26	43.3	0.2	10.1	21.6	0.0	0.0	7.3	11.4	1.1	0.7	0.0	0.0	0.0	0.1	95.6
A.27	43.2	0.3	10.1	20.8	0.0	0.0	7.4	11.2	1.0	0.6	0.0	0.0	0.1	0.0	94.9
A.28	43.3	0.0	9.8	21.9	0.0	0.1	7.3	11.1	1.0	0.5	0.0	0.0	0.0	0.1	95.1
A.29	48.3	0.0	0.5	37.2	0.0	0.1	10.7	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	97.3
A.30	48.8	0.0	0.6	36.3	0.0	0.2	10.8	0.4	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	97.1
A.31	46.5	0.1	5.3	31.7	0.0	0.2	9.4	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	93.5
NE-13 A.32	32.7	0.8	14.1	27.9	0.0	0.2	7.3	0.0	0.1	8.1	0.0	0.3	0.1	0.6	92.1
A.33	32.4	0.7	14.6	27.5	0.0	0.2	7.4	0.0	0.1	8.2	0.1	0.3	0.1	0.6	91.8

Tabela - 4 - Resultados das análises químicas dos piroxênios das amostras do furo FR-NE-003

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	Cr2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	V2O3	F	NiO	Cl	Total
P.1	49.0	0.1	0.3	38.4	0.0	0.3	11.4	0.6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	100.2
P.2	49.3	0.0	0.4	38.0	0.0	0.2	11.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	100.0
P.3	49.3	0.0	0.3	37.5	0.1	0.2	11.5	0.3	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	99.3
P.4	49.6	0.0	0.4	37.5	0.0	0.2	11.5	0.5	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	99.8
P.5	48.5	0.1	0.3	36.4	0.1	0.2	11.3	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	97.6
P.6	49.1	0.1	0.3	35.2	0.1	0.2	11.6	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	97.1
P.7	49.4	0.0	0.4	35.8	0.0	0.3	11.6	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	98.0
P.8	48.4	0.0	0.3	36.0	0.0	0.3	11.3	0.6	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	97.0
P.9	48.5	0.0	0.3	36.2	0.0	0.3	11.1	0.5	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	97.1
P.21	50.7	0.1	0.3	31.2	0.0	0.3	11.3	4.4	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	98.5
P.10	49.9	0.0	0.1	33.6	0.1	0.0	11.7	0.5	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	96.0
P.11	49.9	0.1	0.2	33.9	0.2	0.1	11.8	0.7	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	96.8
P.12	50.4	0.0	0.2	33.6	0.0	0.1	11.9	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	96.8
P.13	49.6	0.0	0.1	33.9	0.0	0.3	11.5	0.6	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	96.1
P.14	50.6	0.0	0.2	34.9	0.0	0.3	11.6	0.6	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	98.4
P.15	49.2	0.0	0.2	33.8	0.0	0.1	11.8	0.5	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	95.5
P.16	50.7	0.0	0.1	34.6	0.0	0.1	11.6	0.6	0.1	0.0	0.1	0.0	0.0	0.0	97.9
P.17	50.0	0.0	0.2	34.0	0.0	0.1	11.6	0.4	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	96.4
P.18	49.7	0.1	0.1	33.4	0.0	0.2	11.6	0.5	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.0	95.7
P.19	50.6	0.0	0.1	34.0	0.0	0.1	11.6	0.6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	97.0

Tabela - 4 - Resultado das análises químicas (ppm) dos sulfetos analisados em furo FR-NE-003 e a razão dos elementos traços Co/Ni, Cu/Ni e Zn/Ni.

Sample	Zn	Se	Pb	Co	Cu	Ni	Mo	Au	Co/Ni	Cu/Ni	Zn/Ni
S.1	0.0	370.0	340.0	450.0	0.0	220.0	330.0	0.0	2.0	0.0	0.0
S.2	510.0	280.0	2370.0	690.0	0.0	430.0	640.0	50.0	1.6	0.0	1.2
S.9	0.0	320.0	1200.0	290.0	20.0	740.0	500.0	80.0	0.4	0.0	0.0
S.3	100.0	230.0	1780.0	880.0	410.0	490.0	760.0	0.0	1.8	0.8	0.2
S.4	280.0	0.0	1680.0	530.0	4670.0	10.0	790.0	50.0	53.0	467.0	28.0
S.5	20.0	160.0	400.0	760.0	4540.0	640.0	810.0	0.0	1.2	7.1	0.0
S.6	0.0	590.0	1010.0	650.0	4850.0	310.0	1010.0	500.0	2.1	15.6	0.0
S.7	0.0	290.0	1430.0	170.0	3890.0	200.0	800.0	0.0	0.9	19.5	0.0
S.8	0.0	0.0	770.0	230.0	32291.0	110.0	320.0	150.0	2.1	293.6	0.0

Tabela - 5 - Análises químicas dos elementos maiores (%) das amostras no Furo NE-FR-003

Type	Sample	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Total	LOI	
Pure	BIF	NE06	48.38	0.49	48.13	2.30	1.50	0.02	0.01	0.02	0.24	0.03	0.00	99.80	-1.30
Pure	BIF	NE09	50.48	0.43	46.50	2.00	1.34	0.02	0.01	0.02	0.24	0.04	0.00	99.86	-1.20
Pure	BIF	NE11	49.81	0.34	43.47	2.09	4.30	0.03	0.01	0.02	0.48	0.03	0.00	99.91	-0.70
Impure	BIF	NE01	59.27	0.40	38.24	0.74	0.36	0.01	0.01	0.02	0.16	0.03	0.00	99.87	0.60
Impure	BIF	NE02	50.46	1.09	44.55	2.51	0.47	0.03	0.01	0.10	0.19	0.06	0.00	99.86	0.40
Impure	BIF	NE03	60.61	0.40	36.64	1.06	0.10	0.01	0.01	0.07	0.11	0.06	0.00	99.87	0.80
Impure	BIF	NE04	51.63	0.66	44.39	2.84	0.65	0.02	0.01	0.04	0.24	0.05	0.00	99.87	-0.70
Impure	BIF	NE05	51.92	0.91	42.47	3.27	1.35	0.06	0.09	0.06	0.19	0.05	0.00	99.83	-0.60
Impure	BIF	NE07	51.82	0.76	43.78	3.09	1.24	0.04	0.01	0.04	0.24	0.06	0.00	99.84	-1.30
Impure	BIF	NE08	48.62	0.70	46.75	3.16	1.41	0.03	0.04	0.05	0.11	0.04	0.00	99.82	-1.10
Impure	BIF	NE10	44.90	1.06	50.75	2.01	1.51	0.08	0.02	0.03	0.34	0.04	0.00	99.84	-0.90
Impure	BIF	NE12	69.29	0.91	27.61	1.75	0.48	0.15	0.01	0.03	0.16	0.04	0.00	99.88	-0.60
Impure	BIF	NE13	16.33	6.27	67.60	3.37	0.92	0.03	3.33	0.32	0.61	0.12	0.01	99.21	0.30
High Sulfidat ion Zone	SM	NE14	24.47	6.47	51.17	3.56	6.41	0.75	1.01	0.38	0.33	0.20	0.01	99.53	4.70
High Sulfidat ion Zone	SM	NE15	55.47	2.08	33.45	4.66	2.14	0.22	0.14	0.04	0.16	0.45	0.00	99.76	0.90
High Sulfidat ion Zone	SM	NE16	57.65	0.60	31.43	1.96	3.18	0.09	0.04	0.02	0.32	0.14	0.00	99.45	4.00
High Sulfidat ion Zone	SM	NE17	47.56	12.99	23.98	3.38	1.53	2.30	3.52	0.94	0.02	0.05	0.04	99.63	3.30
Mafic Rock	AMP	NE18	52.60	17.05	9.43	6.62	8.25	2.88	1.32	0.97	0.06	0.12	0.03	99.71	0.40

Tabela - 6 - Teores dos elementos de terras-raras (ppm) e anomalias de Eu/EuSN, Ce/CeCN, Pr/PrSN, La/LaSN, Gd/GdSN, YbSN, Y/Ho, Zr/Nd, SmYb/CN, Eu/SmCN, Nb/Y e Σ ETR total para 18 amostras coletadas ao longo do furo FR-NE-003. CN = normalizado ao condrito (Taylor e McLennan, 1985); NS = normalizado ao PASS (Taylor e McLennan, 1985).

	Type	Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Y	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Pure	BIF	NE06	5.70	10.40	1.24	5.20	0.95	0.66	1.46	0.19	1.13	8.80	0.24	0.84	0.10	0.74	0.11
	BIF	NE09	4.30	8.70	1.00	3.90	1.09	0.88	1.46	0.21	1.30	7.80	0.29	0.66	0.13	0.71	0.12
	BIF	NE11	6.10	9.40	1.05	4.20	0.95	0.98	1.35	0.21	1.16	9.40	0.27	0.80	0.13	0.79	0.12
Impure	BIF	NE01	6.10	9.50	1.70	7.50	1.68	1.75	2.07	0.32	1.74	10.40	0.40	1.03	0.16	0.94	0.17
	BIF	NE02	7.70	16.30	2.06	7.90	1.95	0.75	2.04	0.33	2.05	11.10	0.37	0.97	0.16	1.09	0.16
	BIF	NE03	3.40	8.20	0.95	5.00	1.56	0.35	2.14	0.38	2.01	12.20	0.40	0.91	0.14	0.70	0.13
	BIF	NE04	6.00	12.70	1.49	6.70	1.52	1.30	1.73	0.26	1.48	9.40	0.35	0.91	0.15	0.93	0.17
	BIF	NE05	14.00	26.80	3.03	11.30	2.36	0.92	2.31	0.33	1.77	9.70	0.37	0.95	0.16	0.88	0.16
	BIF	NE07	8.00	16.30	1.72	7.30	1.57	1.13	1.74	0.26	1.68	10.50	0.36	1.10	0.15	0.98	0.15
	BIF	NE08	4.30	10.40	1.35	6.20	1.66	1.18	2.06	0.29	1.67	10.20	0.35	0.94	0.14	0.94	0.16
	BIF	NE10	6.70	13.50	1.57	6.60	1.58	0.93	2.07	0.35	1.94	13.60	0.44	1.26	0.19	1.13	0.19
	BIF	NE12	5.70	10.40	1.29	6.00	1.46	0.72	1.76	0.28	1.74	8.80	0.29	0.88	0.15	0.80	0.14
	BIF	NE13	10.00	24.20	2.75	11.90	3.85	0.36	5.49	1.09	6.63	46.70	1.31	4.19	0.58	3.74	0.54
High Sulfidation Zone	SM	NE14	42.20	98.70	13.33	57.30	19.62	1.91	28.60	6.73	45.45	288.00	9.32	28.90	4.42	30.19	4.29
	SM	NE15	10.00	20.50	2.51	9.50	2.35	0.46	3.29	0.63	4.18	22.90	0.87	2.51	0.42	2.83	0.47
	SM	NE16	6.30	15.20	1.74	7.00	1.61	0.99	1.73	0.25	1.41	9.50	0.31	0.84	0.14	0.82	0.14
	SM	NE17	136.80	256.60	25.96	92.00	17.17	1.00	13.15	1.56	6.17	20.80	0.80	1.48	0.18	1.13	0.18
Mafic Rock	AMP	NE18	25.60	47.60	5.05	19.30	3.75	0.85	3.94	0.55	2.95	14.00	0.53	1.24	0.19	1.21	0.20

Conti.

	Type	Sample	Ce/Ce*SN	Eu/Eu*CN	Pr/Pr*SN	La/La*SN	Gd/Gd*SN	Yb/Pr SN	Gd/YbSN	Y/Ho	Zr/Nd	Sm/Yb CN	Eu/Sm CN	Nb/Y	ΣREE
Pure	BIF	NE06	0.9	2.1	1.0	1.6	1.3	1.9	1.2	36.7	0.6	1.4	1.8	0.3	37.8
	BIF	NE09	1.0	2.4	1.0	1.2	1.2	2.3	1.2	26.9	0.5	1.6	2.1	0.3	32.6
	BIF	NE11	0.8	2.9	0.9	1.8	1.0	2.4	1.0	34.8	0.5	1.3	2.7	0.1	36.9
Impure	BIF	NE01	0.7	3.1	1.1	1.5	1.0	1.8	1.3	26.0	0.6	1.9	2.8	0.1	45.5
	BIF	NE02	0.9	1.2	1.0	1.0	1.1	1.7	1.1	30.0	2.0	1.9	1.0	0.3	54.9
	BIF	NE03	1.0	0.6	0.8	11.6	0.9	2.3	1.8	30.5		2.4	0.6	0.2	38.5
	BIF	NE04	1.0	2.7	0.9	1.9	1.1	2.0	1.1	26.9	1.3	1.8	2.3	0.1	45.1
	BIF	NE05	0.9	1.3	1.0	1.2	1.1	0.9	1.6	26.2	2.4	2.9	1.0	0.3	75.0
	BIF	NE07	1.0	2.3	0.9	1.7	1.3	1.8	1.1	29.2	1.1	1.7	1.9	0.2	52.9
	BIF	NE08	1.0	2.2	0.9	1.7	1.2	2.2	1.3	29.1	0.6	1.9	1.9	0.2	41.8
	BIF	NE10	1.0	1.7	0.9	1.5	0.9	2.3	1.1	30.9	0.5	1.5	1.6	0.3	52.1
	BIF	NE12	0.9	1.5	0.9	2.5	1.1	2.0	1.3	30.3	0.7	2.0	1.3	0.4	40.4
	BIF	NE13	1.1	0.2	0.9	1.4	0.9	4.3	0.9	35.6	2.3	1.1	0.2	1.5	123.3
High Sulfidation Zone	SM	NE14	0.9	0.2	1.0	1.2	0.9	7.2	0.6	30.9	0.9	0.7	0.3	0.3	679.0
	SM	NE15	0.9	0.5	1.0	1.0	1.0	3.6	0.7	26.3	2.8	0.9	0.5	0.1	83.4
	SM	NE16	1.1	2.0	1.0	1.1	1.1	1.5	1.3	30.6	0.5	2.1	1.6	0.1	48.0
	SM	NE17	1.0	0.2	1.0	1.2	1.1	0.1	6.9	26.0	3.3	16.3	0.2	2.4	575.0
Mafic Rock	AMP	NE18	1.0	0.8	0.9	1.4	1.1	0.8	1.9	26.4	9.3	3.3	0.6	1.3	127.0

Tabela - 7 - Análises químicas dos elementos traços das amostras coletadas ao longo furo NE-FR-003. Valores de Dy(n) vs. Yb(n) são normalizados pelo N-Morb de Sun e McDonough (1989)

	Type	Sample	Nb	Ni	Rb	Sc	Sn	Sr	Ta	Th	Ba	Be	Cs	Ga	Hf	U	V	Au (ppb)	
Pure	BIF	NE06	2.50	<20	1.10	2.00	3.00	7.70	0.20	0.40	4.00	2.00	0.20	3.60	0.10	0.40	17.00	<0.5	
	BIF	NE09	2.60	<20	2.20	1.00	2.00	10.20	0.20	0.50	6.00	<1	0.30	6.30	0.10	0.30	17.00	3.30	
	BIF	NE11	0.60	<20	1.00	<1	2.00	36.20	<0.1	0.50	1.00	2.00	0.10	1.60	<0.1	0.80	17.00	0.80	
Impure	BIF	NE01	0.90	<20	1.80	<1	2.00	5.20	0.30	0.40	14.00	3.00	<0.1	2.60	0.20	0.50	26.00	2.80	
	BIF	NE02	3.80	<20	1.90	3.00	5.00	13.10	0.30	0.60	17.00	2.00	<0.1	8.50	0.40	0.70	20.00	3.00	
	BIF	NE03	2.10	<20	2.80	2.00	7.00	2.10	0.20	0.30	84.00	1.00	0.10	6.10	0.70	0.50	12.00	1.30	
	BIF	NE04	0.90	<20	0.90	2.00	2.00	2.00	8.60	0.10	0.40	41.00	1.00	0.10	2.70	0.20	0.30	23.00	2.00
	BIF	NE05	2.50	<20	4.00	2.00	4.00	29.00	0.10	1.90	137.00	2.00	0.10	5.20	0.70	0.30	22.00	<0.5	
	BIF	NE07	2.20	<20	1.10	2.00	3.00	4.40	0.20	0.70	7.00	2.00	0.30	4.30	0.20	0.30	25.00	1.10	
	BIF	NE08	1.90	<20	4.30	2.00	3.00	10.20	0.50	0.20	6.00	4.00	0.10	4.20	0.10	0.20	21.00	1.70	
	BIF	NE10	3.40	<20	1.60	2.00	5.00	9.40	0.30	0.90	8.00	1.00	<0.1	5.00	0.20	0.70	16.00	4.30	
	BIF	NE12	3.60	<20	1.70	2.00	6.00	3.20	0.50	0.90	13.00	2.00	0.10	5.20	0.10	0.90	32.00	1.40	
	BIF	NE13	69.50	102.00	322.40	13.00	29.00	3.70	8.20	1.40	127.00	2.00	27.50	66.50	0.80	0.90	133.00	3.30	
High Sulfidation Zone	SM	NE14	72.70	378.00	14.10	17.00	40.00	9.70	10.00	27.60	48.00	14.00	0.70	31.90	1.50	3.40	182.00	53.80	
	SM	NE15	2.10	101.00	3.90	8.00	5.00	8.80	0.30	4.70	8.00	2.00	0.30	9.10	0.70	6.00	25.00	11.50	
	SM	NE16	1.10	279.00	3.10	1.00	5.00	12.90	0.40	1.60	4.00	<1	0.10	4.10	0.10	1.70	15.00	119.70	
	SM	NE17	49.80	214.00	218.90	19.00	5.00	63.20	2.40	81.20	289.00	1.00	3.60	24.30	8.90	11.80	140.00	5.70	
Mafic Rock	AMP	NE18	18.50	103.00	53.40	23.00	2.00	126.70	0.90	21.80	230.00	5.00	0.50	21.40	4.80	11.60	184.00	1.60	

Conti.																				
	Type	Sample	Zr	Ag	As	Bi	Cd	Cu	Mo	Ni	Pb	Se	Tl	Zn	Zr/Y	Nb/Y	Dy (n)	Yb (n)	Dy/Yb(n)	Ce/Yb(n)
Pure	BIF	NE06	3.20	<0.1	1.20	<0.1	<0.1	28.40	0.60	5.60	0.20	<0.5	<0.1	27.00	0.36	0.28	4.45	4.35	1.02	1.35
	BIF	NE09	2.10	<0.1	<0.5	<0.1	0.10	24.00	0.30	5.60	0.40	<0.5	<0.1	23.00	0.27	0.33	5.12	4.18	1.23	1.18
	BIF	NE11	2.00	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	29.80	0.20	4.20	0.20	<0.5	<0.1	11.00	0.21	0.06	4.57	4.65	0.98	1.14
Impure	BIF	NE01	4.70	<0.1	<0.5	<0.1	0.30	34.90	0.30	6.40	0.40	<0.5	<0.1	61.00	0.45	0.09	6.85	5.53	1.24	0.97
	BIF	NE02	15.90	<0.1	<0.5	<0.1	0.10	48.60	1.40	4.30	0.50	<0.5	<0.1	15.00	1.43	0.34	8.07	6.41	1.26	1.44
	BIF	NE03	19.10	<0.1	<0.5	<0.1	0.10	36.90	2.00	4.90	0.30	<0.5	<0.1	42.00	1.57	0.17	7.91	4.12	1.92	1.13
	BIF	NE04	8.50	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	70.60	0.30	6.80	0.30	<0.5	<0.1	19.00	0.90	0.10	5.83	5.47	1.07	1.31
	BIF	NE05	26.80	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	47.70	0.50	6.30	0.80	<0.5	<0.1	33.00	2.76	0.26	6.97	5.18	1.35	2.93
	BIF	NE07	8.00	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	36.80	0.40	8.90	0.30	<0.5	<0.1	22.00	0.76	0.21	6.61	5.76	1.15	1.60
	BIF	NE08	3.90	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	18.30	0.40	7.00	0.70	<0.5	<0.1	15.00	0.38	0.19	6.57	5.53	1.19	1.06
	BIF	NE10	3.50	<0.1	0.50	<0.1	<0.1	53.00	0.90	11.10	0.50	<0.5	<0.1	31.00	0.26	0.25	7.64	6.65	1.15	1.15
	BIF	NE12	4.20	<0.1	<0.5	<0.1	<0.1	56.20	0.30	11.70	0.40	<0.5	<0.1	21.00	0.48	0.41	6.85	4.71	1.46	1.25
	BIF	NE13	27.70	0.30	<0.5	0.50	0.10	455.10	2.00	94.90	6.20	3.80	2.10	237.00	0.59	1.49	26.10	22.00	1.19	0.62
High Sulfidation Zone	SM	NE14	50.70	1.10	6.80	3.00	0.60	1445.80	0.60	339.90	8.20	23.10	0.01	90.00	0.18	0.25	178.94	177.59	1.01	0.31
	SM	NE15	26.80	0.20	1.50	0.50	0.60	199.20	1.10	97.80	2.10	2.10	0.01	108.00	1.17	0.09	16.46	16.65	0.99	0.70
	SM	NE16	3.30	1.50	3.10	1.90	0.70	3185.60	5.20	274.70	5.70	5.90	0.01	122.00	0.35	0.12	5.55	4.82	1.15	1.78
	SM	NE17	302.50	0.40	3.60	0.70	0.70	453.10	11.40	213.00	13.00	10.10	1.60	201.00	14.54	2.39	24.29	6.65	3.65	21.81
Mafic Rock	AMP	NE18	180.20	<0.1	2.20	<0.1	<0.1	15.50	0.70	66.30	6.60	<0.5	0.30	31.00	12.87	1.32	11.61	7.12	1.63	3.78

Tabela - 8 - Resumo dos dados U-Pb por LA-ICP-MS para a amostra 16-GCRONO-7B

LAB2274 16-GEO-07B												
Sample	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s(%)	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1s(Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s(Ma)	Conc (%) 6/8 - 7/6
004-Z1	0.107	513920.9	2635	11	2669	20	0.783	0.175	0.911	2669	20	102
005-Z2	0.140	218216.2	3253	10	3296	20	0.759	0.257	0.794	3296	20	102
006-Z3	0.273	277665.1	3253	10	3080	20	0.778	0.280	0.811	3080	20	92
008-Z5	0.108	1225181.0	2667	9	2719	16	0.770	0.177	0.725	2719	16	103
009-Z6	0.136	56875.5	2718	9	2693	16	0.713	0.189	0.717	2693	16	98
010-Z7	1.038	442575.1	3230	8	3222	16	0.679	0.258	0.627	3222	16	100
013-Z8	0.119	728980.2	2654	9	2685	16	0.706	0.178	0.706	2685	16	102
015-Z10	0.281	618667.9	2638	8	2623	14	0.710	0.180	0.642	2623	14	99
016-Z11	0.132	248614.6	2562	8	2483	13	0.735	0.177	0.651	2483	13	95
017-Z12	0.300	121421.0	2600	8	2540	14	0.738	0.179	0.676	2540	14	96
018-Z13	0.104	729404.0	2623	8	2620	14	0.726	0.177	0.650	2620	14	100
019-Z14	0.109	3949096.7	2623	10	2617	20	0.825	0.177	0.920	2617	20	100
023-Z16	0.118	1305761.6	2549	10	2505	16	0.719	0.173	0.776	2505	16	97
024-Z17	0.309	230442.9	2552	10	2510	17	0.756	0.173	0.800	2510	17	97
025-Z18	0.110	49248.6	2598	9	2589	16	0.727	0.175	0.732	2589	16	99
026-Z19	0.100	964443.6	2600	9	2605	15	0.650	0.174	0.697	2605	15	100
028-Z21	0.075	12283.7	2475	10	2383	14	0.638	0.169	0.714	2383	14	93
030-Z23	0.100	486649.1	2860	13	2687	18	0.585	0.221	0.810	2687	18	90
035-Z24	0.102	1284928.8	2642	9	2653	16	0.719	0.178	0.721	2653	16	101
036-Z25	0.112	1378719.4	2637	8	2663	15	0.718	0.176	0.681	2663	15	102
039-Z28	0.092	517723.4	2524	9	2470	15	0.703	0.171	0.736	2470	15	96
040-Z29	0.380	479819.8	3389	9	3339	17	0.682	0.290	0.669	3339	17	98
041-Z30	0.080	10101.1	2632	9	2627	14	0.625	0.178	0.640	2627	14	100
045-Z31	0.286	1173029.1	2611	10	2551	15	0.608	0.180	0.722	2551	15	96
046-Z32	0.248	42017.2	2719	12	2569	19	0.686	0.201	0.880	2569	19	91
047-Z33	0.108	1135549.0	2604	10	2602	15	0.620	0.175	0.707	2602	15	100
048-Z34	0.418	165057.0	2614	10	2577	16	0.681	0.179	0.752	2577	16	98
049-Z35	0.103	1707948.6	2633	10	2631	16	0.695	0.178	0.742	2631	16	100
050-Z36	0.110	952108.4	2635	9	2630	15	0.660	0.178	0.686	2630	15	100
051-Z37	0.116	1242462.2	2614	10	2585	15	0.653	0.178	0.707	2585	15	98
052-Z38	0.425	188142.8	2632	13	2597	22	0.755	0.181	1.026	2597	22	98
056-Z40	0.407	117064.7	2620	11	2575	17	0.642	0.180	0.815	2575	17	97
057-Z41	0.216	17946.8	2931	10	2676	15	0.610	0.239	0.672	2676	15	86
058-Z42	0.117	1415478.5	2646	9	2664	15	0.619	0.178	0.668	2664	15	101
059-Z43	0.641	351136.8	3148	11	2957	21	0.754	0.264	0.886	2957	21	90
060-Z44	0.263	15832.2	3095	12	2830	21	0.733	0.264	0.921	2830	21	87
062-Z46	0.066	911963.3	2612	11	2594	16	0.635	0.177	0.768	2594	16	99
065-Z47	0.116	868482.5	2669	12	2759	20	0.674	0.174	0.902	2759	20	106
066-Z48	0.126	968516.5	2566	11	2552	16	0.619	0.172	0.761	2552	16	99

Tabela - 9 - Resumo dos dados U-Pb por LA-ICP-MS para a amostra 16-GCRONO-7A.

LAB2268 16-GEO-07A												
Sample	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s(%)	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1s(Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s(Ma)	Conc (%) 6/8 - 7/6
004-Z1	0.275	40253.0	11.067	1.477	0.451	1.227	0.822	2633	14	2401	25	91
005-Z2	0.469	27008.9	11.722	1.079	0.476	0.882	0.799	2641	10	2509	18	95
006-Z3	0.308	53294.4	11.964	1.566	0.481	1.299	0.822	2657	15	2531	27	95
007-Z4	0.363	56467.6	11.412	1.284	0.462	1.065	0.818	2646	12	2447	22	92
008-Z5	0.315	71102.8	12.209	0.763	0.492	0.613	0.759	2653	8	2579	13	97
009-Z6	0.382	39510.8	11.423	1.290	0.469	1.021	0.777	2622	13	2479	21	95
010-Z7	0.528	84997.1	11.815	1.489	0.474	1.263	0.841	2658	13	2503	26	94
013-Z8	0.403	43184.0	11.628	1.636	0.471	1.239	0.747	2643	18	2489	26	94
014-Z9	0.515	103785.6	11.810	1.150	0.486	1.050	0.907	2618	8	2553	22	97
015-Z10	0.482	34679.2	11.599	1.483	0.473	1.165	0.774	2634	15	2495	24	95
017-Z12	0.476	38543.1	12.508	2.397	0.507	1.890	0.784	2642	24	2646	41	100
018-Z13	0.368	43335.5	12.732	1.639	0.518	1.323	0.799	2636	16	2691	29	102
019-Z14	0.219	128565.6	11.947	1.545	0.495	1.256	0.804	2607	15	2592	27	99
020-Z15	0.440	118555.6	10.938	1.083	0.457	0.875	0.789	2593	11	2426	18	94
023-Z16	0.455	120250.9	11.857	1.105	0.483	0.874	0.770	2635	11	2540	18	96
024-Z17	0.330	158554.5	12.496	1.073	0.503	0.883	0.805	2653	10	2628	19	99
026-Z19	0.361	76634.9	12.015	1.069	0.493	0.833	0.756	2624	11	2582	18	98
027-Z20	0.523	81750.1	11.897	1.543	0.476	1.029	0.649	2665	19	2510	21	94
028-Z21	0.472	158989.5	12.292	1.049	0.497	0.921	0.865	2647	8	2600	20	98
029-Z22	0.435	84959.0	12.090	0.978	0.489	0.769	0.759	2648	10	2565	16	97
030-Z23	0.504	98581.3	12.021	0.891	0.487	0.737	0.799	2642	8	2560	16	97
033-Z24	0.371	75454.8	12.418	0.977	0.503	0.777	0.769	2644	10	2627	17	99
034-Z25	0.410	92357.9	12.101	0.912	0.490	0.718	0.755	2646	9	2569	15	97
035-Z26	0.352	153222.5	12.882	0.857	0.521	0.705	0.792	2648	8	2702	16	102
036-Z27	0.578	158289.6	12.242	0.847	0.497	0.736	0.847	2640	7	2601	16	98
037-Z28	0.335	206724.4	12.316	0.723	0.498	0.597	0.780	2647	7	2605	13	98
038-Z29	0.326	16330.6	11.026	0.867	0.464	0.716	0.796	2581	8	2456	15	95
039-Z30	0.381	183406.9	12.179	0.763	0.491	0.632	0.791	2652	7	2575	13	97

Tabela - 10 Resumo dos dados U-Pb por LA-ICP-MS para a amostra 16-GCRONO-1,2,3,8.

LAB2273_16-GEO-1.2.3.8												
Sample	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s(%)	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1s(Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s(Ma)	Conc (%) 6/8 - 7/6
004-Z1	0.765	323074.2	11.938	0.927	0.485	0.599	0.585	2639	12	2549	13	97
005-Z2	0.741	1289.2	9.922	1.851	0.437	1.423	0.777	2502	20	2339	28	93
006-Z3	0.982	313300.2	11.262	0.845	0.464	0.621	0.683	2617	10	2456	13	94
007-Z4	0.057	163664.0	9.629	0.962	0.422	0.739	0.737	2513	10	2269	14	90
008-Z5	0.663	367750.9	11.719	0.847	0.475	0.677	0.763	2642	8	2507	14	95
009-Z6	0.756	414681.9	11.878	0.952	0.484	0.808	0.829	2633	8	2546	17	97
010-Z7	0.558	112978.2	11.505	1.213	0.473	1.024	0.833	2621	11	2495	21	95
013-Z8	0.604	178950.7	11.665	1.007	0.474	0.773	0.739	2638	11	2502	16	95
014-Z9	0.652	171438.3	11.741	1.034	0.479	0.779	0.724	2631	11	2525	16	96
015-Z10	0.925	146121.0	11.673	1.089	0.481	0.939	0.849	2616	9	2532	20	97
016-Z11	0.866	224930.6	12.300	0.994	0.500	0.753	0.727	2638	11	2614	16	99
017-Z12	0.653	213635.5	11.658	0.814	0.474	0.677	0.799	2638	8	2500	14	95
018-Z13	0.543	174786.3	11.605	0.766	0.470	0.639	0.798	2645	7	2483	13	94
019-Z14	0.645	232666.7	11.816	0.840	0.477	0.704	0.810	2649	8	2515	15	95
020-Z15	0.907	208475.6	12.006	1.001	0.485	0.860	0.843	2648	9	2550	18	96
023-Z16	1.203	363493.9	11.866	0.887	0.480	0.731	0.797	2647	8	2526	15	95
024-Z17N	0.553	184075.2	20.246	0.823	0.591	0.664	0.769	3176	8	2993	16	94
025-Z17B	0.601	189669.9	13.202	1.073	0.501	0.868	0.789	2753	10	2617	19	95
026-Z18	0.611	190630.8	11.904	0.943	0.483	0.713	0.721	2641	10	2541	15	96
027-Z19	1.586	364083.7	12.212	0.800	0.495	0.606	0.705	2645	9	2590	13	98
028-Z20	1.153	295158.4	11.993	0.934	0.483	0.761	0.789	2653	9	2542	16	96
029-Z21	0.599	100864.3	11.320	1.171	0.465	0.945	0.790	2620	12	2463	19	94
030-Z22	1.052	172933.7	12.162	1.103	0.498	0.912	0.810	2627	10	2604	20	99
033-Z23	0.624	158900.6	11.971	1.055	0.483	0.841	0.775	2650	11	2541	18	96
034-Z24	0.092	43882.5	11.411	2.062	0.460	1.587	0.763	2651	22	2441	32	92
035-Z25	0.111	24884.8	9.984	2.334	0.432	1.709	0.726	2533	27	2315	33	91
036-Z26	0.068	37849.5	7.719	1.676	0.392	1.267	0.746	2261	19	2133	23	94
037-Z27	0.664	210515.1	11.565	1.126	0.475	0.855	0.735	2621	12	2506	18	96
038-Z28	0.801	96198.1	12.207	1.076	0.495	0.903	0.823	2643	10	2591	19	98
039-Z29	0.826	83272.3	12.592	1.050	0.513	0.752	0.682	2636	12	2668	16	101

Tabela - 12 - Resumo dos dados U-Pb por LA-ICP-MS para a amostra 16-GCRONO-10

LAB2267_16-GEO-10												
Sample	Th/U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1s(%)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s(%)	Rho	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1s(Ma)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1s(Ma)	Conc (%) 6/8 - 7/6
004-Z1	0.346	153452.4	11.891	0.723	0.486	0.632	0.843	2630	6	2552	13	97
005-Z2	0.197	89114.2	12.826	1.188	0.518	1.080	0.903	2649	8	2690	24	102
006-Z3	0.273	76086.9	12.219	1.002	0.495	0.840	0.819	2643	9	2593	18	98
007-Z4	0.607	392836.6	12.612	0.740	0.510	0.641	0.835	2648	6	2655	14	100
008-Z5	0.198	137018.8	11.798	0.907	0.475	0.823	0.895	2655	6	2504	17	94
009-Z6	0.192	397452.9	12.429	0.710	0.501	0.630	0.859	2653	5	2618	14	99
010-Z7	0.315	115881.8	12.122	0.804	0.492	0.672	0.804	2640	7	2580	14	98
013-Z8	0.240	186112.5	12.544	0.769	0.513	0.627	0.774	2630	7	2668	14	101
014-Z9	0.361	33610.7	12.292	1.552	0.506	1.266	0.807	2617	15	2640	27	101
015-Z10	0.452	226929.1	12.187	0.673	0.492	0.584	0.829	2649	6	2580	12	97
016-Z11	0.258	179456.9	11.693	0.735	0.477	0.608	0.785	2632	7	2515	13	96
017-Z12	0.501	401856.6	12.066	0.628	0.491	0.546	0.824	2636	5	2575	12	98
018-Z13	0.287	268066.9	12.437	0.885	0.505	0.805	0.896	2639	6	2637	17	100
019-Z14	0.101	281804.1	12.596	0.633	0.512	0.558	0.840	2638	5	2665	12	101
020-Z15	0.413	55425.1	12.312	1.341	0.498	1.028	0.751	2645	14	2607	22	99
024-Z17	0.114	473000.1	11.794	0.677	0.479	0.605	0.864	2640	5	2523	13	96
026-Z19	0.210	117492.4	12.957	0.705	0.510	0.615	0.839	2691	6	2658	13	99
027-Z20	0.509	133735.1	12.153	0.808	0.494	0.653	0.770	2638	8	2588	14	98
028-Z21	0.094	52576.6	11.618	0.683	0.490	0.527	0.698	2577	7	2571	11	100
029-Z22	0.166	141755.8	11.961	0.633	0.483	0.524	0.766	2649	6	2541	11	96
030-Z23	0.093	554019.9	11.248	0.699	0.474	0.501	0.627	2578	8	2501	10	97
034-Z25	0.126	115093.2	11.867	0.627	0.486	0.504	0.729	2625	6	2555	11	97
035-Z26	0.162	271036.5	12.041	0.695	0.487	0.583	0.793	2647	6	2557	12	97
036-Z27	0.224	77768.6	12.287	1.152	0.495	0.913	0.773	2654	12	2591	19	98
037-Z28	0.433	55383.0	12.028	1.534	0.490	1.207	0.776	2636	16	2569	26	97
038-Z29	0.382	36157.3	12.110	1.644	0.493	1.357	0.818	2637	15	2581	29	98
044-Z32	0.275	40774.5	12.202	1.485	0.496	1.163	0.772	2637	15	2598	25	99
045-Z33	0.211	472268.7	12.170	0.770	0.491	0.601	0.729	2651	8	2575	13	97
046-Z34	0.472	74575.3	12.300	1.197	0.499	0.955	0.781	2642	12	2609	20	99
047-Z35	0.400	257159.4	12.403	0.817	0.504	0.693	0.819	2639	7	2630	15	100
048-Z36	0.364	62898.3	12.270	0.878	0.496	0.699	0.762	2647	9	2597	15	98
050-Z38	0.441	2023.3	12.548	1.225	0.512	0.952	0.768	2632	13	2665	21	101
053-Z39	0.371	293728.7	12.692	1.033	0.514	0.888	0.845	2646	9	2672	19	101
054-Z40	0.067	469992.2	13.345	0.748	0.541	0.596	0.747	2643	8	2787	13	105
056-Z42	0.410	433355.4	12.895	0.910	0.520	0.801	0.864	2652	7	2699	18	102
057-Z43	0.076	175837.1	10.940	1.321	0.478	1.196	0.900	2517	9	2519	25	100
059-Z45	0.258	395389.1	13.225	0.773	0.518	0.655	0.814	2700	7	2691	14	100
060-Z46	0.227	318063.6	12.412	0.851	0.501	0.687	0.773	2649	8	2619	15	99
064-Z48	0.274	120527.9	11.909	1.712	0.480	1.569	0.914	2652	11	2528	33	95
065-Z49	0.267	51155.1	13.202	1.569	0.537	1.318	0.833	2636	14	2773	30	105
066-Z50	0.158	234727.2	12.927	0.817	0.524	0.712	0.848	2644	7	2715	16	103
068-Z52	0.238	142471.1	13.029	1.035	0.518	0.877	0.831	2676	9	2690	19	101
070-Z54	0.311	225933.8	12.354	1.360	0.502	0.990	0.710	2639	15	2623	21	99
075-Z57	0.139	172561.4	12.015	0.962	0.481	0.827	0.841	2662	8	2534	17	95
078-Z60	0.249	51425.6	12.049	1.362	0.490	1.132	0.821	2638	13	2571	24	97

Tabela - 11- Dados de Isótopos de Sm/Nd das amostras analisadas do Alvo Nenga (BIFs). Os parâmetros isotópicos usados nos cálculos seguem De Paolo, 1981.

	Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	eNd(0)	eNd(2.6)	$T_{DM}$
Pure BIF	NE6	1.049	5.469	0.1159	0.511357+/-28	-25	2.09	2.62
	NE9	1.173	5.014	0.1415	0.511668+/-5	-18.92	-0.42	2.92
	NE11	0.944	4.631	0.1232	0.511315+/-48	-25.82	-1.19	2.92
Impure BIF	NE1	2.018	8.330	0.1465	0.511709+/-13	-18.12	-1.30	3.05
	NE2	2.098	9.426	0.1345	0.511528+/-12	-21.65	-0.81	2.93
	NE3	1.528	5.071	0.1822	0.511745+/-6	-17.43	-12.61	-
	NE4	1.647	7.316	0.1361	0.511573+/-14	-20.77	-0.47	2.9
	NE5	2.599	12.683	0.1239	0.511160+/-14	-28.84	-4.47	3.22
	NE8	1.738	7.156	0.1468	0.511725+/-7	-17.81	-1.08	3.03
	NE10	1.786	7.694	0.1403	0.511620+/-12	-19.85	-0.96	2.97
	NE12	1.667	6.361	0.1584	0.51189+/-19	-14.59	-1.75	3.23
	NE13	4.227	13.504	0.1892	0.512271+/-9	-7.15	-4.64	-
High Sulfidation Zone	NE14	22.347	61.321	0.2203	0.512753+/-9	2.24	-5.65	-
	NE15	2.889	10.967	0.1592	0.511788+/-8	-16.58	-4.02	3.61
	NE16	1.787	8.117	0.1331	0.511485+/-8	-22.48	-1.18	2.96
Mafic Rock	NE17	21.829	125.608	0.1051	0.510927+/-12	-33.37	-2.71	2.97
Mafic Rock	NE18	5.448	25.189	0.1307	0.511281+/-12	-26.47	-4.38	3.27

Tabela - 12 - Dados de Isótopos de Sm/Nd das amostras de BIFs e metamáficas do Alvo Serra do Lontra. Os parâmetros isotópicos usados nos cálculos seguem De Paolo (1981).

	Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	eNd(0)	eNd(2.6)	$T_{DM}$
BIF	1500045	0.888	4.267	0.1258	0.511401+/-8	-24.12	-0.38	2.85
	1500051	0.948	4.020	0.1425	0.511700+/-9	-18.3	-0.13	2.89
	1500055	0.744	2.596	0.1732	0.511862+/-57	-15.13	-7.28	-
	1500056	0.697	2.738	0.1539	0.511583+/-16	-20.58	-6.26	3.84
	1500059	0.341	1.638	0.126	0.511373+/-4	-24.68	-0.99	2.91
	1500068	0.582	2.649	0.1327	0.511329+/-21	-25.54	-4.11	3.26
	15000125	0.653	3.192	0.1237	0.511312+/-4	-25.87	-1.42	2.94
	1507662	2.375	7.152	0.2007	0.512586+/-9	-1.02	-2.33	-
	1507671	0.443	2.133	0.1227	0.511290+/-6	-26.3	-1.51	2.95
	1500070	1.342	5.200	0.1559	0.511834+/-17	-15.67	-2.01	3.24
Mafic Rock	1500048	2.350	8.387	0.1694	0.512084+/-8	-10.87	-1.65	3.41
	1507676	1.792	5.996	0.1807	0.512296+/-5	-6.67	-1.29	3.64

Tabela - 13 - Dados de Isótopo de Sm/Nd das amostras de BIFs e das rochas metamáficas do Alvo Serra do Lontra. Os parâmetros isotópicos usados nos cálculos seguem De Paolo (1981).

	Sample	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	eNd(0)	eNd(2.6)	$T_{DM}$
BIF	IT02	1.387	6.230	0.1346	0.511593+/-18	-20.38	0.43	2.8
	IT04	0.846	3.749	0.1364	0.511581+/-17	-20.61	-0.41	2.89
	IT05	2.283	8.862	0.1557	0.512008+/-17	-12.29	1.48	2.73
	IT06	0.658	2.951	0.1347	0.511579+/-18	-20.66	0.12	2.83
	IT07	0.751	3.542	0.1281	0.511466+/-9	-22.86	0.13	2.81
	IT08	0.875	3.673	0.1441	0.511748+/-21	-17.36	0.28	2.85
	IT09	0.918	4.256	0.1304	0.511531+/-4	-21.59	0.63	2.77
	IT13	1.218	5.229	0.1408	0.511660+/-9	-19.09	-0.34	2.91
	IT14	0.696	3.314	0.127	0.511405+/-16	-24.06	-0.70	2.89
	Mafic Rock	IT15	1.864	4.863	0.2317	0.513223+/-24	11.4	-0.26
IT16		4.594	15.583	0.1782	0.512285+/-19	-6.89	-0.76	3.38

Tabela - 14 - Composição dos isótopos de enxofre das amostras analisadas

	Type	Sample	$\delta^{34}\text{S} [\text{‰}] - \text{V-CDT}$	$1\sigma \text{SD} - [\text{‰}]$	$\delta^{33}\text{S} [\text{‰}] - \text{V-CDT}$	$1\sigma \text{SD} - [\text{‰}]$	$\Delta^{33}\text{S} - [\text{‰}]$	$1\sigma \text{SD} - [\text{‰}]$
BIF	BIF2	021-NE10	-4.53	0.17	-1.67	0.76	0.67	0.78
	BIF2	022-NE10	-4.32	0.18	-1.18	0.78	1.05	0.80
	BIF2	003-NE13	1.34	0.18	2.04	0.81	1.35	0.83
	BIF2	004-NE13	1.40	0.16	1.69	1.16	0.97	1.17
High Sulfidation Zone	SM	005-NE14	1.28	0.13	1.83	0.70	1.17	0.71
	SM	006-NE14	1.28	0.16	1.96	0.63	1.30	0.66
	SM	007-NE14A	1.47	0.15	1.89	0.71	1.13	0.73
	SM	008-NE14A	1.28	0.18	2.11	0.74	1.45	0.76
	SM	029-NE15	2.09	0.13	1.92	0.79	0.84	0.80
	SM	030-NE15	2.08	0.12	1.33	0.79	0.26	0.80
	SM	031-NE16	2.04	0.20	1.95	0.66	0.90	0.69
	SM	032-NE16	2.22	0.15	2.14	0.79	1.00	0.80
	SM	027-NE17	1.33	0.20	2.30	0.80	1.62	0.83
	SM	028-NE17	1.25	0.21	1.37	0.83	0.72	0.85
BIF	BIF	015-IT02	1.68	0.17	2.38	0.85	1.51	0.87
	BIF	016-IT02	1.27	0.17	2.15	0.66	1.50	0.68

Tabela - 15 – Valores médios do elemento traços em sulfetos das amostras NE-10 e NE-04 deste estudo. PW- Formação Parktown e CW-Formação Coronation – Super Grupo Witwatersrand; SP-BIFs da Formação Sinqeni, Supergrupo Pongola (Guy et al., 2010); HS – BIF não mineralizadas de Homestake (Steadman e Large, 2016); Composição média de cristais de formadas no ambiente sedimentar –SP - n = 220 (Gregory, et al., 2015).

	Sample	Zn	Se	Pb	Co	Cu	Ni	Mo	Au	Co/Ni	Cu/Ni	Zn/Ni
<b>Ibicuí</b>	Mean value of trace elements (NE-10)	153	300	1423	578	108	470	558	32.5	1.5	0.2	0.3
	Mean value of trace elements (NE-04)	60	208	1058	468	10048	254	746	140.0	12	160.5	5.6
<b>Homestake</b>	HS	22	27	134	170	207	310	3	0.2	0.5	0.7	0.1
	HS	27	62	192	89	227	183	1	0.3	0.5	1.2	0.1
	HS	77	52	254	208	144	568	25	0.4	0.4	0.3	0.1
	HS	17701	38	173	527	253	1185	13	0.6	0.4	0.2	14.9
	HS	1935	52	117	216	187	967	28	0.2	0.2	0.2	2.0
	Typical sp	57.5	37.8	435.8	321.0	335.0	788.0	20.5	0.2	0.4	0.4	0.1
<b>Witwatersrand</b>	PW-3775				5035		294			35.4		
	PW-3784				1641		146			12.5		
	PW-3775				4152		147			45.6		
	PW-4332				102		275			0.4		
	PW-4335				1119		178			34.4		
	PW-4340				467		238			2.2		
	CW-2810				427		223			0.9		
	CW2808				28		147			0.4		
<b>Pongola</b>	SP-274.1				7136		133			147		

## FIGURAS

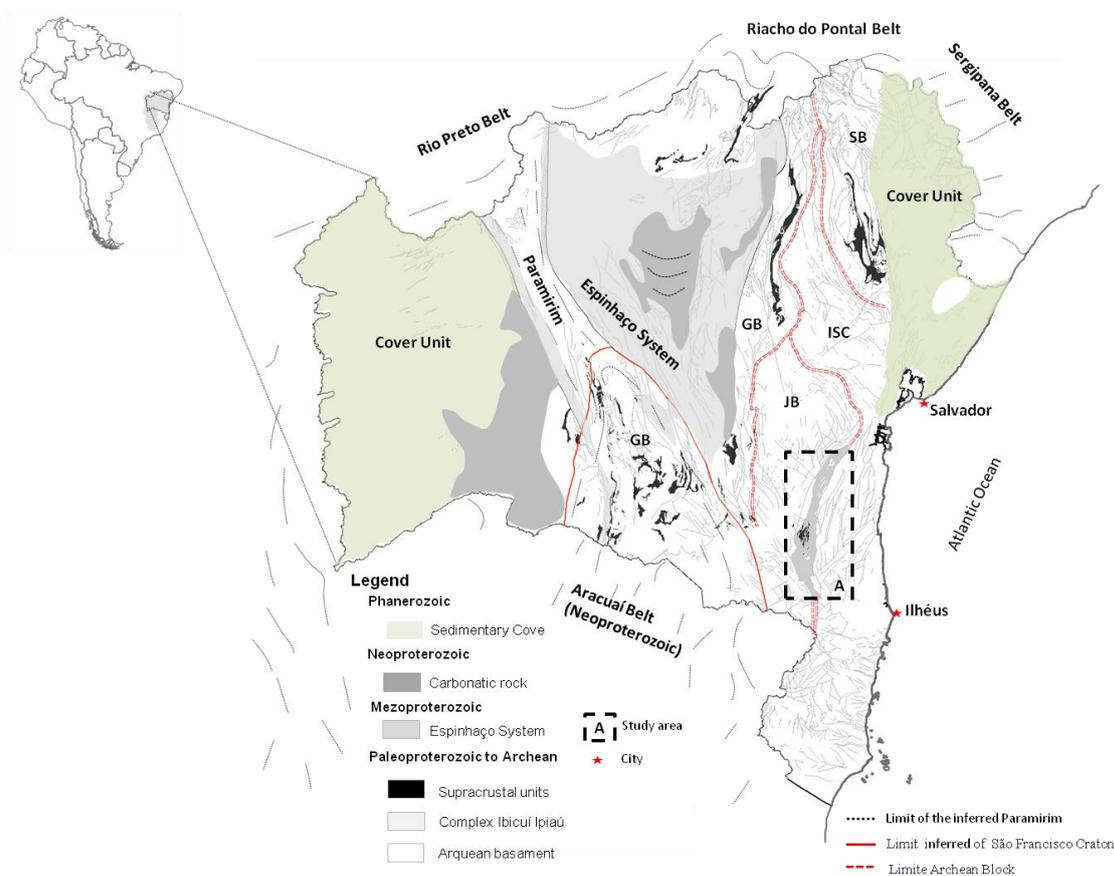


Figura 1 – Esboço geológico-tectônico simplificado do Estado da Bahia indicando a localização da área de estudo. Chaves: BG – Bloco Gavião, 3.4 e 3.1 Ga (Nutman e Cordani, 1993; Martin et al., 1997; Pinto et al., 1998); BJ = Bloco Jequié, 3.0–2.6 Ga; BS = Bloco Serrinha, 3.0–2.9 (Oliveira et al., 1999; Mello et al., 2000; Rios et al., 2008; Rios, 2009a); BISC = Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá, 2.7–2.4 Ga (Peucat et al., 2011; Barbosa et al., 2012)

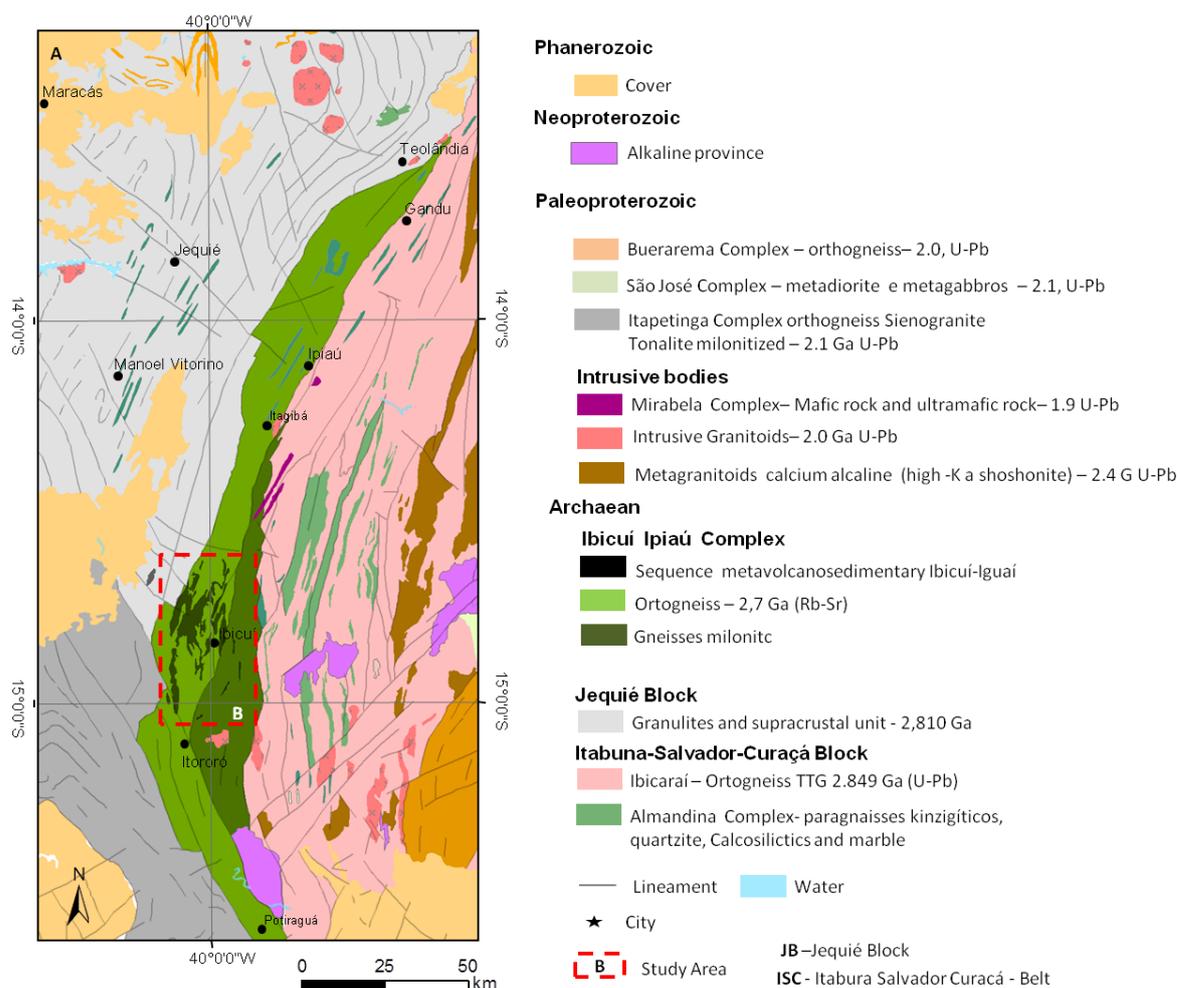


Figura 2 – Mapa simplificado do Complexo Ibicuí-Ipiaú mostrando a distribuição das ocorrências de BIFs entre a região de Ibicuí e Itororó. A localização da Figura se encontra na Figura 1. **Fonte: Modificado de Santos (2016)**

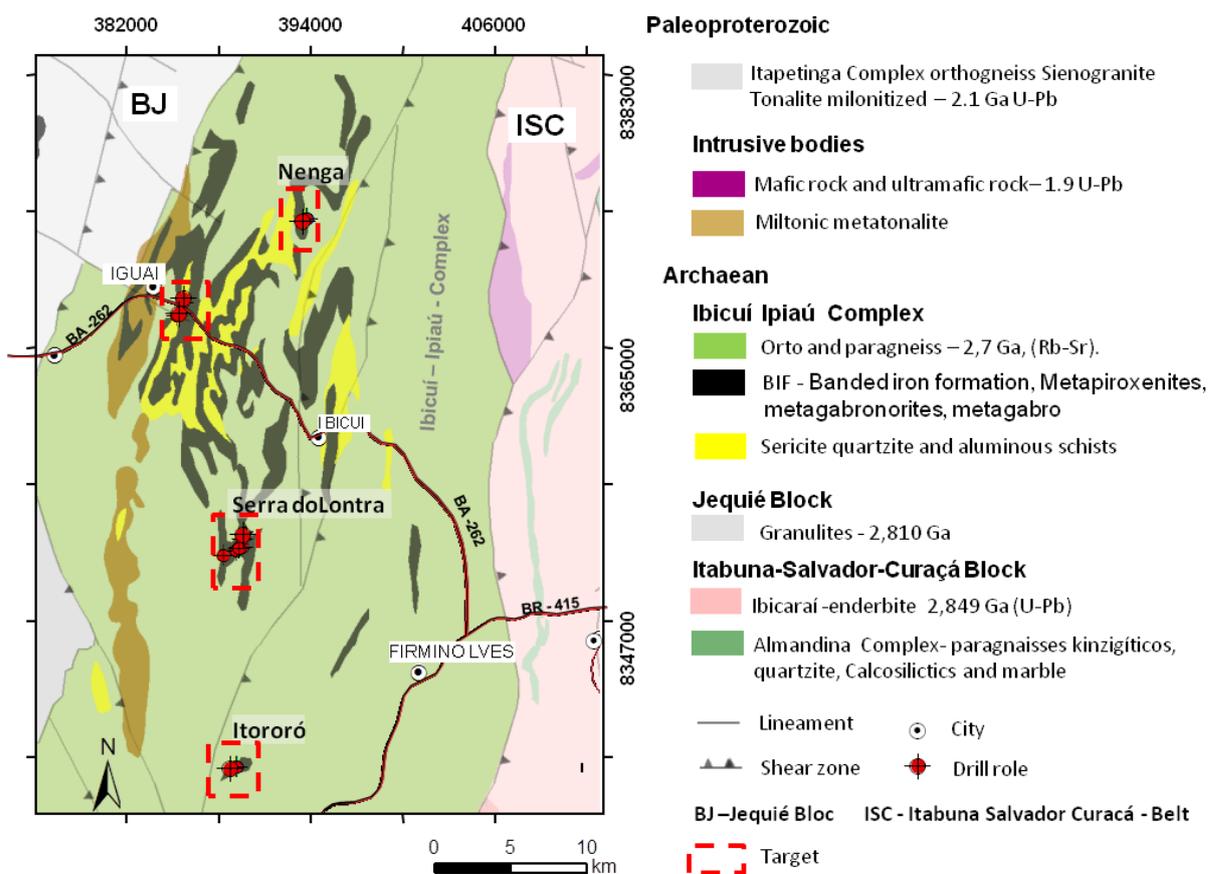


Figura 3 – Mapa Geológico simplificado com a localização das amostras analisadas. Fonte: Modificado de Santos (2016)

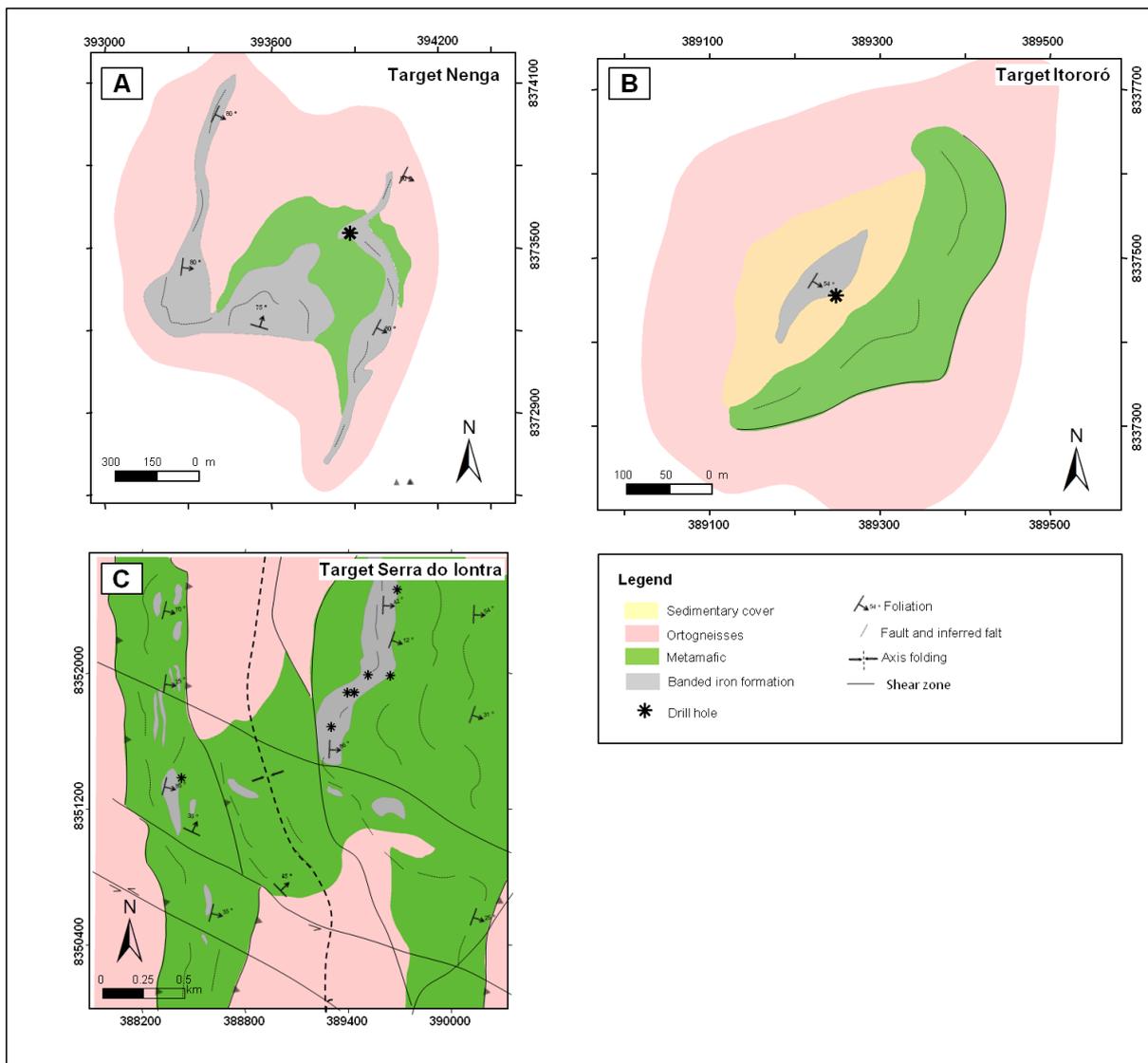


Figura 4 – (A) Mapa geológico do Alvo Nenga evidenciando as relações de contato entre as BIFs e suas encaixantes e a localização do Furo de Sondagem amostrado (FR-NE-003); (B) Mapa geológico do Alvo Serra do Lontra com as relações de contato entre as BIFs e suas encaixantes, bem como a localização dos Furos de sondagem amostrados (SDL-DD-12-00002, SDL-DD-12-00004, SDL-DD-12-00006, SDL-DD-12-00020; SDL-DD-120015 e SDL-DD-12031 (Santos, 2016); (C) Mapa geológico do Alvo Itororó com as relações de contato entre as BIFs e suas encaixantes e a localização do Furo de Sondagem amostrado (FR-IT-003)

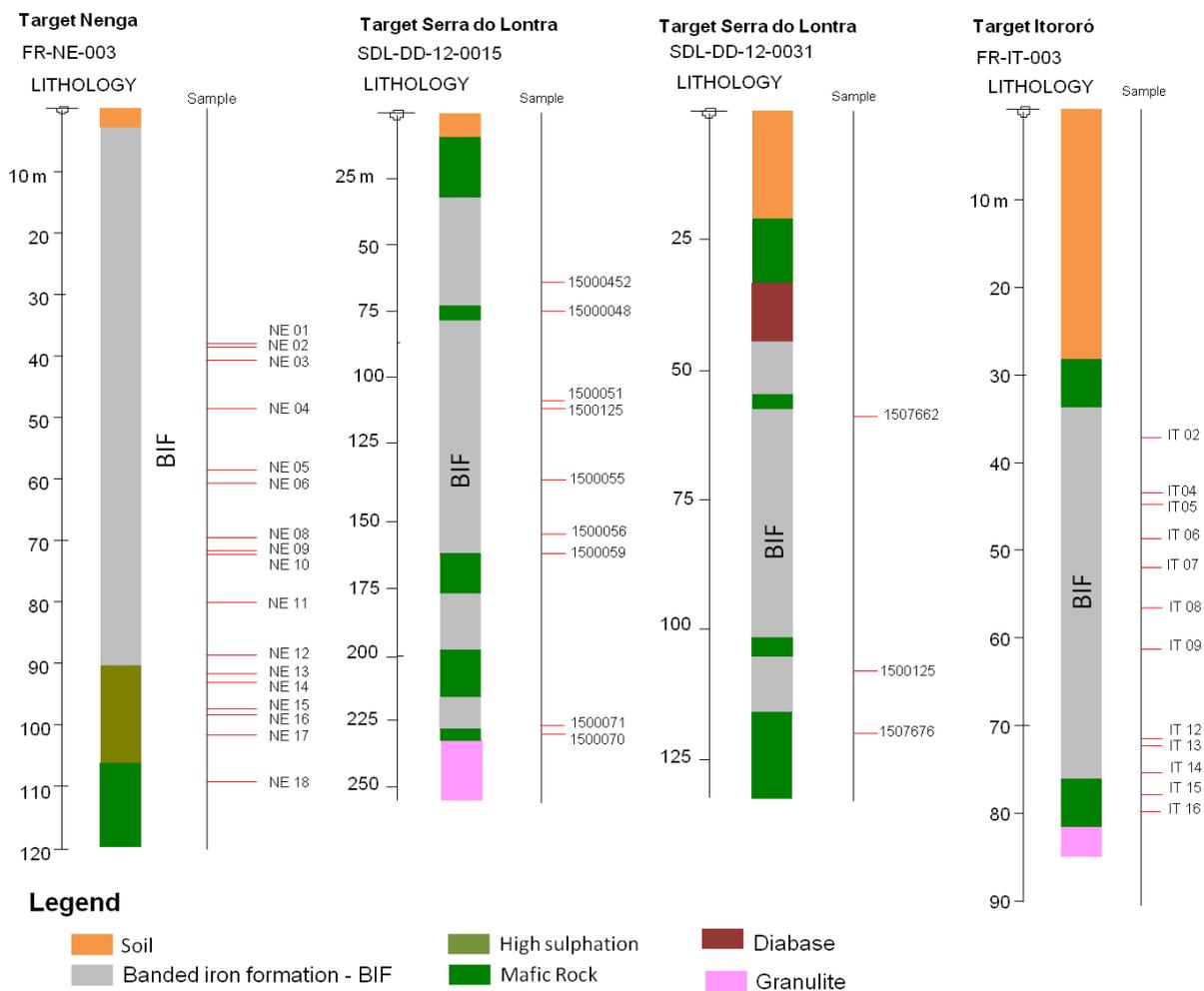


Figura 5 – Strip log dos furos evidenciando a posição das amostras analisadas



Figura 6 – (A) Aspecto oxidado das BIFs localizadas nas porções mais superficiais; (B) Bandamento estirado com concentração de magnetita nas zonas de charneira; (C) Planos de falhas perpendiculares ao bandamento composicional; (D) Venulações preenchidas por grunerita, tremolita, actinolita, hornblenda, calcita, pirrotita e calcopirita; (E) Bandamento composicional com magnetita, grunerita, clinopiroxênio e quartzo onde comumente ocorrem sulfetos disseminados; (F) Rocha metamáfica de cor cinza escuro como blocos rolados; (G) BIF com bandamento composicional difuso, o que sugere a atuação de processos secundários; (H) Enriquecimento de sulfetos ao longo do bandamento composicional

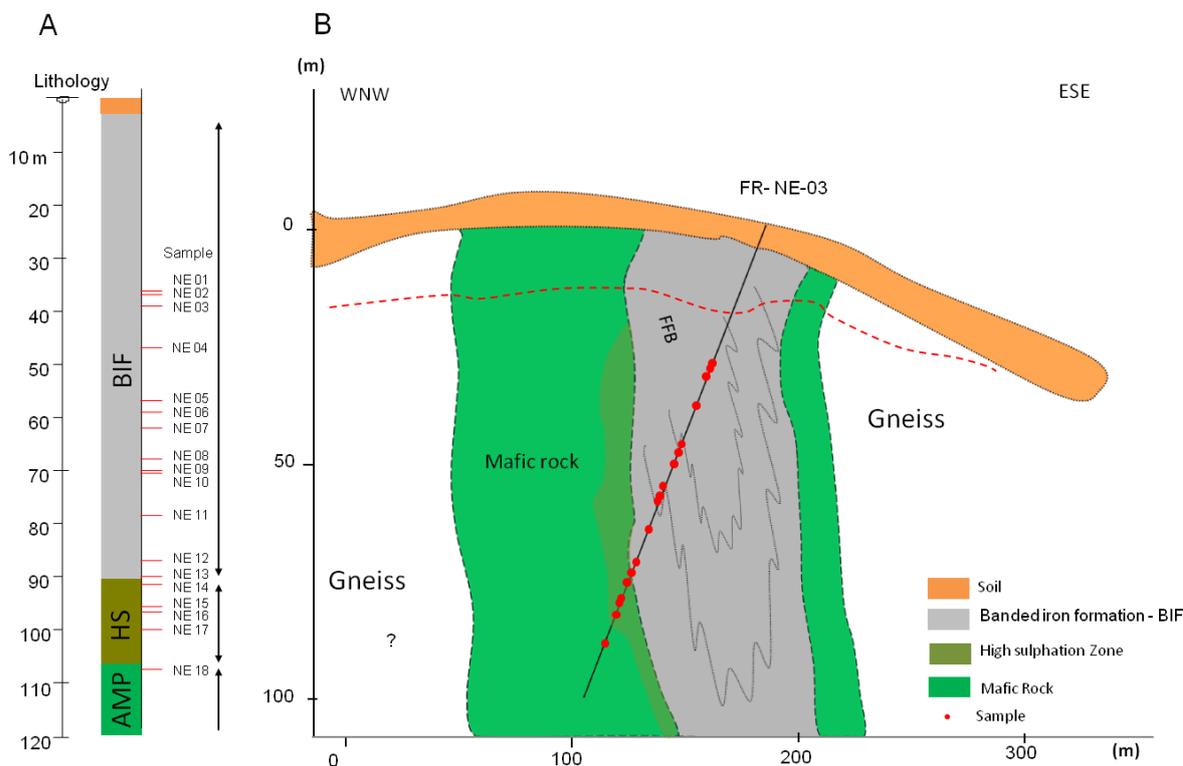


Figura 7 – (A) Strip log do Furo NE-03 indicando a localização das amostras; (B) Perfil Geológico A-B indicando as litologias interceptadas e a posição das amostras coletadas no Alvo Nenga.

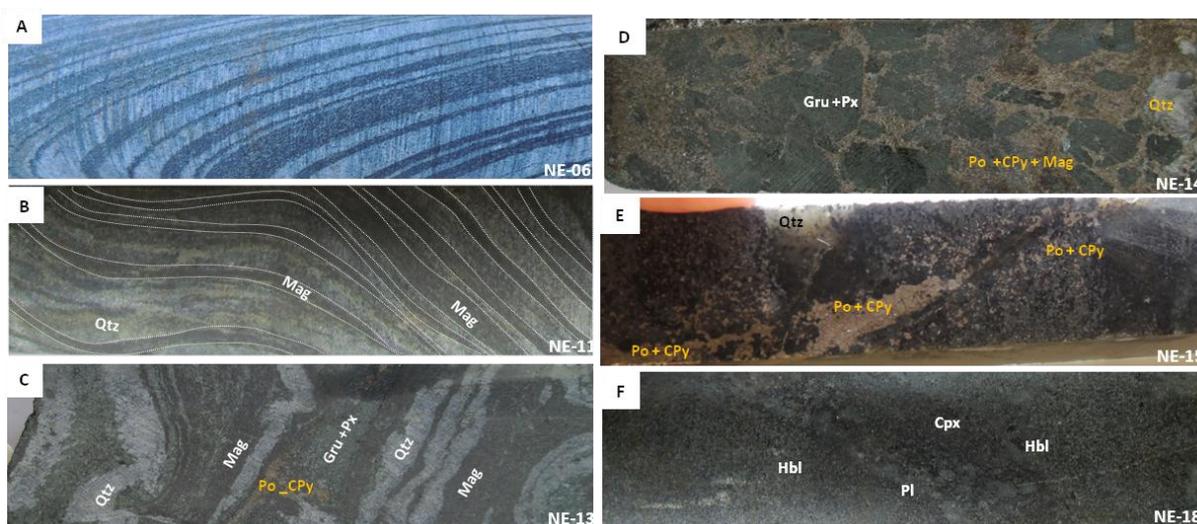


Figura 8 – (A) Zonas de baixa intensidade de deformação com bandamento composicional bem preservado; (B) Zonas de deformação moderada onde o bandamento composicional está difuso; (C) Zona de alta deformação com perda de continuidade do bandamento composicional e reconcentração de pirrotita e calcopirita; (D) Brechas com matriz composta por 20 a 80% de pirita calcopirita, pirrotita e magnetita. Notar clastos formados por grunerita, clinopiroxênio e magnetita; (E) veios formados por pirrotita, calcopirita e magnetita; (F) Metamáfica encaixante de granulação fina a média

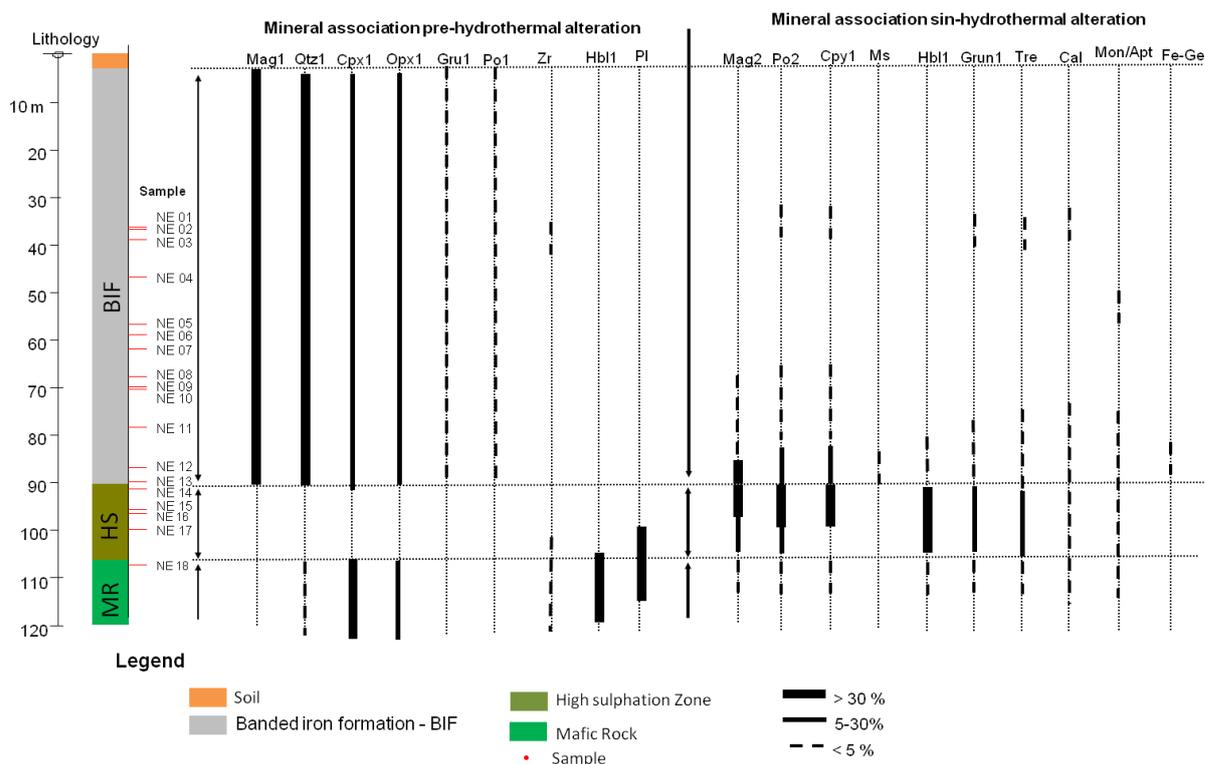


Figura 9 – Síntese da composição modal das amostras do furo de sondagem (FR-NE-003) realizados no Alvo Nenga. Mag1 - Magnetita; Qtz1 - Quartzo; Cpx1 - Clinopiroxênio; Opx1 = ortopiroxênio; Gru1 - Grunerita-cumingtonita; Po - Pirrotita; Hbl1- Hornblenda; Pl - Plagioclásio; Mag2 - Magnetita hidrotermal; Po1 - Pirrotita hidrotermal; Cpy1 - Calcopirita; Ms - muscovita/serita; Hbl1 - Hornblenda hidrotermal; Gru1 - Grunerita hidrotermal; Tre - Tremolita; Cal - Calcita; Mon/apt - Monazita hidrotermal; Fe-Ge - Ferrogendrita hidrotermal; BIF - Formação Ferrífera Bandada; HS - Zona de Alta sulfetação; MF - Rocha metamáfica

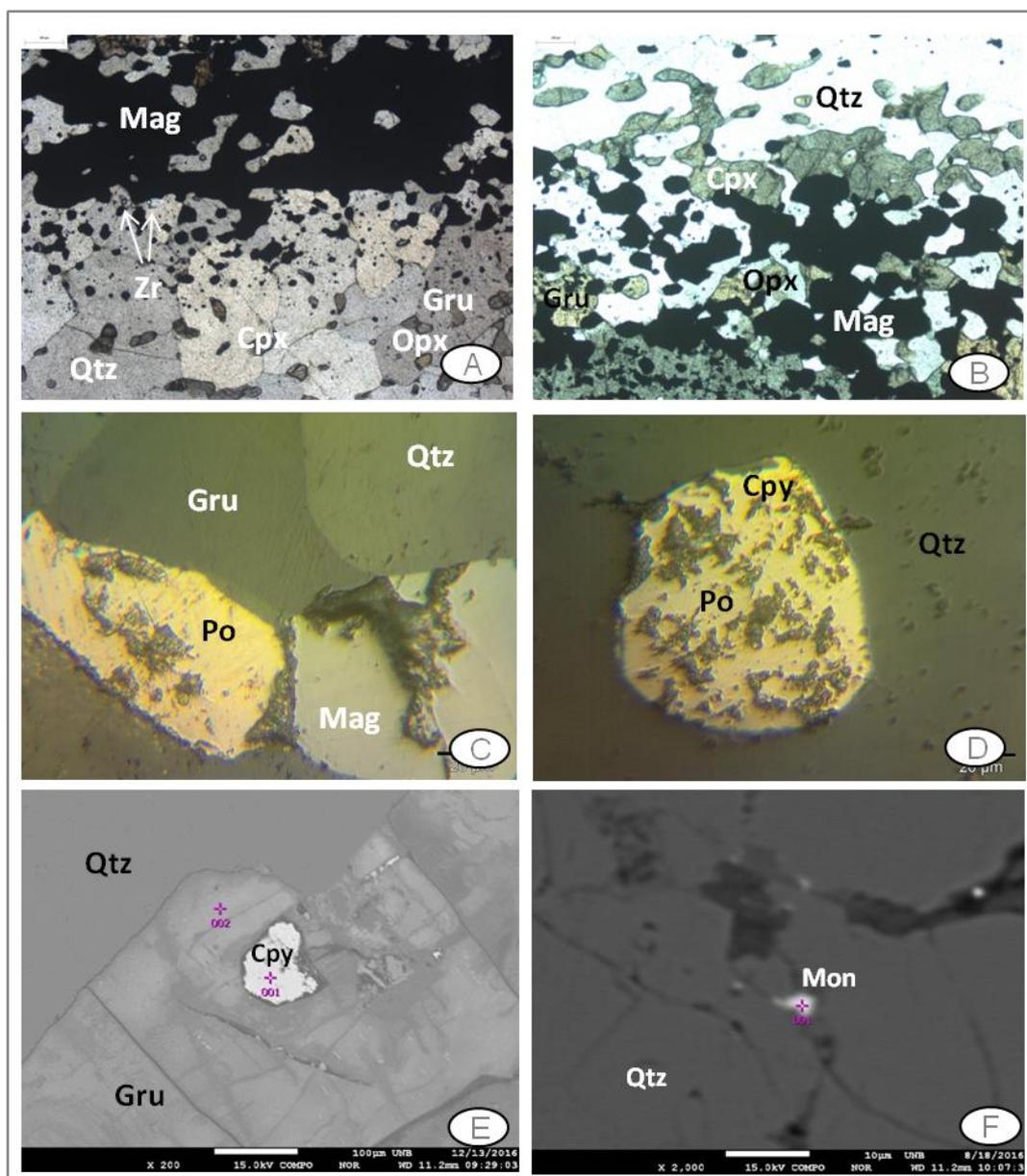


Figura 10 – Fotomicrografia das BIFs em amostras coletadas no furo de sondagem FR-NE-003'. (A) Quartzo, clinopiroxênio e ortopiroxênio granular em contatos retos com inclusões de clinopiroxênio e grunerita. Notar que pequenos cristais de quartzo ocorrem ao longo do bandamento rico em magnetita e diminutos cristais de zircão. (NE-02); (B) Aspecto geral da rocha com microestrutura granoblástica levemente nematoblástica marcada pela orientação do clinopiroxênio. Notar grunerita em contato reto a interlobados com quartzo, magnetita e piroxênio (NE-05); (C) Magnetita em contato com quartzo e grunerita. Notar núcleo da pirrotita e da magnetita corroído por mineralogia secundária (NE-10); (D) Destaque para a pirrotita inclusa em quartzo. Notar hábito arredondado e a presença de calcopirita na borda da pirrotita (NE-10); (E) Imagens de elétrons retroespalhados evidenciando diminutos cristais idioblásticos de calcopirita inclusa em quartzo (NE-04). Notar diminutos cristais preenchendo fraturas e cristalizando ao longo dos planos de clivagem da grunerita; (F) Imagens de elétrons retroespalhados evidenciando microcristais de monazita inclusas em cristais de quartzo (NE-10).

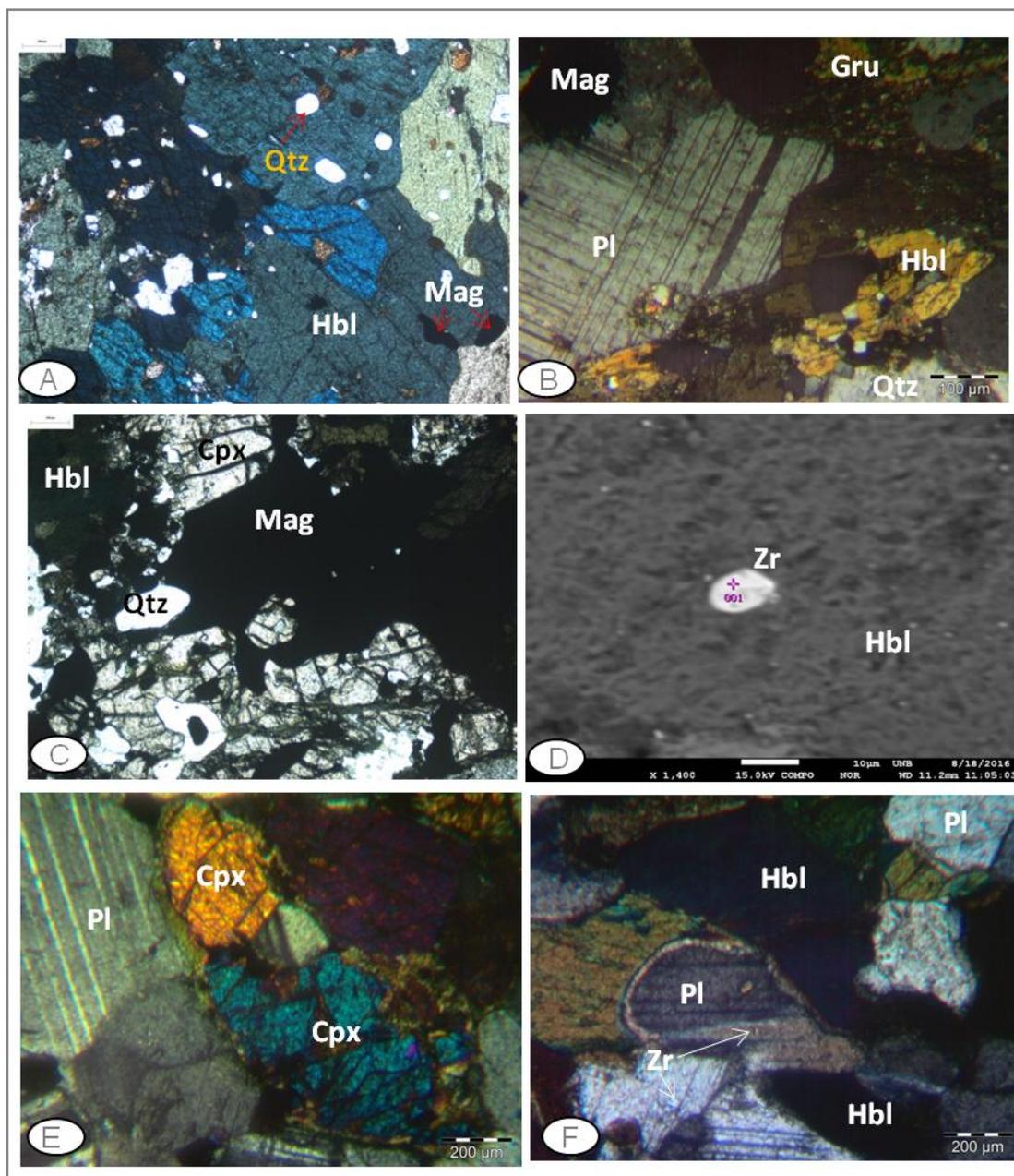


Figura 11 – (A) Inclusões de quartzo em hornblenda. Notar feições de embaiamento com cristais de magnetita sugerindo um processo de reação originando os minerais opacos. Notar, também, inclusões de quartzo (NE-17); (B) Plagioclásio sem orientação preferencial com geminação polissintética do tipo albita (NE-16); (C) Clinopiroxênio com feições esqueléticas. Notar com inclusões quartzo (NE-16); (D) Zircão incluído em cristais de hornblenda (NE-14); (E) Cristais de clinopiroxênio fraturados. Notar bordas de reação nos cristais de clinopiroxênio; (F) Cristais de plagioclásios com bordas de reação. Notar inclusões de zircão

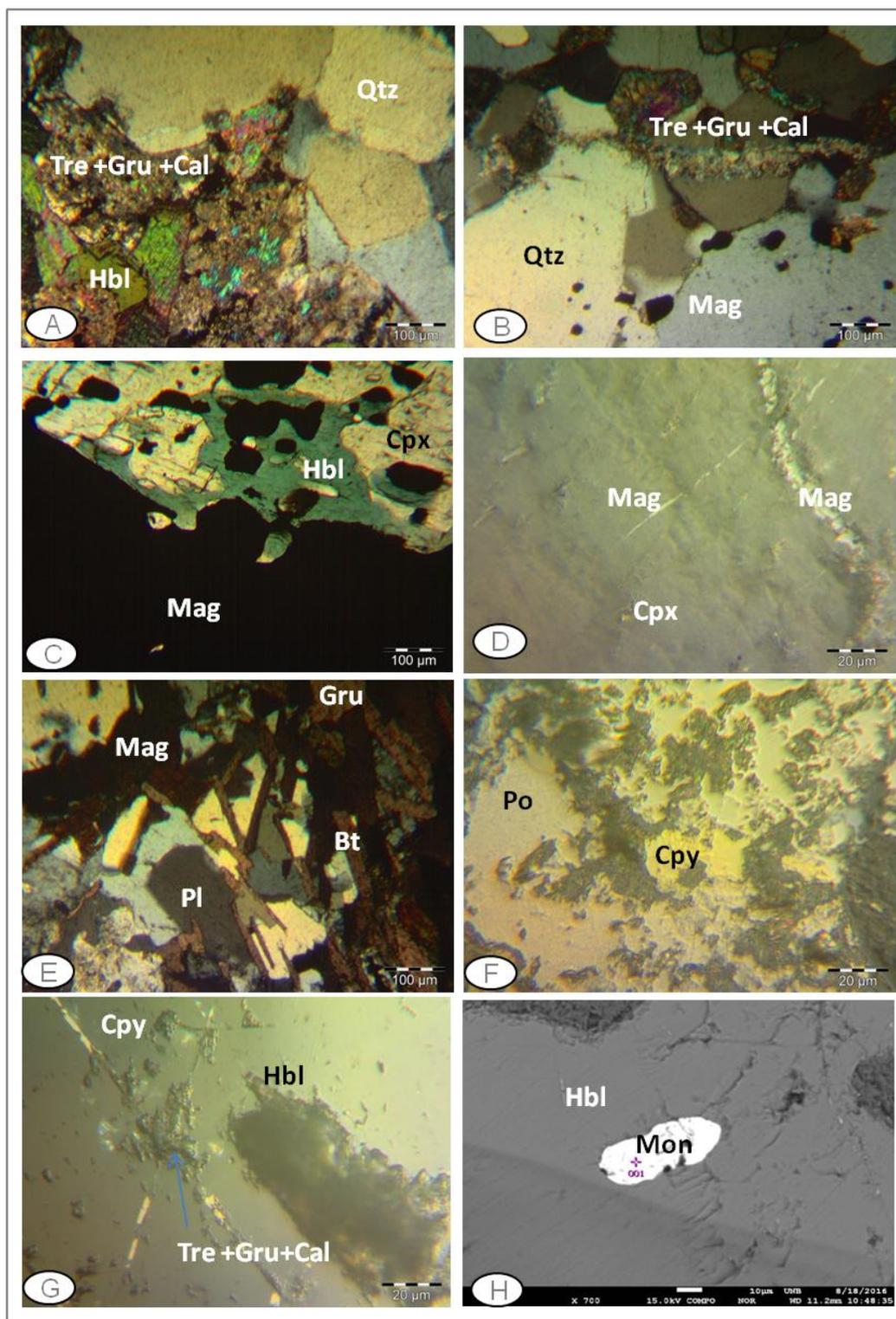
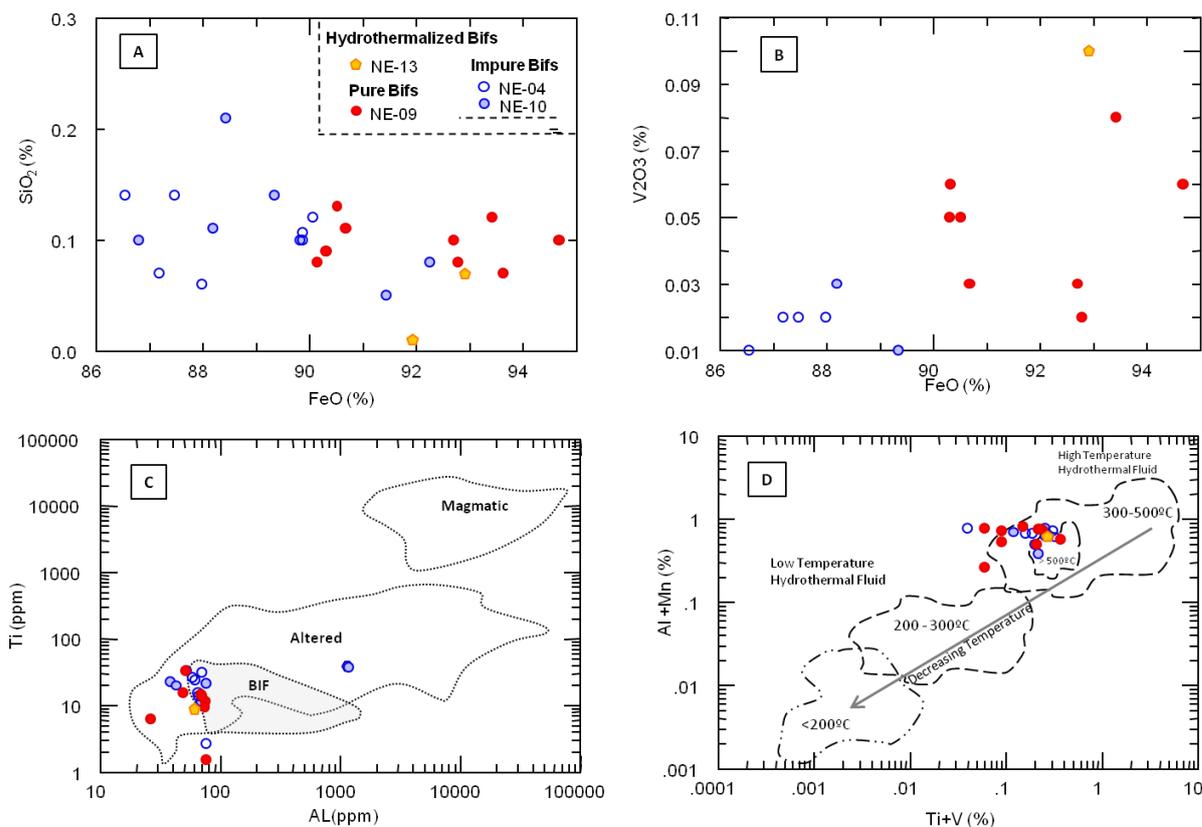


Figura 12 – Fotomicrografia das zonas de alteração hidrotermal do Alvo Nenga. (A) Mineralogia hidrotermal formada por calcita, grunerita, tremolita e magnetita (NE-13); (B) Microestrutura de substituição orientada representada por cristais de magnetita distribuídos no contato entre os grãos de quartzo e magnetita (NE-14); (C) Microestrutura de reação evidenciada pelo crescimento hornblenda nas bordas da magnetita e do clinopiroxênio (NE-17); (D) Magnetita venular truncando os grãos de clinopiroxênio (NE-13); (E) Biotita sem orientação preferencial truncando grunerita, quartzo e plagioclásio (NE-16); (F) Cristal de pirrotita em veios e evidenciando transformação para calcopirita (NE-15); (G) Veio de calcopirita truncando hornblenda. Notar que, junto a estes veios, ocorrem tremolita, grunerita e calcita como diminutos cristais. (NE-17); (H) Imagens de elétrons retroespalhados mostrando microcristais de monazita inclusos em hornblenda (NE-14)



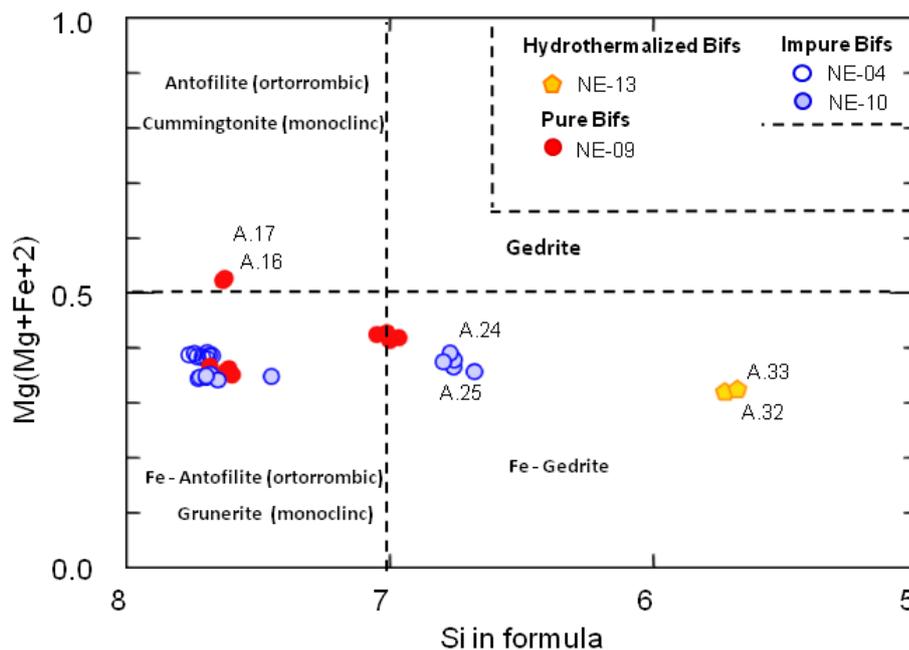


Figura 14 – Diagrama binário de classificação de anfibólios (Leake et al., 1997) das BIFs do Alvo Nenga. Notar ferrogendrita encontrada nas amostras N-09, NE-10 e NE-13 e ocorrendo nas bordas da grunerita, magnetita e clinopiroxênio

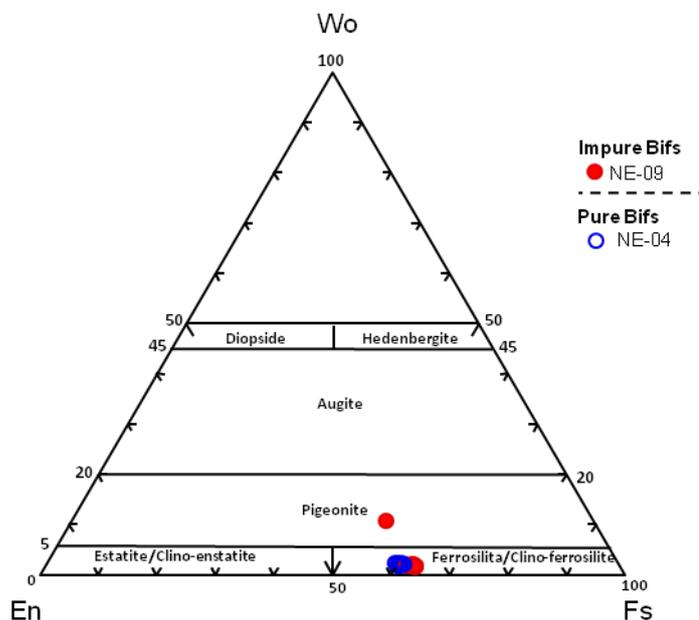


Figura 15 – Diagrama de classificação de piroxênios de Marimoto (1988) para amostras de BIFs do Alvo Nenga. Wo-wollastonita ( $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ); En-enstatita ( $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ); Fs-ferrossilita ( $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ).

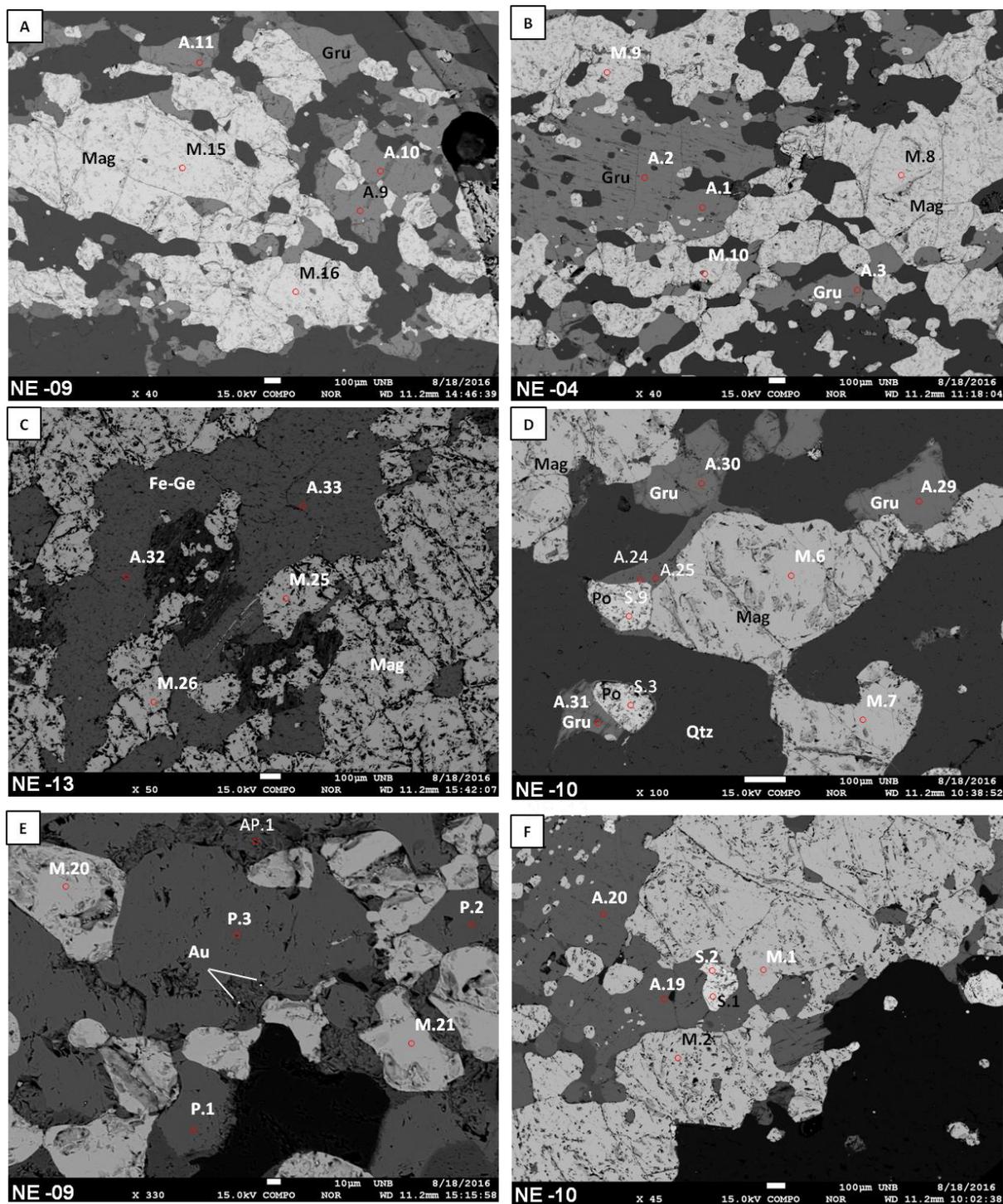


Figura 16 – Imagens de elétrons retroespalhados das amostras de BIF do furo de sonda FR-NE-003. (A) Grãos de magnetita dispersos na trama da rocha (NE-09); (B) Cristais finos de magnetita dispersos na trama da rocha (NE-04); (C) Cristais de magnetita intensamente fraturados. Notar cristalização da magnetita ao longo dos planos de clivagem da grunerita (NE-13); (D) Cristais de ferrogredita desenvolvidos nas bordas da magnetita, clinopiroxênio e dos cristais de pirrotita. Notar o desenvolvimento de grunerita nas bordas da pirrotita com formato arredondado (NE-10); (E) Cristais de clinopiroxênio em contato interlobado com magnetita e apatita (NE-09); (F) Cristais de pirrotita sub-arredondados. Notar contato do sulfeto com magnetita (NE-10). Magnetita (Mag); Grunerita (Gru); Quartzo (qtz); Ferrogredita (Fe-Ge); Clinoferrosilita (cpx); Apatita (Apt); A (anfibiólio); M (Magnetita); P (piroxênio) e S (sulfetos). Notar pontos analisados na microsonda e ver Tabelas 2, 3, 4 e 5.

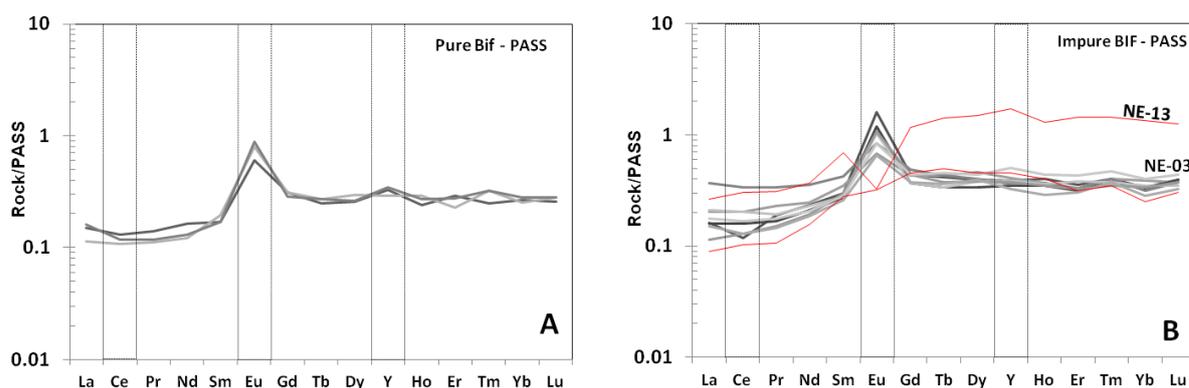


Figura 17 – Diagramas mostrando o padrão de ETR normalizado pelo Post Archean Australian Shale - PAAS (Taylor e McLennan, 1985). (A) Formações Ferríferas Bandadas metamorizadas puras (Grupo 1); (B) Formações Ferríferas Bandadas metamorizadas impuras (Grupo 2). Notar que os padrões de ETR da amostra NE-03 e NE-13 são diferentes das demais amostras de BIFs e sugerem modificações secundárias. NS - normalizado ao PASS; CN = normalizado ao condrito

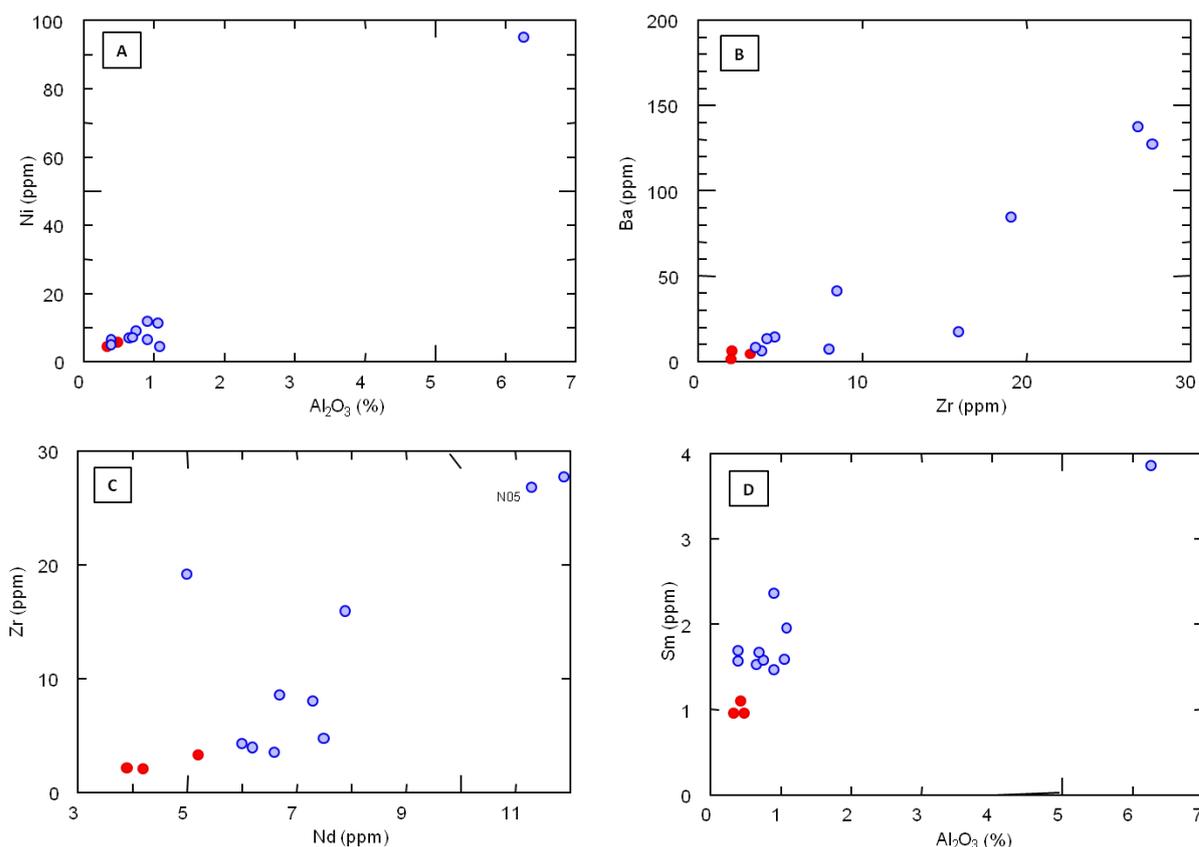


Figura 18 – (A) Diagrama Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%) versus Ni (ppm) evidenciando o maior conteúdo em Ni para as amostras de BIFs impuras; (B) Diagrama Ba (ppm) versus Zr (ppm) evidenciando o maior enriquecimento em Zr para as BIFs impuras; (C) Diagrama Zr (ppm) versus Nd (ppm) evidenciando o enriquecimento de Nd para as amostras das BIFs impuras; (D) Diagrama Sm versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%) evidenciando o maior enriquecimento em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> para as BIFs impuras. Notar que a amostra NE-13 apresenta-se mais enriquecida em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Nd, Ni e Zr. Círculo vermelho – BIFs puras; Círculo azul – BIFs impuras

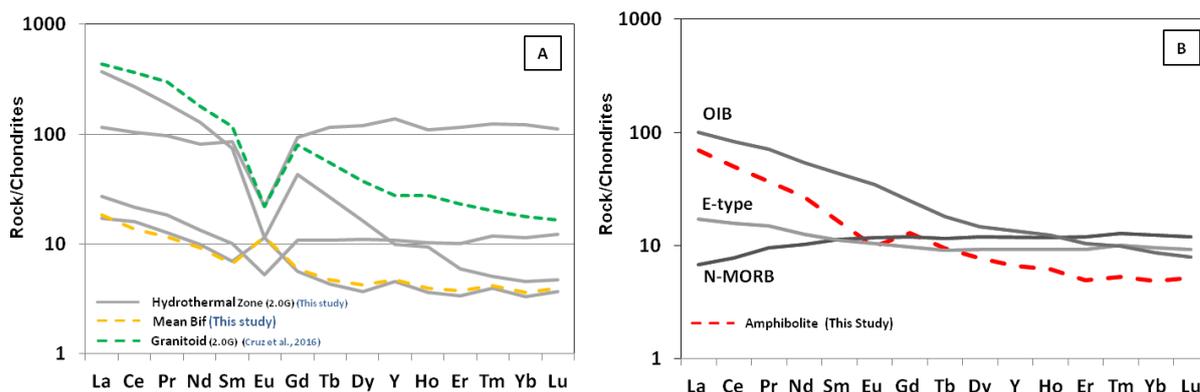


Figura 19 – Diagrama mostrando o padrão de ETR normalizado pelo Condrito (Thompson, 1982). (A) Amostras da zona sulfetada com anomalias negativas de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , exceto para a amostra NE-16. Notar semelhança do padrão de ETR com os granitoides colisionais paleoproterozoicos do cráton do São Francisco (Cruz et al., 2016) e com a média dos ETR das BIFs deste estudo, excluindo amostras NE-13 e NE-03. (B) Amostra de anfibolito normalizado ao condrito. Notar certa semelhança entre o padrão de ETR da amostra NE-18 e os padrões dos reservatórios OIB de Sun e McDonough (1989)

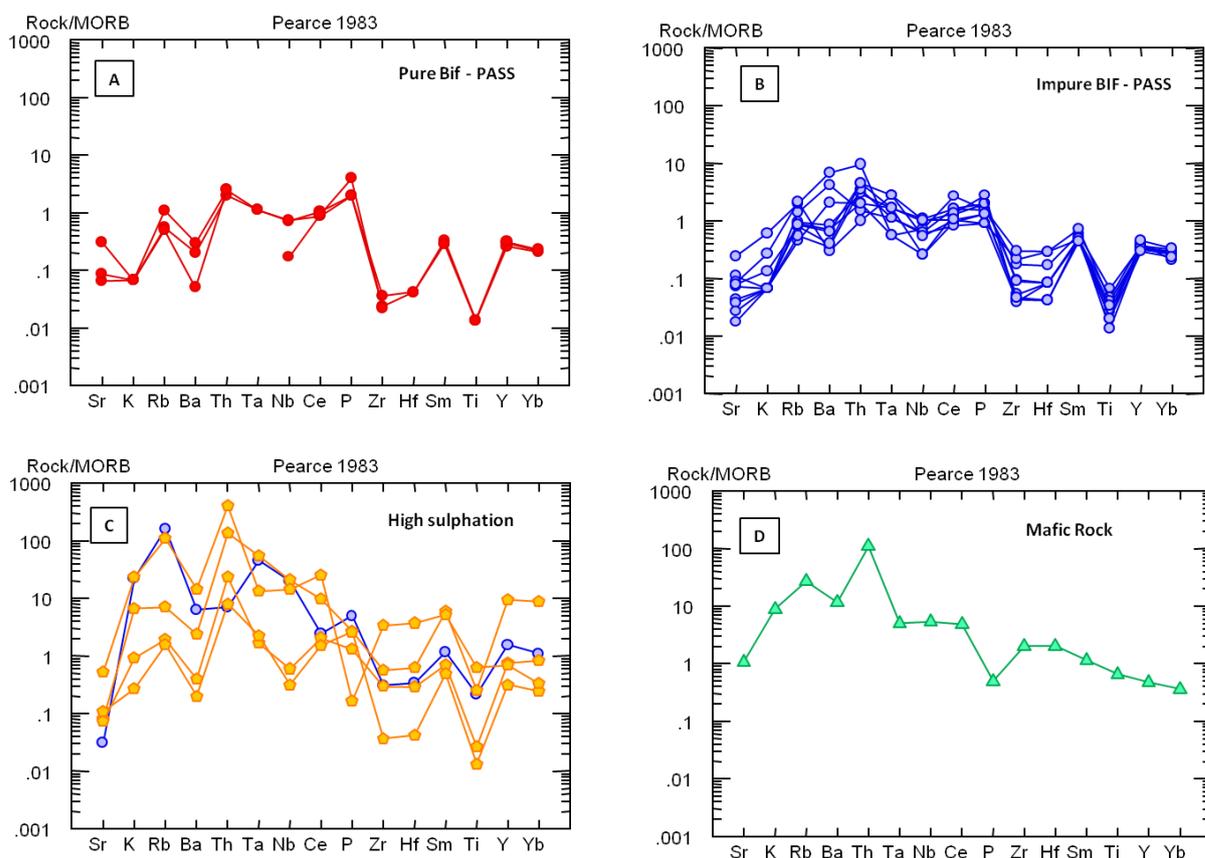


Figura 20 – Padrão de distribuição multielementar normalizado pelo MORB (Pearce, 1983) para as amostras de rochas do Furo FR-NE-003. (A) Amostras de BIFs puras; (B) Amostras de BIFs impuras; (C) Amostras da zona sulfetada; (D) Amostra de rocha metamáfica

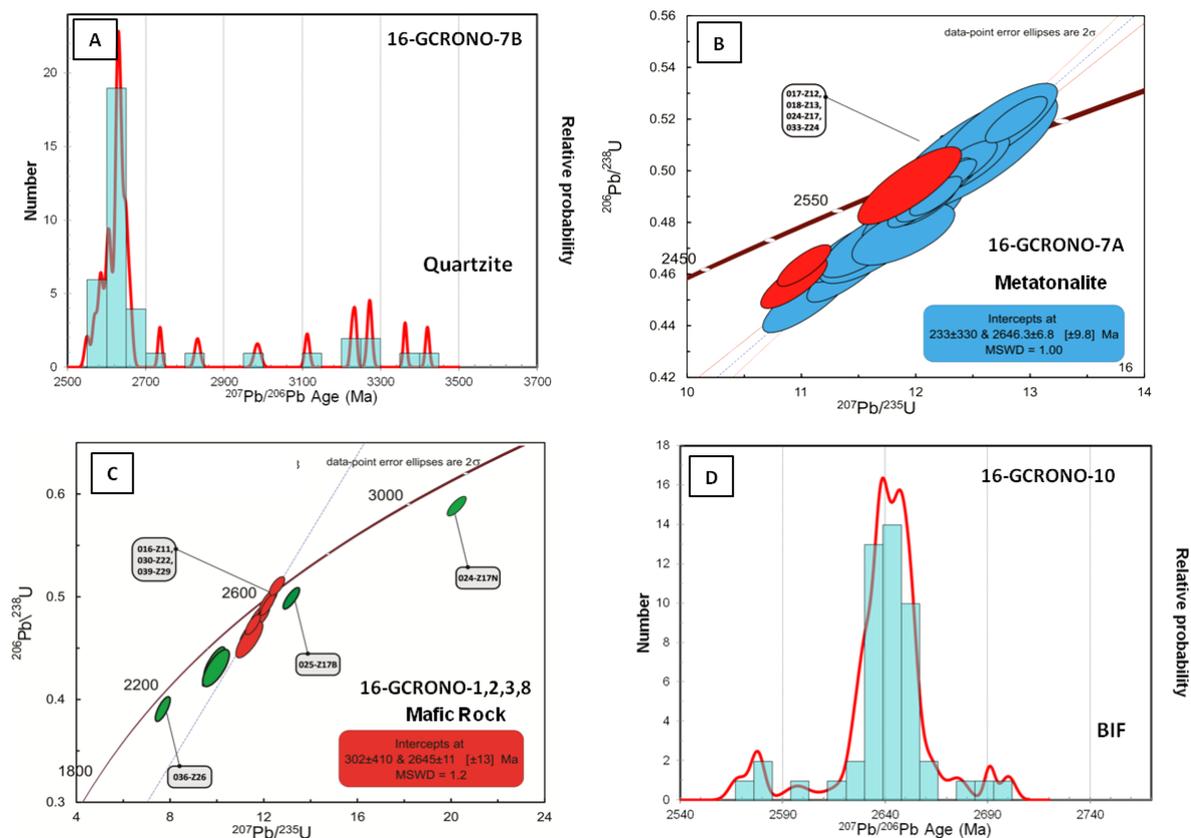


Figura 21 (A) Estimativa da densidade de Kernel para grãos de zircão em amostra de quartzito (16-GCRONO-7B); (B) Gráfico de Concórdia Wetherill da amostra de metatonalito (16-GCRONO-7A); (C) Gráfico de Concórdia Wetherill de amostras de anfibolitos (16-GCRONO-1,2,3,8); (D) Estimativa da densidade de Kernel para os grãos de zircão em amostra de BIF (16-GCRONO-10)

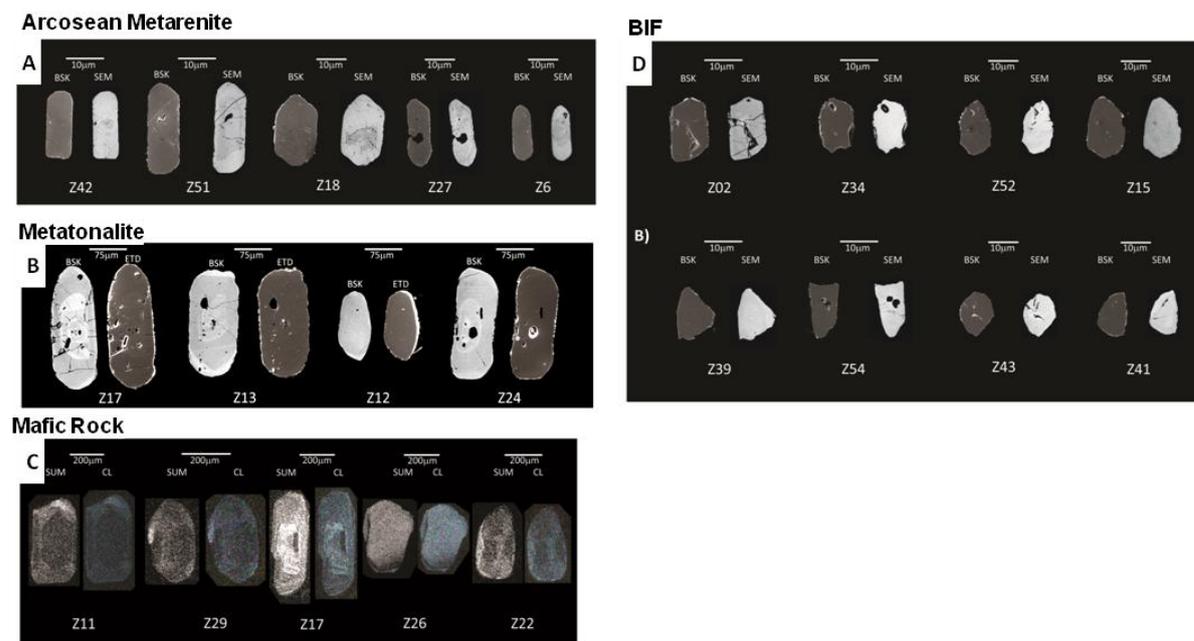


Figura 22 – Imagens de catodo luminescência para os zircões analisados nas rochas da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí. (A) Quartzito; (B) Metatonalito; (C) Rocha metamáfica; (D) BIFs do Alvo Serra do Lontra

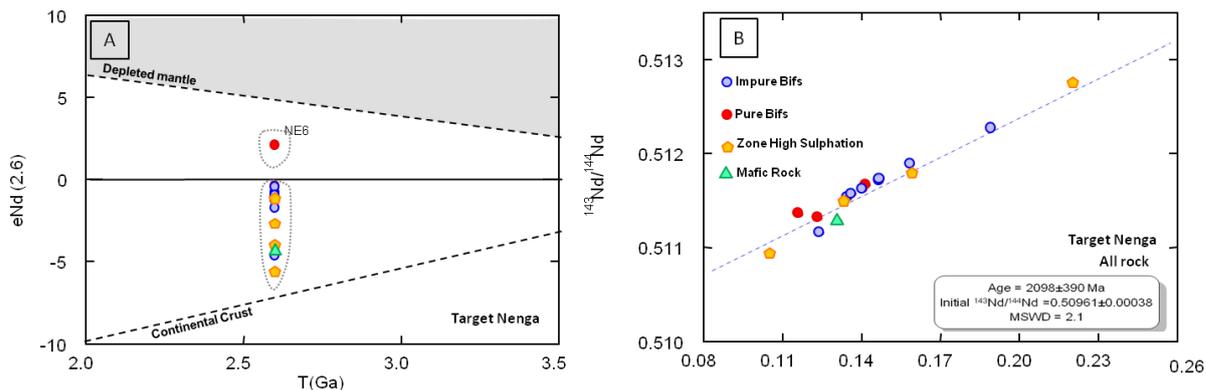


Figura 23 – (A) Modelo de evolução de ENd (t) em função do tempo (2.6 Ga) para as Formações Ferríferas Bandadas metamorizadas do Alvo Nenga; (B) Isócrona Sm-Nd indicando idade de  $2098 \pm 390$  Ma para as rochas metamáficas, as BIFs e as amostras da zona sulfetada no mesmo diagrama

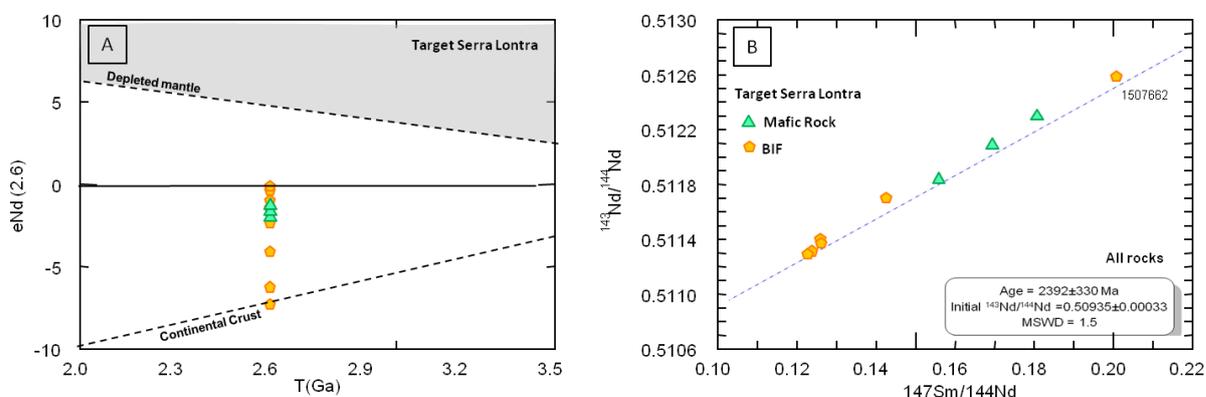


Figura 24 – (A) Modelo de evolução de ENd (t) em função do tempo (2.6 Ga) para as Formações Ferríferas do Alvo Serra do Lontra; (B) Isócrona Sm-Nd indicando idade de  $2392 \pm 330$  Ma para as rochas metamáficas e as BIFs no mesmo diagrama

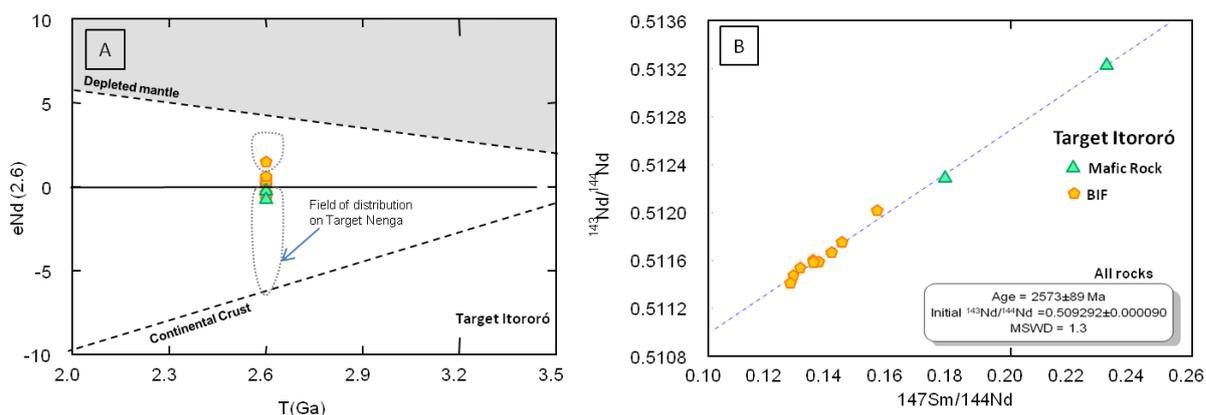


Figura 25 – (A) Modelo de evolução de ENd (t) em função do tempo (2.6 Ga) para as Formações Ferríferas Bandadas metamorizadas do Alvo Itororó; (B) Isócrona Sm-Nd indicando idade de  $2573 \pm 89$  Ma para as rochas metamáficas e as BIFs no mesmo diagrama. Os parâmetros isotópicos usados nos cálculos seguem De Paolo (1981).

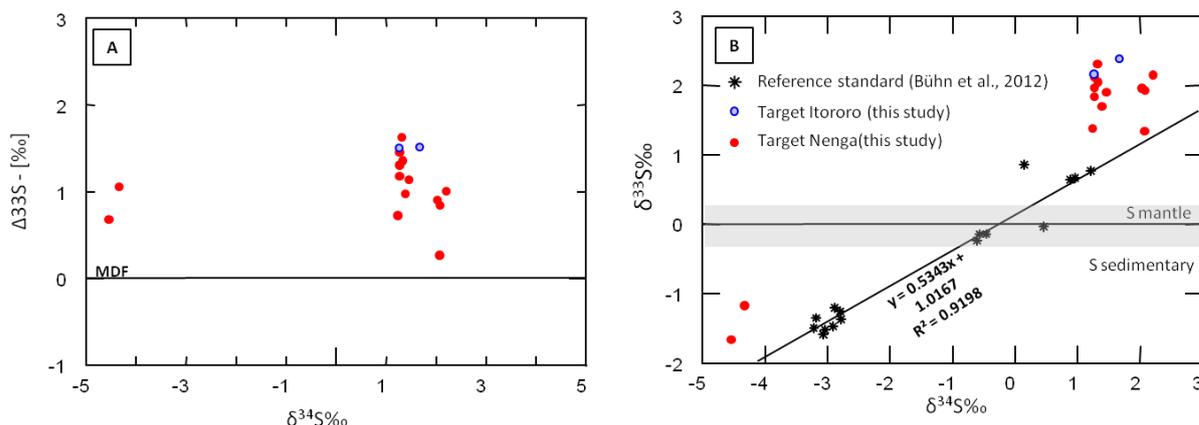


Figura 26 – (A) Diagrama de  $\delta^{34}\text{S}$  versus  $\Delta^{33}\text{S}$  para as pirrotitas dos Alvos Nenga e Itororó. A linha cheia completa com  $\Delta^{33}\text{S} = 0$  representa o fracionamento dependente da massa obtido a partir dos padrões de referência discutidos por Bühn et al. (2012); (B) Composição  $\delta^{34}\text{S}$  e  $\delta^{33}\text{S}$  dos sulfetos do Alvo Nenga e Itororó. As linhas pontilhadas são as linhas teóricas do fracionamento dependente da massa obtida a partir de padrões de referência (Ding et al., 2001; Hu et al., 2003; Mason et al., 2006; Bühn et al., 2012).

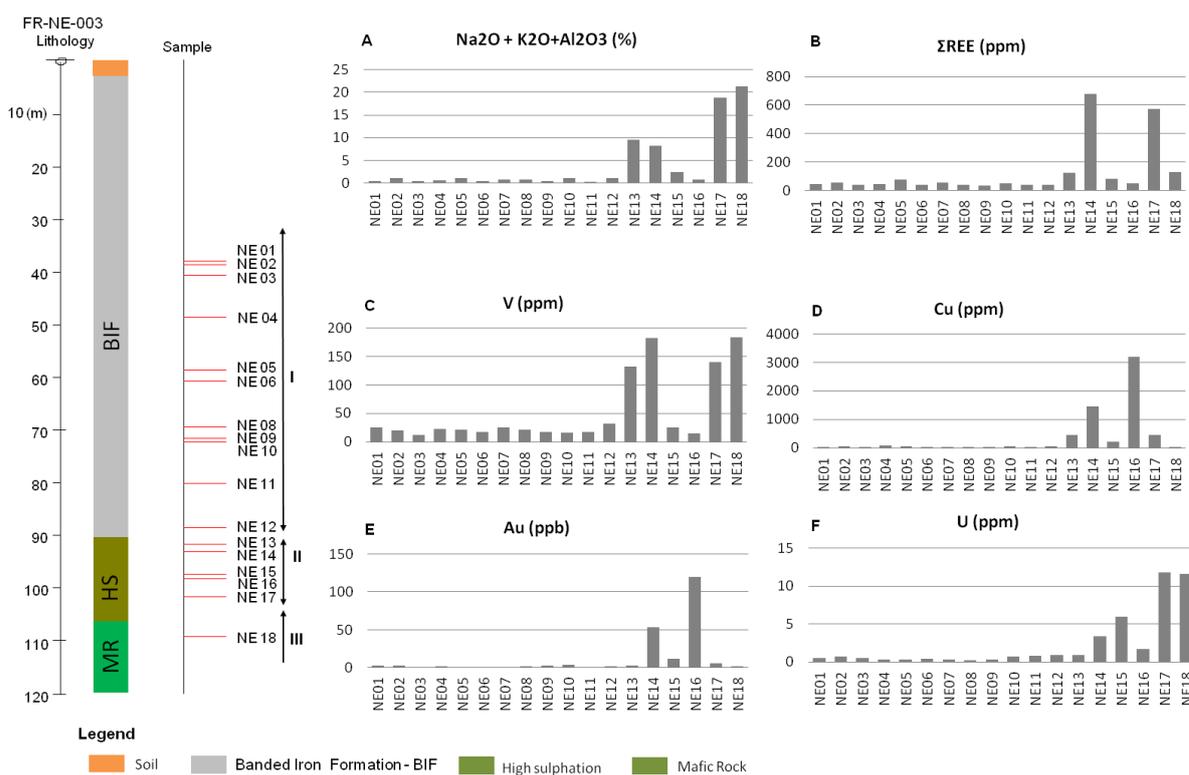


Figura 27 – Diagrama de barras indicando a composição das amostras do furo de sondagem FR-NE-003. (A) Diagrama dos elementos Na + K<sub>2</sub>O + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (%); (B) Diagrama dos elementos  $\Sigma\text{ETR}$  (ppm); (C) Diagrama de composição do V (ppm); (D) Diagrama da composição do Cu (ppm); (E) Diagrama de composição do Au (ppb); (F) Diagrama da composição do U (ppm)

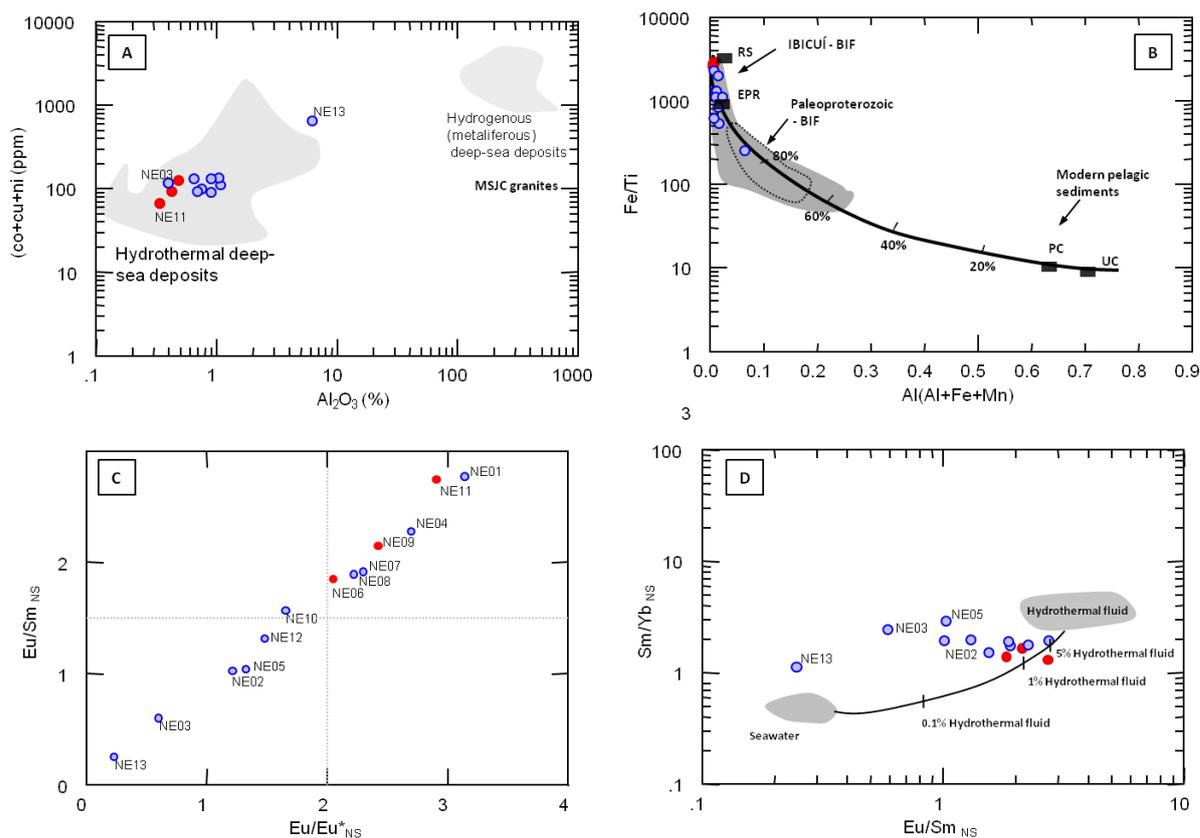


Figura 28 – (A) Diagrama GdSN/GdSN vs. LaSN/LaSN (Viehmann et al., 2015); (B) Amostras apresentam valores de  $Pr/Pr > 1$ , isto indica anomalias negativas verdadeiras de Ce/CeSN (Planavsky et al., 2010); (C) Diagrama Y/Ho versus Zr (ppm); (D) Diagrama  $\Sigma ETR$  versus  $Eu/Eu_{CN}$  (Bolhar et al., 2004); (D) Diagrama Sm/Yb versus Eu/Sm (Alexander et al., 2008) sugerindo que as BIFs estudadas foram depositadas proximais aos fluidos hidrotermais submarinos

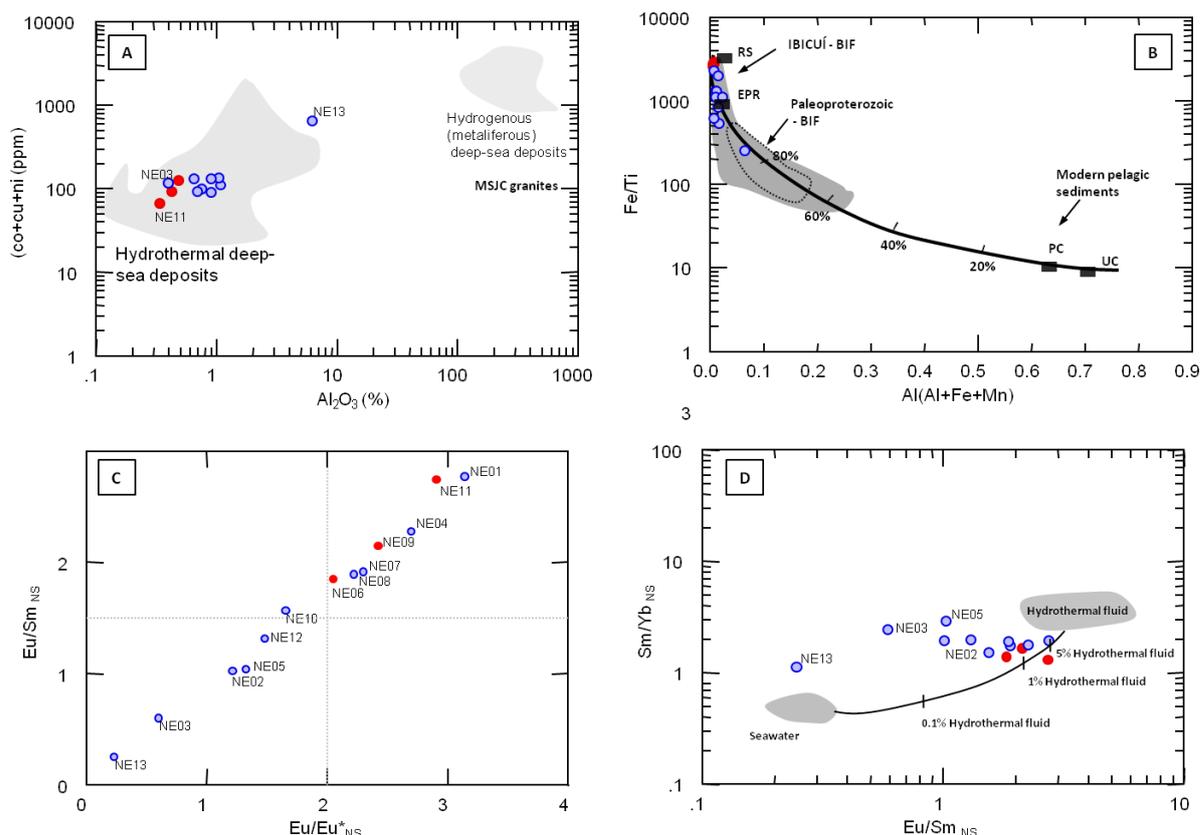


Figura 29 – (A) Diagrama binário de  $(Co + Cu + Ni)$  versus  $Al_2O_3$  com o campo dos depósitos hidrotermais e sedimentos metalíferos de fundo oceânico (Dymek e Klein, 1988); (B) Diagrama  $Fe/Ti$  e  $Al/(Al+Fe+Mn)$  comparando as amostras analisadas com a composição aproximada de sedimentos metalíferos hidrotermais da Cadeia Leste do Pacífico (*East Pacific Rise – EPR*) (Barrett, 1981); sedimentos pelágicos (PC), rochas da crosta continental (UC) (Taylor e McLennan, 1985), sedimentos metalíferos do sistema hidrotermal do Mar Vermelho (RS) (Marching et al., 1982); (C) Diagrama  $Eu/Sm_{NS}$  versus  $Eu/Eu_{NS}$  evidenciando que nas amostras do grupo 01 predominam maiores valores de  $Eu/Eu$  e  $Eu/Sm$ ; (D) Diagrama  $Sm/Yb_{NS}$  versus  $Sm/Yb_{NS}$  (Alexander et al., 2008) representando campos com a composição de fluidos hidrotermais exalativos de alta temperatura ( $>350^{\circ}C$ , Bau e Dulski, 1999), bem como o campo composicional das águas oceânicas mais rasas ( $<500$  m).

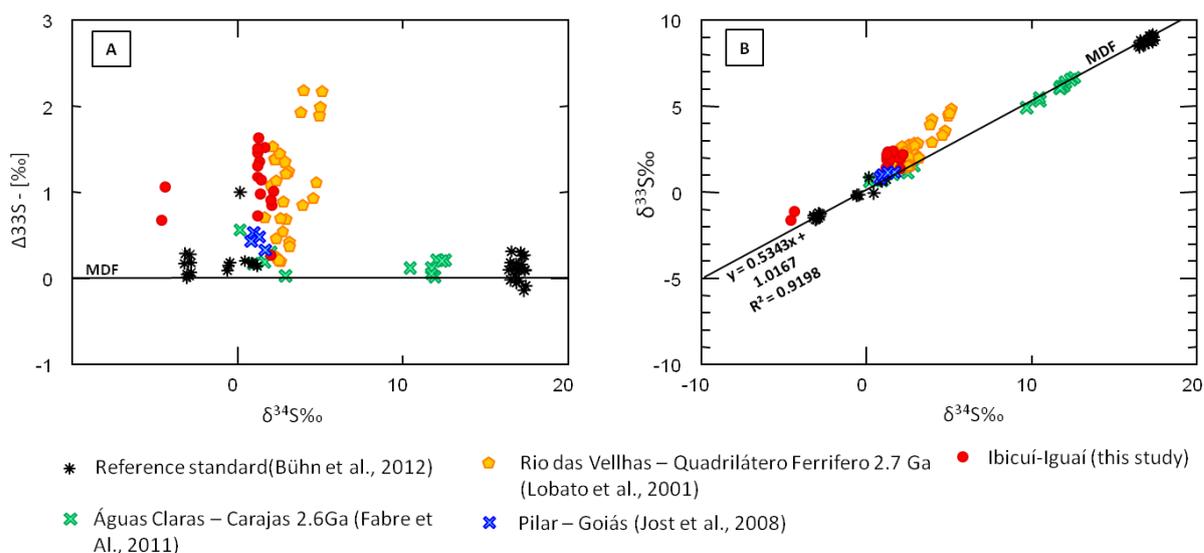


Figura 30 Diagrama comparando os dados de isótopos de enxofre da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí deste estudo com os sulfetos da província Carajás-PA (Fabre et al., 2011), Quadrilátero Ferrífero-MG (Lobato et al., 2001) e Pilar-Ga (Jost et al., 2008). (A) Diagrama  $\Delta 33S$  versus  $\delta 34S$ ; (B) diagrama  $\delta 33S$  versus  $\delta 34S$

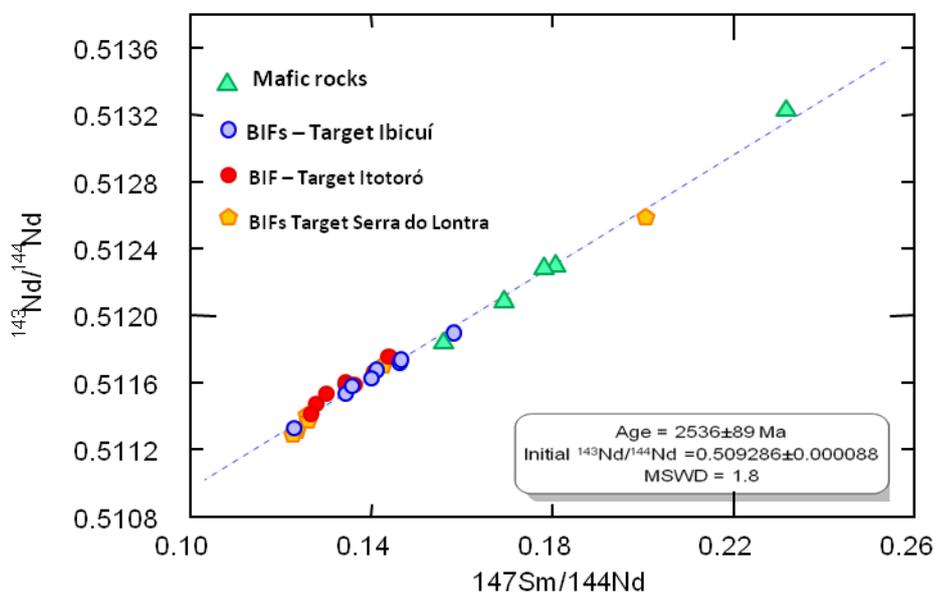
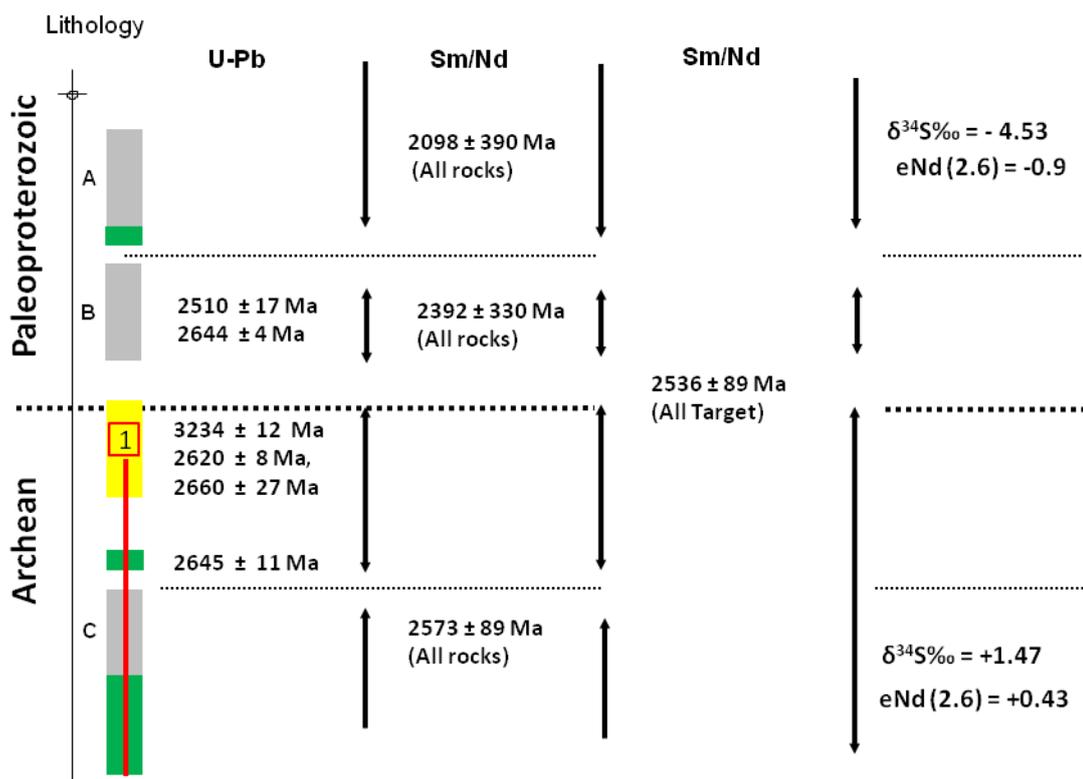


Figura 31 – Diagrama de correlação  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  e  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  para o conjunto de amostras dos três alvos da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí. (A) Isócrona Sm-Nd indicando idade de  $2536 \pm 89$  Ma para as rochas metamáficas e as Formações Ferríferas no mesmo diagrama



1- 2646 ± 6 Ma U-Pb (metatonalite); A- Target Nenga; B- Target Serra do Lontra; C – Target Itororó

Figura 32 – Coluna estratigráfica esquemática da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Ipiaú e distribuição dos dados U/Pb, Sm/Nd, eNd (2.6) e δ³⁴S‰ das amostras analisadas

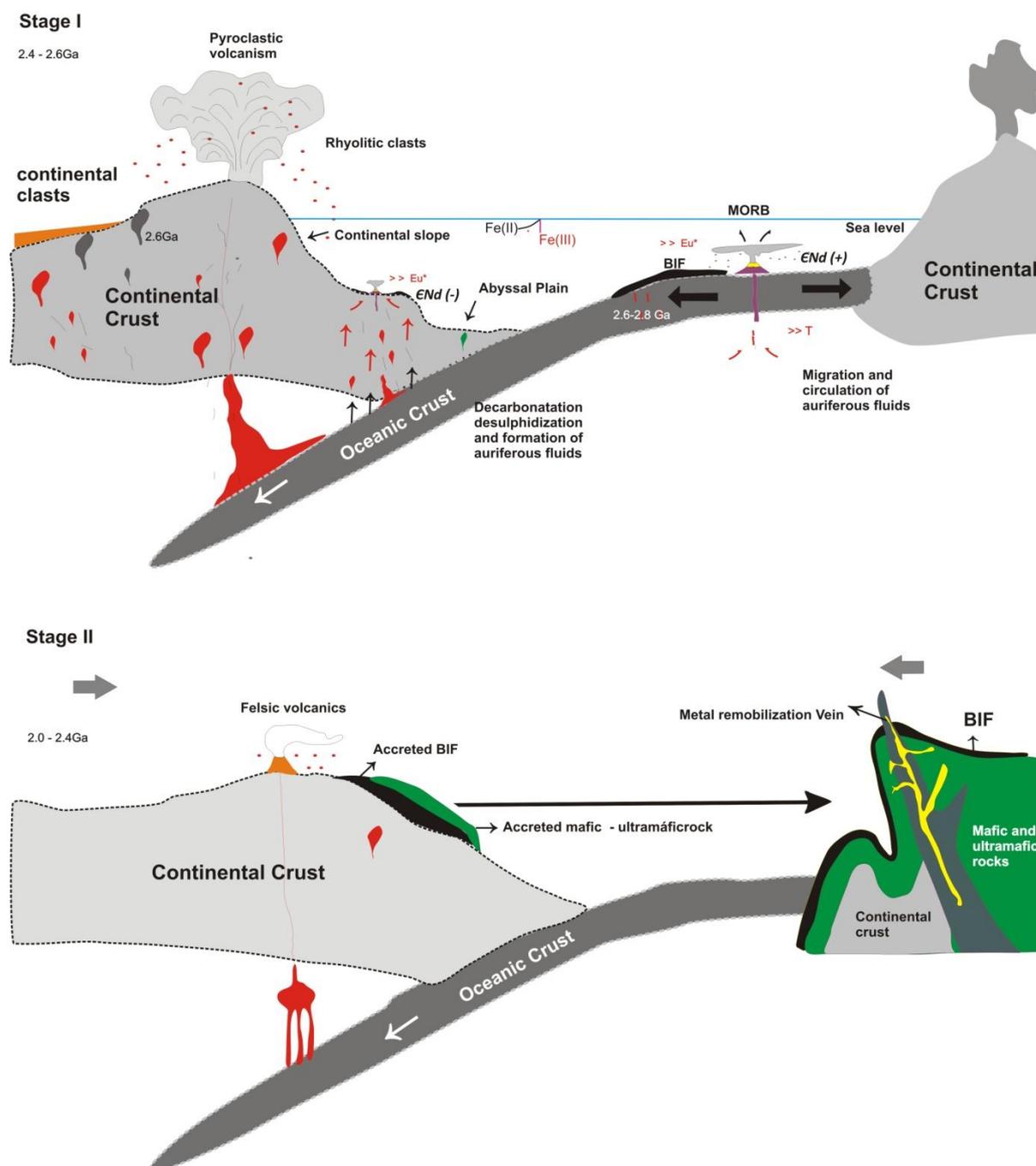


Figura 33 – Modelo sugerido para deposição das BIFs da Sequência metavulcano-sedimentar Ibicuí-Ipiaú e posterior remobilização de metais. A – Estágio I – deposição das BIFs em ambiente marinho raso, sob influência continental félsica em ambiente dominado por fluidos de alta temperatura; Estágio II - deformação paleoproterozoica responsável por amalgamar os terrenos e reconcentrar metais nas zonas de baixa pressão. Geralmente na forma de veios e brechas.

### 3 ESTADO DA ARTE

#### 3.1 GOE – GREAT OXIDATION EVENT

A oxigenação da atmosfera e dos oceanos é dos mais intensamente debatidos temas nas ciências da Terra, hoje. Esta discussão avança no sentido de que a deposição dos grandes depósitos de ferro (BIFs) ocorreu na transição entre o Arqueano e o Paleoproterozóico e se encontra ligada a um aumento significativo do oxigênio fotossintético nos oceanos primitivos, sendo esta uma relação direta com a evolução e o início da vida terrestre (BEKKER et al., 2010).

As mudanças globais nas condições de oxidação no sistema oceano-atmosfera se encontram relacionadas a um evento conhecido como Great Oxidation Event (GOE), que aponta para um rápido e substancial aumento de O<sub>2</sub> atmosférico em 2.5 Ga (PUFAHL; HIATT, 2012). O GOE marca o começo de uma das mais significativas mudanças que a Terra experimentou e estabelece o estágio inicial do intemperismo químico oxidante na superfície terrestre. Marca, também, o início de mudanças indiscriminadas na evolução da vida multicelular e na composição das águas oceânicas (PUFAHL; HIATT, 2012) (Figura 1). Neste caso, a presença de fases minerais reduzidas em rochas sedimentares siliciclásticas arqueanas, tais como pirita e uraninita, parece ser uma evidência de uma atmosfera anóxica antes de 2.5 Ga (MINTER, 2006; HAZEN et al., 2008; PUFAHL; HIATT, 2012; TELES et al., 2015).

A partir deste entendimento, as variações climáticas globais do passado têm sido estudadas através de indicadores geoquímicos e isotópicos em fácies de BIFs (hematita (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), magnetita (Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>), siderita (FeCO<sub>3</sub>) e pirita (FeS<sub>2</sub>), isto é, minerais singenéticos (OHMOTO et al., 2004; BEKKER et al., 2010; VIEHMANN et al., 2015). Estes indicadores permitem a interpretação de processos geológicos atuantes no passado e também inferir as reais condições de oxirredução responsáveis pela precipitação das BIFs no paleoassolho oceânico (BEKKER et al., 2010; VIEHMANN et al., 2015).

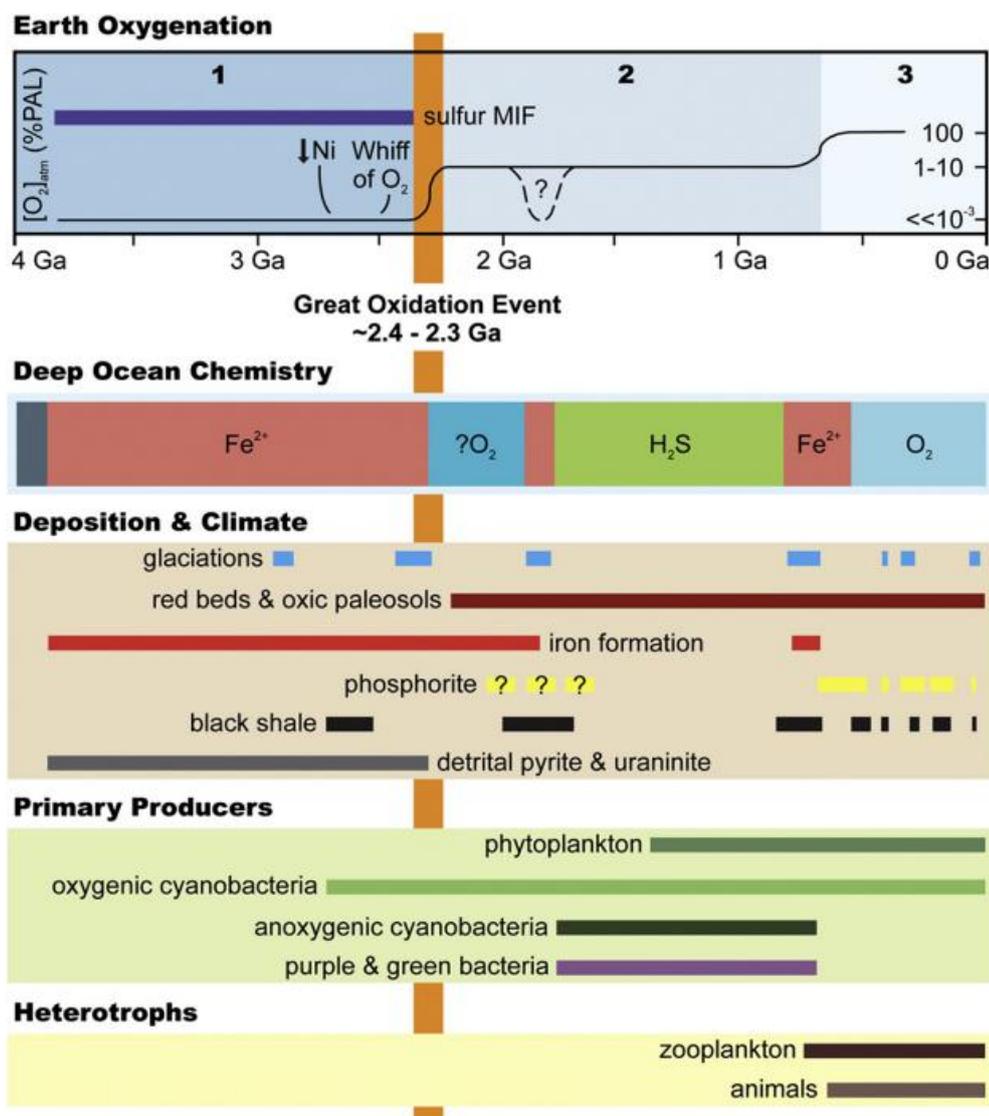


Figura 1 - Química da água do mar e eventos terrestres relacionados aos três estágios de oxigenação oceano-atmosfera (1, 2, 3). MIF – mass-independent fractionation (Pufahl; Hiatt, 2012)

Evidências relacionadas aos isótopos de Enxofre indicam que, antes de 2,4 Ga, o registro sedimentar possuía uma variação limitada de  $\delta^{34}S$  entre sulfetos e sulfatos e ampla variação de  $\delta^{33}S$  (Figura 2). Isto demonstra que, antes de 2.4 Ga, o principal fracionamento de S era independente da massa e, com o surgimento de uma atmosfera rica em oxigênio, este padrão mudou (LYONS et al., 2006). Por volta de 2.3 Ga, a concentração de sulfato na água do mar aumenta, sendo esse incremento coincidente com o GOE (BEKKER et al., 2010; PUFAHL; HIATT, 2012). Nesta ocasião, a condição de redox na superfície da Terra mudou, fundamentalmente, de condições redutoras para oxidantes e, com isto, houve uma consequente diminuição das reações fotoquímicas que geram o fracionamento independente da massa, passando a haver uma inversão das concentrações, com

ampla variação de  $\delta^{34}\text{S}$  e limitada de  $\delta^{33}\text{S}$  (LYONS et al., 2006). Este fato sugere que o efeito do intemperismo de sulfetos em zonas continentais contribuiu para o aumento do fluxo de enxofre para os oceanos e uma conseqüente maior variação nos valores de fracionamento (LYONS et al., 2006). Tais condições persistem até o Neoproterozóico, quando um segundo maior evento de oxigenação da superfície da Terra resultou em um oceano profundo, o que favoreceu outra grande mudança na variabilidade de  $\delta^{34}\text{S}$  em sulfetos e sulfatos e, finalmente, o aparecimento de organismos multicelulares (HURTGEN et al., 2005, LYONS et al., 2006).

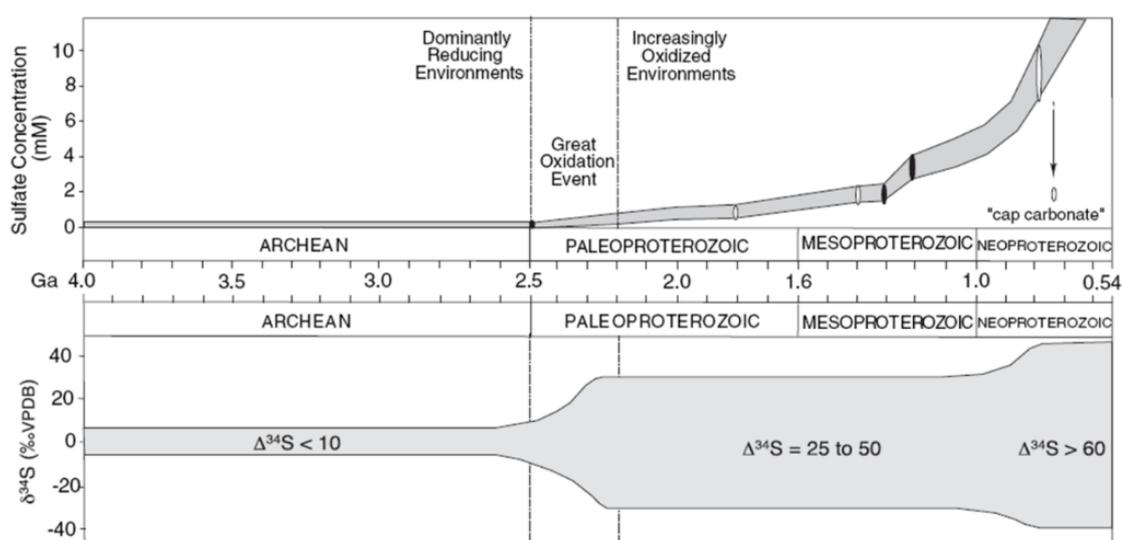


Figura 2 – Valores de  $\delta^{34}\text{S}$  em pirita com idade desde o Arqueano até 0 Neoproterozóico (Lyons et al., 2006)

A composição isotópica do oxigênio ( $\text{O}_2$ ) em BIFs pode ser utilizada para tratar de questões como as temperaturas do oceano e das fontes hidrotermais submarinas (KNAUTH; LOWE, 2003). As composições isotópicas do oxigênio na maior parte do chert e magnetita-hematita podem ser utilizadas como um paleotermômetro porque o fracionamento isotópico entre sílica, Fe e a água do mar é dependente da temperatura, tal como ilustrado por Gutzmer et al. (2006). A aplicabilidade das curvas de fracionamento, especialmente para reações de magnetita/hematita e água, é aceita e utilizada para determinar a temperatura de equilíbrio de minerais sedimentares químicos em ambiente de baixa temperatura (25 a 120°C). Entretanto, alguns autores, como Gutzmer et al. (2006), Figueiredo e Silva et al. (2008) e Thorne et al. (2009), vêm utilizando e extrapolando a curva de fracionamento de Yapp (1990) para temperaturas maiores que 200°C. (Figura 3).

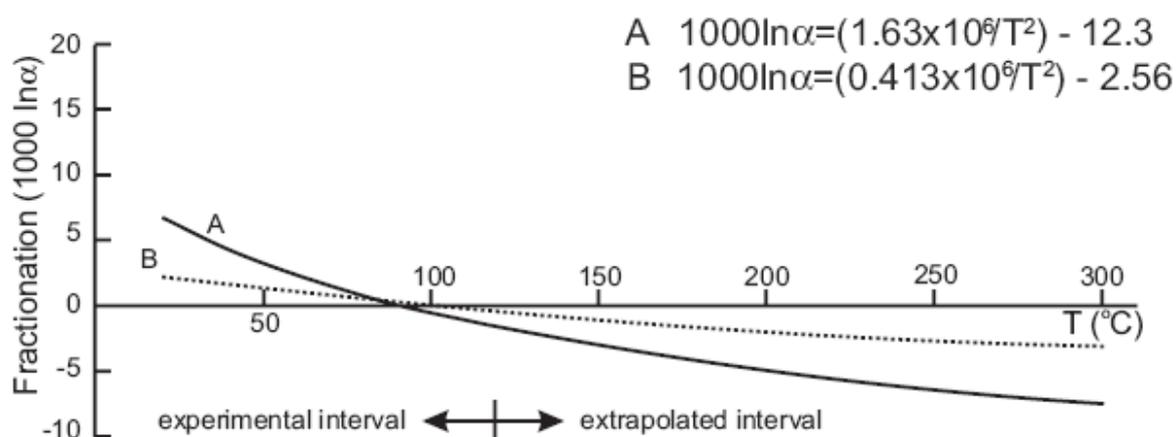


Figura 3 – Curva do fracionamento isotópico do oxigênio para o sistema hematita-água (Gutzmer et al., 2006)

Ressalta-se que as assinaturas isotópicas do oxigênio são extremamente sensíveis às alterações pós-deposicionais (águas meteóricas e fluidas metamórficas). Estes fluidos têm a capacidade de obliterar, de parcial a totalmente, as assinaturas isotópicas sinsedimentares das BIFs através da perda de vapor devido ao aquecimento do sistema, à mistura de fluidos e/ou à troca isotópica com a rocha encaixante (GUTZMER et al., 2006; KAUFMAN et al., 2007). Desse modo, em muitos casos, a interpretação da temperatura de equilíbrio isotópico fica comprometida e não fornece qualquer informação confiável sobre a fonte dos fluidos hidrotermais submarinos responsáveis pela deposição das BIFs e, sim, a temperatura de equilíbrio dos eventos pós-deposicionais (GUTZMER et al., 2006). Por exemplo, os valores negativos de isótopos de oxigênio em torno de -4‰ encontrados em magnetitas das BIFs de 3.0-3.2 Ga, no Weld Range, Yilgarn Craton, Austrália, foram interpretados como as primeiras evidências de oceanos quentes, entretanto, os valores fortemente negativos, em torno de -7‰, foram interpretados como porções das BIFs que sofreram alteração na composição isotópica inicial (GUTZMER et al., 2006) (Figura 4). Já os valores positivos das BIFs de Kuruman no Supergrupo Transvaal, África do Sul, foram interpretados como evidências de oceanos menos quentes em ambientes mais oxidados (GUTZMER et al., 2006).

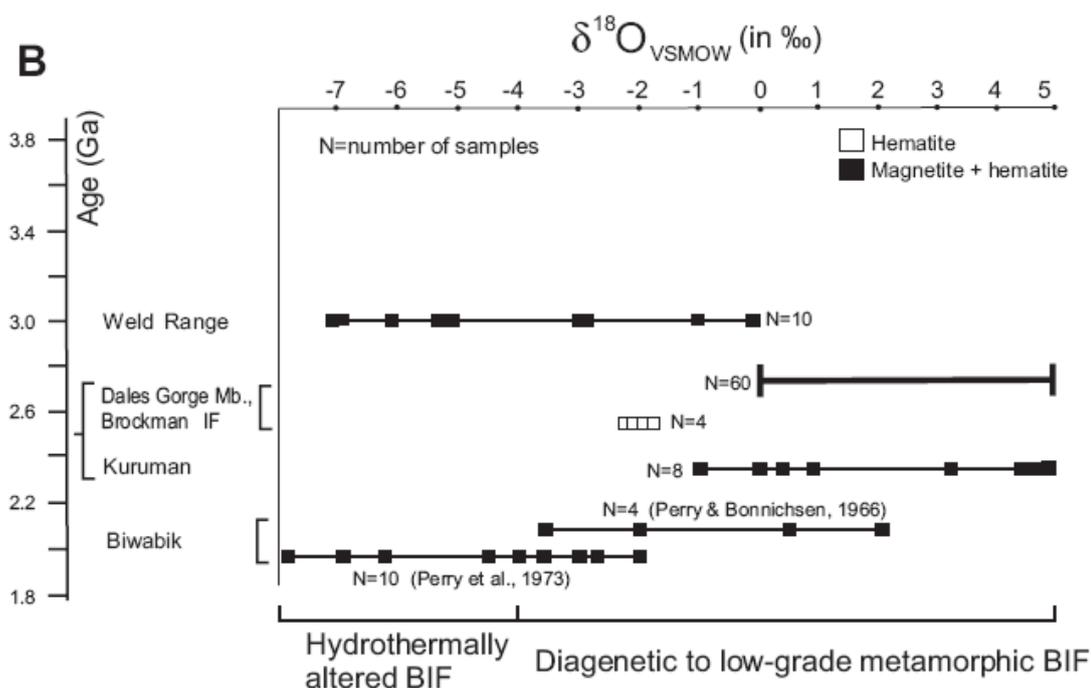


Figura 4 – Composição isotópica de oxigênio em óxidos de ferro (hematita, magnetita) em baixo grau metamórfico BIF de idade Arqueano–Paleoproterozóica (Gutzmer, 2006)

Se a atmosfera da Terra, no passado, tinha uma quantidade significativamente menor de  $\text{O}_2$  (CANFIELD, 2005), o ciclo global do ferro (Fe) deve ter sido consideravelmente diferente do ciclo atual, uma vez que os níveis baixos de oxigênio manteriam este elemento em solução na água do mar por intervalos de tempo bem maiores (KENDALL et al., 2012). Na ausência de um oxidante, a variação da composição isotópica de ferro nos oceanos arqueanos deveria ser ainda mais restrita do que é nos oceanos atuais, uma vez que tanto o fluxo fluvial quanto o fluxo hidrotermal marinho têm  $\delta^{56}\text{Fe}$  de, aproximadamente, 0‰ (YAMAGUCHI et al., 2005; BEKKER et al., 2010; KENDALL et al., 2012).

Os valores de isótopos de ferro em BIFs na transição arqueano-paleoproterozóica (Figura 5) apresentam ampla distribuição, sendo interpretada como relacionada a uma mudança no ciclo global do ferro devido à história de oxidação da superfície terrestre (BEKKER et al., 2010). É provável que, nos oceanos Arqueanos-Paleoproterozóicos, a oxidação de  $\text{Fe(II)}$  tenha ocorrido, de forma conjunta, por processos biológicos aeróbicos e, em menor escala, por processos fotoquímicos abióticos sintetizadores de  $\text{O}_2$ , portanto, as BIFs Arqueanas e Paleoproterozoicas são consideradas como produtos diretos ou indiretos de processos microbianos (KENDALL et al., 2012).

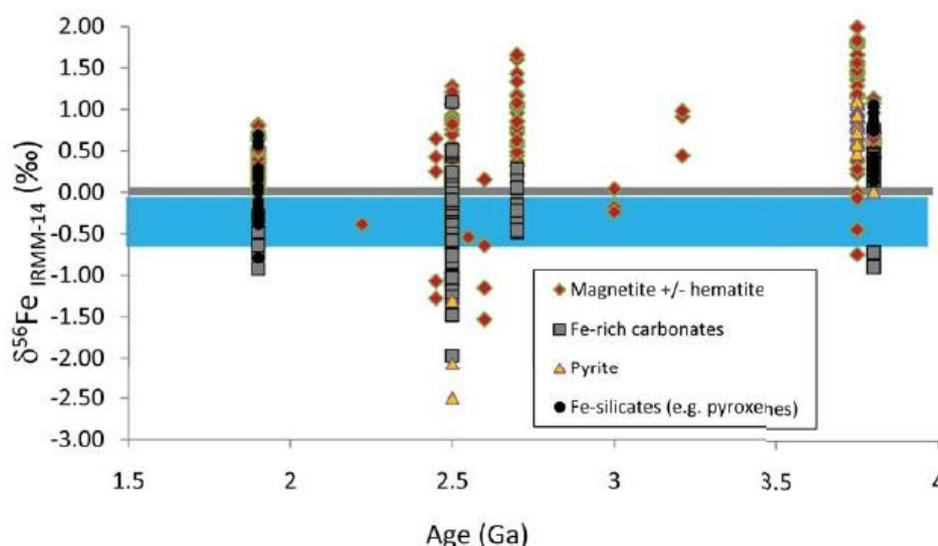


Figura 5 – Variações seculares de  $\delta^{56}\text{Fe}$  para Formações Ferríferas Arqueanas e Paleoproterozóicas (Bekker et al., 2010)

Apenas após o GOE houve condições de ocorrer oxidação de Fe(II) diretamente pela interação com o  $\text{O}_2$  produzido por cianobactérias, resultando, assim, na formação dos grandes depósitos de BIF do Paleoproterozoico. Assim, as composições isotópicas observadas nas BIFs do Arqueano e do Paleoproterozoico são interpretadas como o início dos processos metabólicos envolvendo ferro e os valores de  $\delta^{56}\text{Fe}$  positivos como evidência de precipitação abiótica a partir da oxidação de Fe(II) em camadas oceânicas oxidadas; os valores de  $\delta^{56}\text{Fe}$  negativos são interpretados como evidências da precipitação com contribuições bio-induzidas (YAMAGUCHI et al., 2005; BEKKER et al., 2010; KENDALL et al., 2012).

Épsilon Nd ( $\epsilon\text{Nd}$ ) é indicador isotópico que permite definir a natureza da fonte das formações ferríferas, se crustal ou mantélica, e, quando associado a elementos traços, permite fazer inferências sobre o ambiente deposicional das BIFs e suas rochas associadas (FREI et al., 2008, ALEXANDER et al., 2009). Valores de Nd ( $\epsilon\text{Nd}$ ) positivos são interpretados como gerados a partir de uma fonte mantélica, enquanto que aquelas com valores de Nd ( $\epsilon\text{Nd}$ ) negativo são geradas a partir de uma fonte continental. As razões isotópicas Nd em BIFs são, na sua grande maioria, preservadas nos processos tectonometamórficos, portanto, podem ser utilizadas para determinar as características originais da época de deposição destes sedimentos (FREI; POLAT, 2007; ALEXANDER et al., 2009; VIEHMANN et al., 2015) (Figura 6). Por exemplo, os dados Sm-Nd para as BIFs de Kuruman, fracamente metamorfizadas ( $200^\circ\text{C}$ ), e para as BIFs estratigraficamente

equivalentes da Formação Penge do Supergrupo Transvaal na África do Sul e intensamente metamorfizadas (500°C), apresentam razões isotópicas Sm-Nd muito semelhantes e padrões de ETR idênticos (BAU et al., 1996). Além disso, os dados de BIFs de 2.5-3.7 Ga de uma série de depósitos distribuídos em vários locais do mundo e com diferentes padrões de metamorfismo exibem distribuição de ETR e razões Sm/Nd muito semelhantes (BOLHAR et al., 2004). Este fato sugere que a mobilidade dos ETR e o fracionamento dos isótopos de Sm/Nd em BIF são insignificantes nos eventos metamórficos, exceto em sistemas extremamente dominados por fluidos (razão fluido/rocha > 10<sup>2</sup>). Nestes casos, pode ocorrer alterações no padrão de ETR das BIFs e, conseqüentemente, nas razões isotópicas Sm-Nd (ALEXANDER et al., 2009; VIEHMANN et al., 2015).

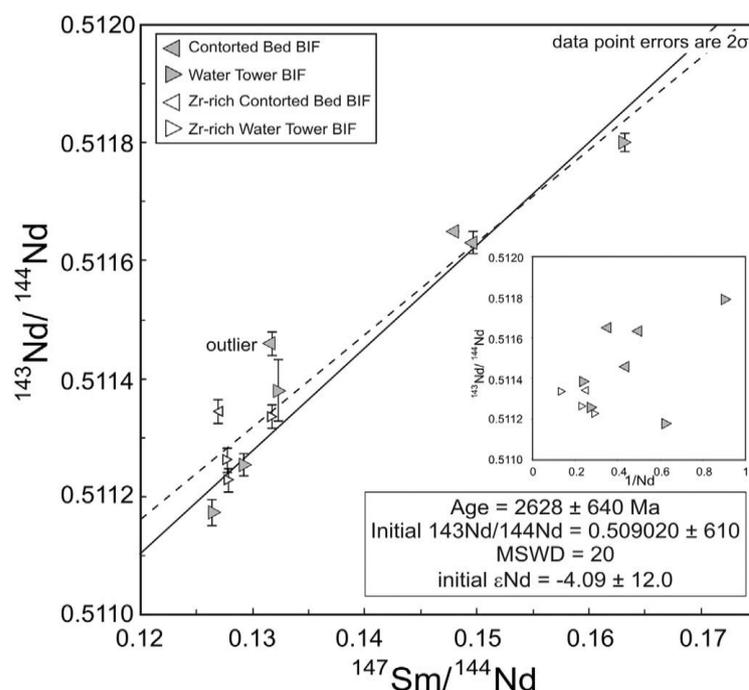


Figura 6 – Isócrona Sm-Nd das BIFs impuras o Supergrupo Krivoy Rog, Ucrânia (Viehmänn et al., 2015)

Destaca-se, também, que isócronas Sm/Nd vêm sendo utilizadas para obter idades de deposição de BIFs (WANG et al., 2014; VIEHMANN et al., 2015) e, embora questionada por alguns (FREI; POLAT, 2007; LI et al., 2015), esta metodologia vem ganhando aceitação como traçador geocronológico na determinação da idade de deposição de BIFs em diferentes períodos da história da Terra, principalmente em regiões onde rochas vulcânicas estão ausentes (VIEHMANN et al., 2013; VIEHMANN et al., 2015).

### 3.2 MODELO DO OCEANO ESTRATIFICADO

Uma questão fundamental sobre a gênese de BIFs diz respeito à distância em que o ferro pode ser transportado em relação à sua fonte. Isto é conhecido como modelo de oceano estratificado (*stratified ocean model*), de Klein e Beukes (1989) que defendem que, no estado anóxico dos oceanos, o Ferro pode ser transportado e depositado distalmente a partir das fontes hidrotermais. Neste modelo, as BIFs depositadas em lâmina d'água profunda e com maior influência das fontes hidrotermais se encontram associadas com rochas máficas, ultra-máficas e sulfetos e aquelas depositadas em lâmina d'água rasa encontram-se associadas a rochas carbonáticas, siliciclásticas e fosfáticas (PLANAUSKY et al., 2010; BEKKER et al., 2010) (Figura 7). Esta zonação lateral de fácies representa o resultado da interação das águas de ressurgência com águas de porções mais ricas em oxigênio.

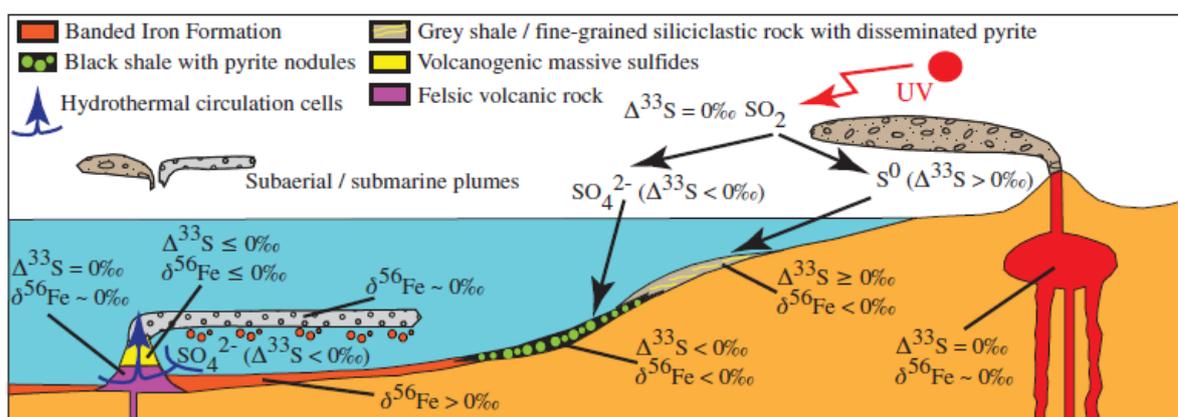


Figura 7 – Diagrama esquemático ilustrando a migração das plumas hidrotermais e a distribuição de fácies no ambiente sedimentar marinho (Bekker et al., 2010)

### 3.3 ANOMALIA DE (Eu/Eu\*)

As anomalias de Eu em BIFs, calculadas pela razão  $(Eu/Eu^*) = Eu_{(sn)} / (0.67Sm + 0.33Tb)_{(sn)}$  ou por exemplo,  $Eu/Eu^* = 2Eu_{(sn)} / (Sm + Gd)_{(sn)}$ , fornecem informações sobre a temperatura do fluido hidrotermal submarino nos oceanos, sendo este elemento considerado como um indicador geoquímico de temperatura e proximidade da fonte hidrotermal submarina (BEKKER et al., 2010).

As BIFs do Arqueano apresentam enriquecimento geral de ETRs em, aproximadamente, 3 vezes em relação ao Condrito enquanto que, no Proterozóico, a variação é entre 5 e 50 vezes (KATO et al., 2006). Somado a isto, é observada uma

mudança na intensidade das anomalias de Európio (Eu) no decorrer do tempo geológico (Figura 8) que tem sido relacionada com variações globais das condições que controlam a mobilização dos ETR ao longo do tempo geológico (PLANAVSKY et al., 2010).

Assim, para as BIFs depositadas no Arqueano (pré-2,5 Ga), por exemplo, as anomalias positivas de Eu são bem marcantes e interpretadas como depositadas em um ambiente proximal às fontes hidrotermais com fluidos hidrotermais de alta temperatura (Figura 9-A-I). Nas sequências depositadas pós 2.5 Ga, ocorre uma mudança nos valores de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  para levemente negativos (Figura 9- K-P), o que é interpretado como devido à diminuição da temperatura do sistema crosta-manto e/ou distância da fonte hidrotermal (KATO et al., 2006; PLANAVSKY et al., 2010).

A Figura 8 evidencia esta mudança drástica nos valores  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , onde os valores vêm constantes até 2.7 Ga e então ocorre a primeira quando mudança nas anomalias de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , seguida de um segundo momento, em 2.5 Ga, em que os valores de anomalias de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  passam a ser menores em relação às BIFs pré-2.7 Ga (KATO, et al., 2006).

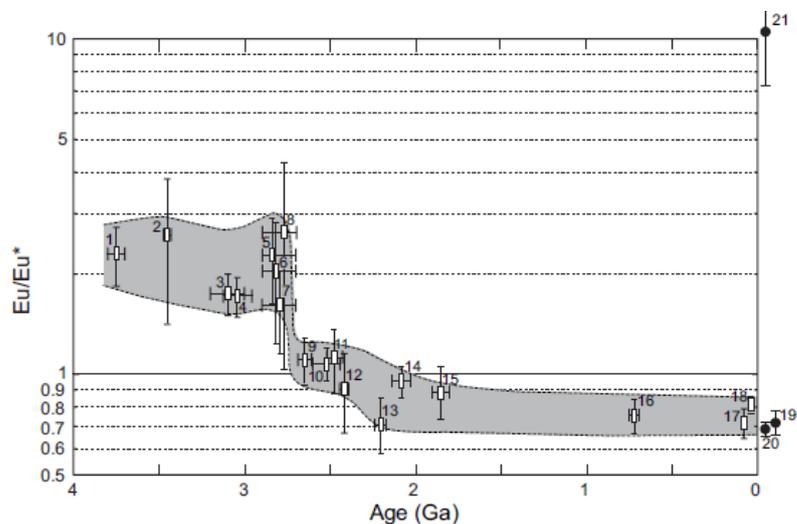


Figura 8 – Variação secular de  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  em BIFs. Caixa e barra representam um valor médio  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  (Kato et al., 2006)

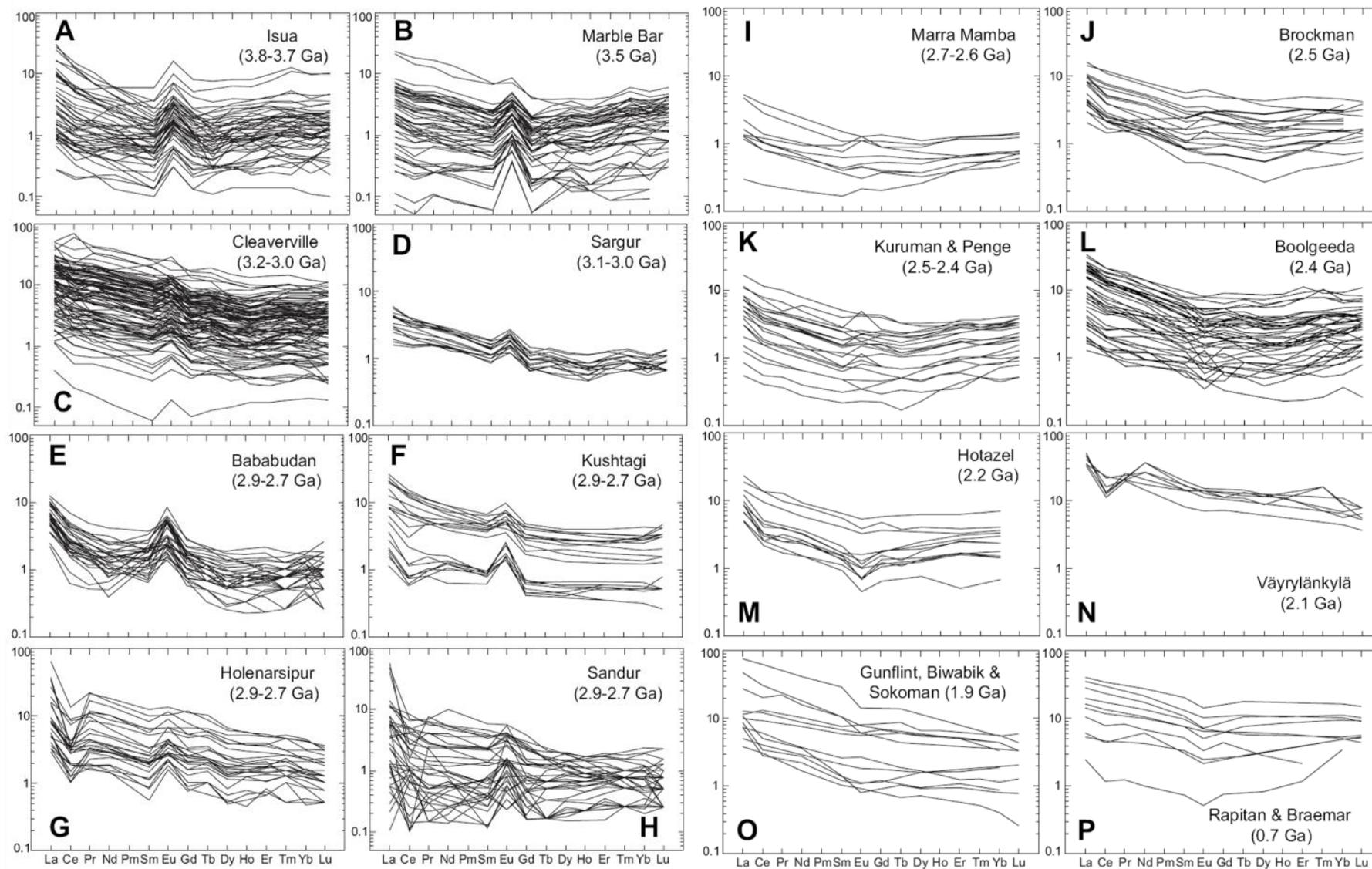


Figura 9 - Padrão do ETR normalizado pelo condrito para Formações Ferríferas de diversas regiões (Kato, et al, 2006)

Somado a isto, entre 3.2 Ga e 2.6 Ga, um importante episódio de crescimento crustal foi acompanhado por ampla granitogênese rica em K. Este episódio efetivou, por sua vez, a composição da crosta continental superior e criou as condições necessárias para aumentar o influxo fluvial nas bacias oceânicas em 2.7 Ga. Com isto, o fluxo fluvial se soma ao influxo hidrotermal o que resulta na diminuição dos valores  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  nos precipitados químicos (KATO et al., 2006). Assim, as rochas sedimentares arqueanas, antes enriquecidas em Eu em relação aos folhelhos pós-arqueanos, mudaram e passaram a ter composição média cada vez mais parecida com o *Post-Archean average Australian sedimentary rock* (PAAS) de McLennan (1989). (KATO et al., 2006; BEKKER et al., 2010).

Associado a este fato, os fluidos hidrotermais das fumarolas submarinas, devido à interação com rochas do assoalho oceânico, se tornam enriquecidos em Eu em função da lixiviação do plagioclásio contido nessas rochas (PETER, 2003). Nesta situação, o potencial de oxi-redução do  $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$  depende, principalmente, da temperatura, e, em menor grau, do pH, sendo pouco afetado pela pressão. Assim, em altas temperaturas superiores a 350°C, o fluido vulcanogênico reage com as rochas subjacentes, torna-se reduzido e isto favorece a estabilidade do  $\text{Eu}^{2+}$  na forma de complexo solúvel, predominantemente como  $\text{EuCl}^{2-}$  e, subordinadamente, como  $\text{EuCl}^3$  (PETER, 2003). Em função disto, os fluidos hidrotermais submarinos de altas temperaturas possuem uma pronunciada anomalia positiva de Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 7,2-15,1$ ) e um notável enriquecimento relativo no conteúdo de ETR, quando comparado ao conteúdo da água do mar moderna. Assim, os fluidos com temperaturas superiores a 350°C geram  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{CN}}$  maior que 1, e os fluidos com temperaturas menores que 250°C, geram razões  $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{CN}}$  menor ou igual a 1 (KATO et al., 2006; FREI; POLAT, 2007; PLANAVSKY et al., 2010; PRASAD et al., 2012).

### 3.4 ANOMALIA ( $\text{Ce}/\text{Ce}^*$ )

As anomalias de Ce em BIFs são calculadas pela razão  $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{SN}} = \text{Ce}_{\text{SN}}/(0.5\text{La}_{\text{SN}}+0.5\text{Pr}_{\text{SN}})$  e fornecem informações sobre a abundância de oxigênio nos oceanos, sendo este elemento considerado como um indicador geoquímico de oxidação em águas oceânicas (BEKKER et al., 2010).

Nos oceanos modernos, as concentrações de ETR são extremamente baixas e isto se dá devido à baixa solubilidade e mobilidade dos ETR na água do mar (KATO et al., 2006). Em locais de águas profundas (>2000 m) (Figura 10.a), a composição da água exibe grandes anomalias negativas de Ce; nas águas superficiais oxidadas (<200 m), as anomalias negativas são menos acentuadas, entretanto, estas anomalias são ausentes em fluidos hidrotermais de alta temperatura (Figura 10.b). Este fato ocorre devido ao Cério ser encontrado em dois estados de oxidação nos oceanos,  $Ce^{+3}$  e  $Ce^{+4}$  (KATO et al., 2006; BEKKER et al., 2010). Em condições oxidantes, o  $Ce^{3+}$  solúvel oxida para o  $Ce^{+4}$  insolúvel e, assim, é rapidamente incorporado aos sedimentos de fundo oceânico, principalmente em nódulos de manganês, o que lhe confere anomalias de levemente negativas a positivas (Figura 10.c).

Em relação aos sedimentados em geral, apresenta maior enriquecimento em ETR total, exceto em casos em que os nódulos contêm significativo componente hidrotermal, exibindo, assim, anomalia de negativa a positiva de Ce (Fig 10.d) (KATO et al., 2006; ALEXANDER et al., 2008; BEKKER et al., 2010). Todos esses processos descritos contribuem para a extração do Ce da água do mar, com consequente empobrecimento deste elemento.

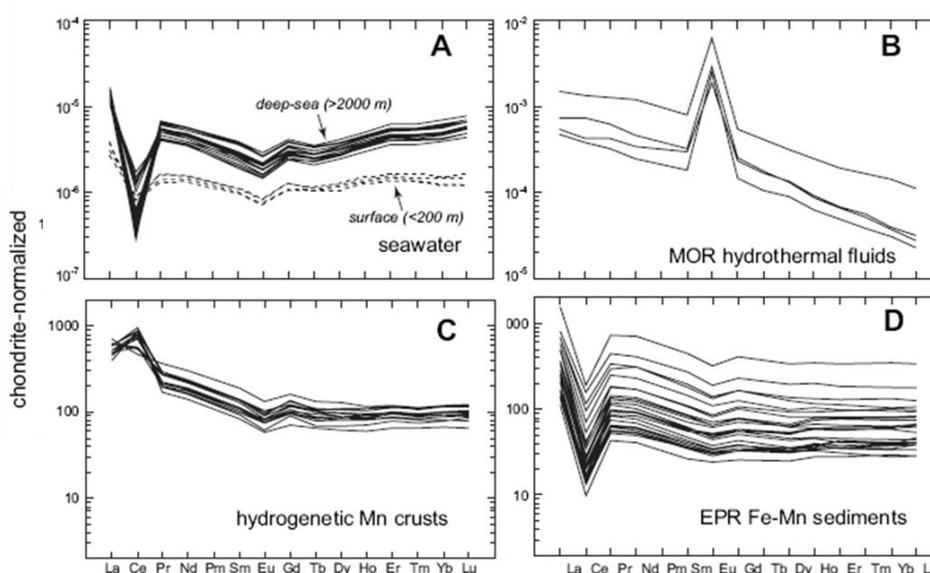


Figura 10 – Padrões de ETR normalizados pelo Condrito. (A) Água do Mar; (B) Fluidos hidrotermais de alta temperatura; (C) Crosta manganésifera; (D) Sedimentos Pelágicos (Kato et al., 2006)

A Figura 11, que mostra a variação secular da anomalia de Ce nos BIFs, nos dá uma nova visão do cenário de oxigênio no Pré-cambriano (KATO et al., 2006). A

presença de anomalias ligeiramente negativas de Ce nas BIFs de Isua sugere que algum tipo de mecanismo de oxidação Ce já existia no 3.8-3.7 Ga e que a coluna de água do mar não foi totalmente anóxica, o que é consistente com a presença de pequenos, mas generalizados, depósitos de Mn arqueanos associado às BIFs do Craton de Dharwar, Índia, interpretado como depositado em ambientes rasos (MANIKYAMBA et al., 2014).

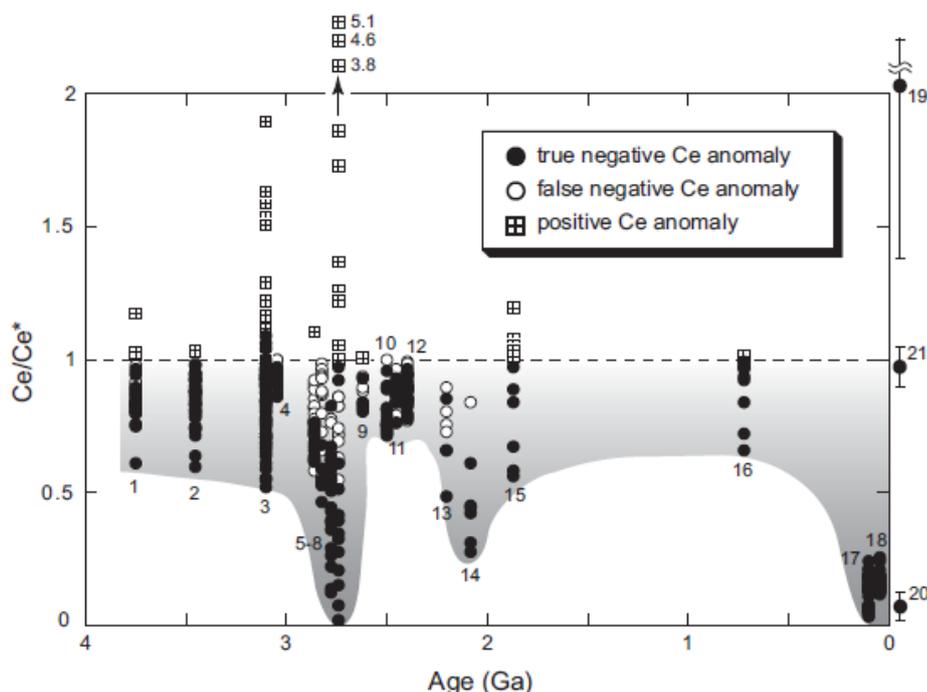


Figura 11 – Variação secular do Ce/Ce\* em BIFs (Kato et al., 2006)

Ressalta-se que as anomalias de Ce podem ser mascaradas na água do mar, o que ocorre devido à abundância do La em ambiente marinho e em seus precipitados químicos. Na tentativa de distinguir “a real” anomalia de Ce, Bau e Dulski (1996) propuseram um diagrama combinando Ce/Ce\* e Pr/Pr\*, sendo as anomalias de Pr calculadas pela razão  $(Pr/Pr^*)_{SN} = Pr_{SN}/(0.5Ce_{SN}+0.5Nd_{SN})$ . Neste diagrama, anomalias negativas verdadeiras em Ce resultam, inevitavelmente, em  $(Pr/Pr^*)_{SN} > 1$ , enquanto que anomalias de  $(Ce/Ce^*)_{SN} < 1$  e  $(Pr/Pr^*)_{SN} < 1$ , indicam uma falsa anomalia negativa de Ce. Com isto, grandes anomalias positivas de Eu/Eu\*, com moderada ou ausência de anomalia Ce, indicam proximidade das fontes hidrotermais em ambiente pouco oxidado, enquanto que anomalias negativas de Eu/Eu\* somadas a anomalias negativas de Ce/Ce\* indicam ambiente distal das fontes hidrotermais em ambiente oxidado (KATO et al., 2006).



semelhanças químicas entre Y e Ho, estes elementos se comportam de modo diferente. Eles são fracionados durante ciclo redox dos oxí-hidróxidos de Mn e/ou Fe, onde Ho é eliminado nas partículas em suspensão duas vezes mais rápido do que Y. A razão Y/Ho típica da água do mar se encontra entre 60 e 90 enquanto que, nas águas com influência continental, os valores se encontram entre 26 e 27, equivalente aos valores apresentados pelo PAAS (27) (PLANAVSKY et al., 2010). Embora existam exceções (KATO et al., 2006), as BIFs de idade arqueana e do início do paleoproterozoico tendem a apresentar altas razões Y/Ho, enquanto que aquelas posteriores a 2.5 Ga apresentam razões Y/Ho mais variáveis (PLANAVSKY et al., 2010) (Figura 13).

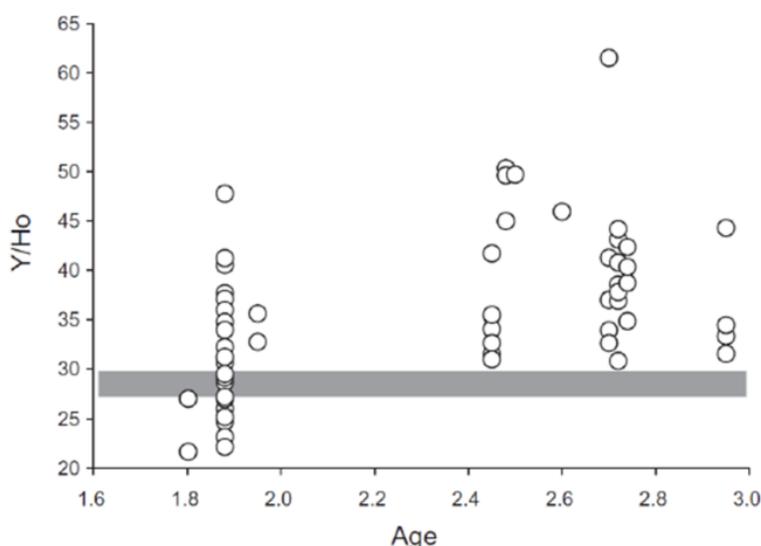


Figura 13 – Tendência temporal das razões Y/Ho características de BIFs. A barra cinza indica valores compostos do folhelho australiano pós-arqueano (PAAS). BIFs arqueanas revelam razões Y/Ho maiores que as do PAAS, enquanto as depositadas no paleoproterozoico apresentam amplo intervalo de razões Y/Ho (Planavsky et al., 2010).

As razões  $(Eu/Sm)_{SN}$  em BIFs são controladas pela carga de ETR lixiviada da crosta oceânica a partir dos fluidos hidrotermais em ambiente submarino (ALEXANDER et al., 2008). Já as razões  $(Sm/Yb)_{SN}$  são resultantes da mistura de massas de águas marinhas com águas fluviais e costeiras (ALEXANDER et al., 2008). O decréscimo nas razões  $(Eu/Sm)_{NS}$  em BIFs depositadas pós 2.7 Ga são interpretados como relacionados a uma maior contribuição de fluidos hidrotermais de menor temperatura, enquanto que o aumento nas razões  $(Sm/Yb)_{NS}$  é interpretado como devido a um maior aporte de ETR nos oceanos (ALEXANDER et al., 2008). Já as BIFs depositadas (pré-2,7 Ga), mesmo quando submetidas a diferentes grãos

metamórficos, revelam razões  $(Eu/Sm)_{SN} > 1$  e  $(Sm/Yb)_{SN} < 1$  (ALEXANDER et al., 2008) (Figura 14).

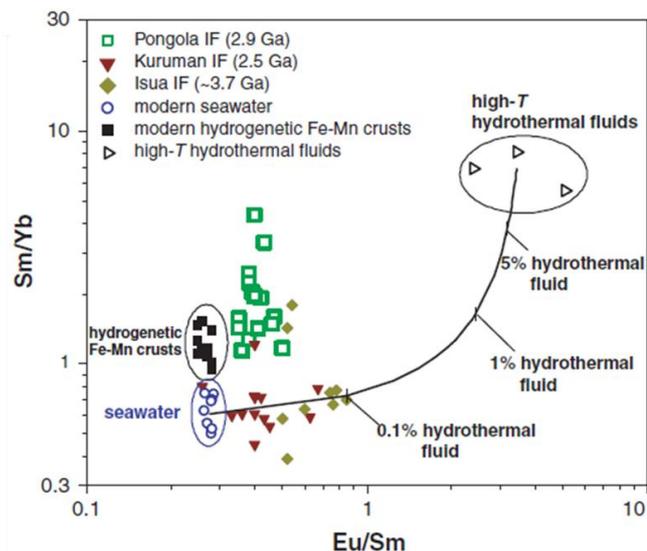


Figura 14 – Diagrama Sm/Yb e Eu/Sm com dados das BIFs de 3.7 Ga Isua (Bolhar et al., 2004), das BIFs de 2.5 Ga Kuruman (Bau e Dulski, 1996), águas rasas do oceano pacífico (<500 m) (Alibo e Nozaki, 1999) e fluidos hidrotermais de alta temperatura (>350 C) (Dulski e Bau, 1999). (NS = normalizadas pelo PASS) (Alexander et al., 2008)

### 3.6 DEPÓSITOS MINERAIS E BIFS

A natureza de deposição das BIFs do tipo Algoma é contemporânea e geneticamente relacionada à formação de Grandes Províncias Ígneas (*Large Igneous Provinces – LIPs*) (OHMOTO et al., 2006; BEKKER et al., 2010), além disto, a deposição das BIFs ocorreu em diferentes períodos da história da Terra, principalmente do Arqueano ao Paleoproterozoico, e geralmente associada a depósitos exalativos do tipo *volcanic-hosted massive sulfide* (VHMS), próximos a fontes exalativas submarinas em ambiente relacionado a subducção e geração de Arcos Magmáticos (KATO et al., 2006; BEKKER et al., 2010).

De uma maneira geral, as características geológicas, mineralógicas e geoquímicas dos principais depósitos minerais associados às BIFs são muito semelhantes e sugerem uma interessante correlação entre o tipo de rocha associada e o tipo de mineralização (GROVES et al., 2005; OHMOTO et al., 2006; GARZON, 2010). É importante destacar que as rochas encaixantes das BIFs sugerem estas como parte do registro de um ambiente geológico específico, por exemplo, as BIFs Isua, Groenlândia de 3.8 Ga, são interpretadas como depositadas em águas

profundas (>2,5 quilômetros), proximais às fontes hidrotermais e geralmente relacionadas a depósitos sulfetados tipo VMS ricos em Cu-Au (OHMOTO et al., 2006) (Tabela 4) (Figura 15).

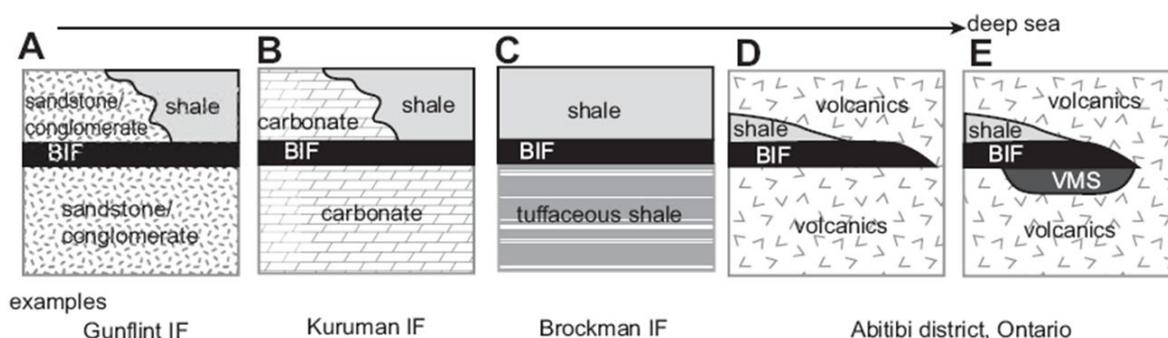


Figura 15 – Tipo de rochas encaixantes das BIFs em relação com a profundidade do ambiente deposicional. (A) conglomerado e/ou arenito; (B) dolomita e/ou calcário; (C) xisto (frequentemente tufáceos); (D) rocha vulcânica submarina (tufos e lavas); (E) sulfeto tipo VMS (Ohmoto et al., 2006)

As BIFs cujas encaixantes são dolomitas, calcários e arenitos têm sido interpretadas como depositadas em um ambiente raso e, geralmente, sem uma associação vulcânica característica, onde são comuns pacotes sedimentares espessos (200 a 2000m) e contínuos (2 a 400 km), semelhantes aos observados nos pacotes encaixantes das BIFs de 2.5 Ga do distrito de Transvaal, África do Sul (BEUKES, 1983; KLEIN; BEUKES, 1989) (Tabela 5). Os xistos, por sua vez, têm se formado em uma ampla gama de profundidades e sua distinção quanto à posição na bacia tem sido extremamente difícil (OHMOTO et al., 2006). As mineralizações econômicas relacionadas às BIFs, principalmente ouro, são comuns em *greenstone belts* (OHMOTO et al., 2006; ZOHEIR; AKAWY, 2010), sendo que a maioria das interpretações, quanto a sua gênese sugerem um modelo conhecido como “orogenic gold”. Neste modelo, o ouro ocorre como resultado da lixiviação de metais por processos metamórficos e/ou hidrotermais durante eventos deformacionais pós-deposicionais, onde as BIFs armadilhas ou traps químicas para as mineralizações (SPRY et al., 2000; GOLDFARB et al., 2001; GOLDFARB et al., 2005; DE WIT et al., 2004, GROVES et al., 2005; MARTINS et al., 2007; GANGULY et al., 2016).

Dentre os inúmeros depósitos de Au hospedados em BIFs, destaca-se os depósitos de Homestake, Dakota do Sul, E.U.A; Agnico-Eagle, Quebec, Canadá; Lupin, território noroeste, Canadá; Mt. Morgans, Yilgarn Block, Austrália; Vubachikwe. Existem outras minas menores como Gwanda Greenstone Belt, Zimbabwe, São Bento, Cuiabá, e Morro Velho, em Minas Gerais, Brasil (GARZON,

2010). Observa-se que a maioria das BIFs mineralizadas em ouro é de idade arqueana, com exceção da Formação Homestake, Formação Baffin Island, que são interpretadas como de idade Paleoproterozoica (Tabela 2). Todos os depósitos aqui citados mostram, pelo menos, um controle estrutural na mineralização, por exemplo, eixos de dobras, falhas e zonas de cisalhamento e, em alguns casos, o ouro é restrito a veios de quartzo e/ou carbonatos. Clorita, sericita e carbonatos são interpretados como minerais de alteração. Seguindo outra linha de raciocínio, destaca-se que as características sin-sedimentares das BIFs arqueanas e paleoproterozoicas sugerem estas como protominérios de muitas mineralizações auríferas, o que remete ao conceito vulcano-exalativo (VMS) que causa a deposição de sedimentos químicos primários ricos em Cu-Au, semelhante ao que ocorre nos ventos hidrotermais modernos (HERZIG et al., 2000; SLACK et al., 2007; GARZON, 2010). Por exemplo, os ventos da dorsal do Pacífico Leste, da região das cordilheiras Explorer- Juan de Fuca-Gorda, do Golfo da Califórnia ou mesmo na costa oeste da África, na região de Snakapi, onde ocorrem importantes sedimentos metalíferos proximais ricos em Au sob o assoalho oceânico (HERZIG et al., 2000) (Figura 16).

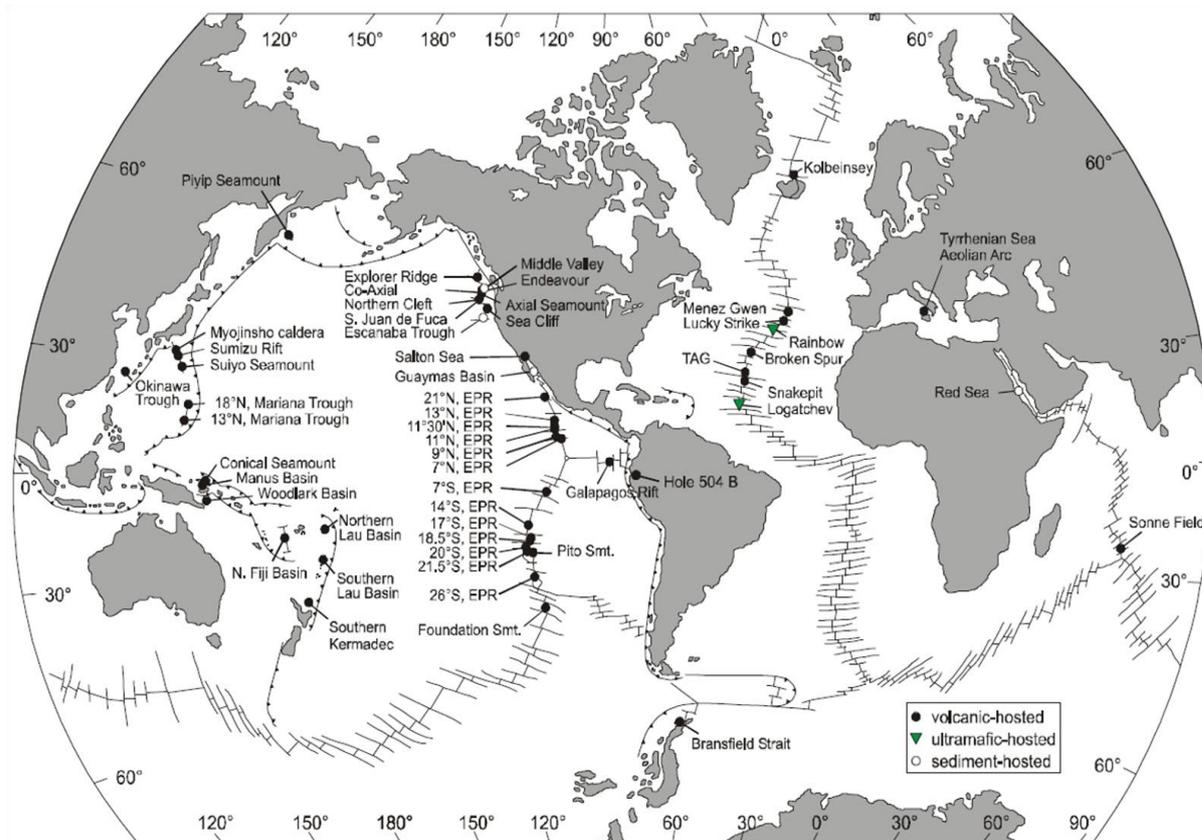


Figura 16 – Distribuição global dos sítios hidrotermais e depósitos de sulfetos metálicos (Herzig et al., 2000)

É consenso na literatura que fumarolas hidrotermais submarinas se encontram relacionadas a centros de expansão do assoalho oceânico, quer nas cordilheiras mesoceânicas (*midocean ridges*), quer nos riftes das bacias de retro-arco associados a arcos magmáticos (*back-arc rift basins*) (MELLO; QUENTAL, 2001; HUSTON; LOGAN, 2004; OHMOTO et al., 2006; KEITH et al., 2017).

Assim, a presença de depósitos de barita associados às BIFs, principalmente os arqueanos, tem sido interpretada como indicativa de ambiente oxidado e proximal às fontes exalativas submarinas, comumente relacionadas a depósitos tipo VHMS (HUSTON; LOGAN, 2004; HOLLIS et al., 2017) (Fig 17). Neste caso, a presença de bário e ferro antes de 3,2 Ga indica a existência de teores elevados de enxofre na água do mar, como também condições variáveis de redox nos oceanos, assim, a ocorrência generalizada de barita antes de 3.2 Ga sugere que o sulfato na água do mar era um fenômeno global (HUSTON; LOGAN, 2004), com predomínio de depósitos estratificados de baritas, quando associado às BIFs de 3,2 (Tabela 5) (HUSTON; LOGAN, 2004).

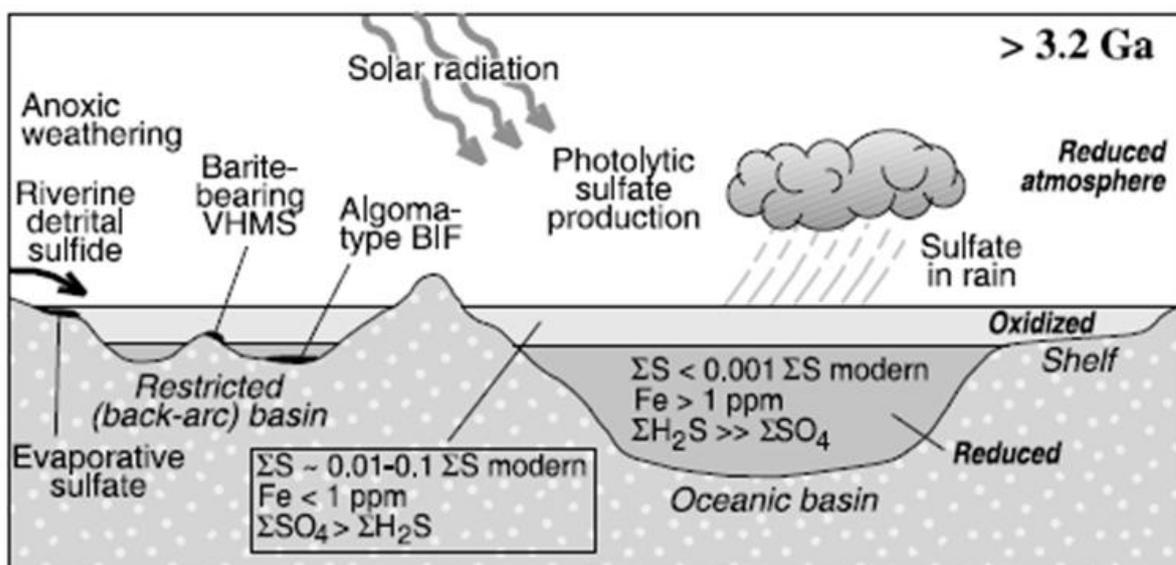


Figura 17 – Modelo para a evolução hidrosférica antes de 3.2 Ga com oxidação fotoquímica do sulfato (Huston e Logan, 2004)

Para o período de 3,2- 2,6 Ga, período de maior atividade magmática no mundo com expansão da crosta continental, nota-se uma abundância de BIFs e uma escassez de barita, muito embora possam ter existido concentrações de barita nas porções mais oxidadas e rasas dos oceanos. Este fato é interpretado como devido ao maior consumo de sulfato por bactérias nos oceanos (HUSTON; LOGAN, 2004).

(Figura 18). Já o período entre 2.4 e 1.8 Ga é caracterizado por abundantes depósitos de BIFs e de sulfato na forma de gesso e anidrita, interpretados como devido ao aumento de aporte de sulfato nos oceanos a partir do intemperismo da crosta continental em uma atmosfera altamente oxidante (HUSTON; LOGAN, 2004; LYONS et al., 2006).

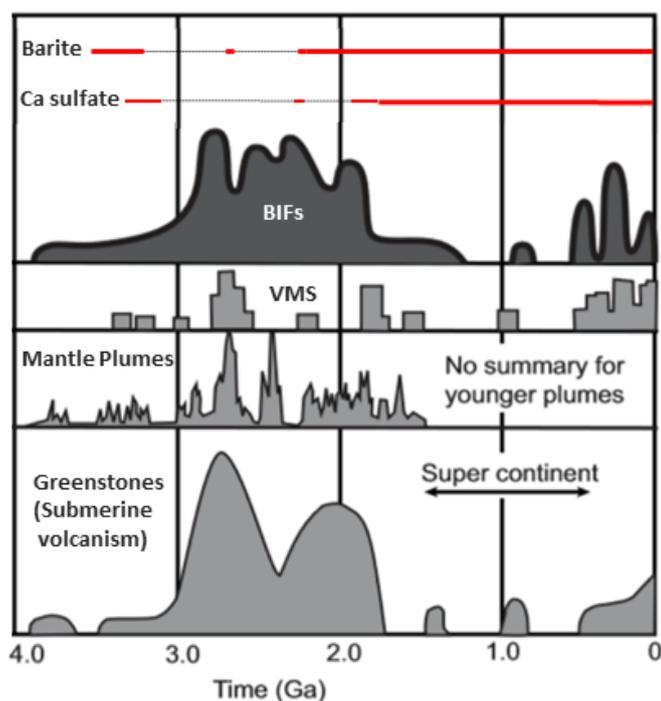


Figura 18 - Ilustração esquemática das distribuições temporais (Condie, 2002; Huston et al., 2004).

**Tabela 1** - Resumo das características dos principais depósitos auríferos hospedados em BIFs (Chl: clorita; Sid: siderita; Ser: sericita; Ank: ankerita; Carb: carbonato; Dol: dolomita; Hb: hornblenda; Qz: quartzo; Rut: rutilo; Py: pirita; Asp: arsenopirita; Po: pirrotita; Fe:Ferro). Modificada de Garzon et al,(2015).

Name	Location	Age	Deformational Events	BIF Facies	Metamorphic Facies	Structural Control	Alteration	Replacement	Ore Occurrence	Reserves	Reference	Reference
<b>Baffin Island</b>	Baffin Island - Canada	Paleo-Proterozoic	3	Silicate-Sulfide	Amphibolite to Granulite	Unknown	Not identified	Mt, Py, and Ilm replacement by Po	Au - Loe-Asp boundaries - Contact with sulfides - Free with silicates	-	Garzon, 2010	
<b>Homestake</b>	Lead, South Dakota - USA	Paleo-Proterozoic	2	Carbonate-Sulfide	Green Schist to Lower Amphibolite	Hinges of folds	Chl-Sid-Ser	Gold-rich vein selvage	Au - Contact and fractures of Asp - Associated with Po	40 Moz - 150 Mton	Caddey et al., 1991	Nelson, 1985
<b>Agnico-Eagle</b>	Quebec - Canada	Archean	1	Carbonate-Silicate-Sulfide	Green Schist + Contact Metamorphism	Fe-dolomite veins - Shear zones	FeDol-Chl-(Asp veins)	None	Au - Within fine euhedral Py	~0.8 Moz - 4 Mton	Wyman et al., 1986	Kerswill, 1995
<b>Lupin</b>	Northwest Territories - Canada	Archean	3	Silicate (Sulfide)	Amphibolite - Lower Granulite	Qz viens	Hb - Sulfidation	Pervasive replacement of Gru by Hb	Au - Inclusions in sulfides - Loe-Asp boundaries	3.8 Moz - 11.7 Mton	Bullis et al., 1993	
<b>Mt Morgans</b>	Yilgarn Block - Australia	Archean	4	Sulfide-Carbonate	Green Schist	Restricted to shear and fault zones	Qz-Sid veins with Py halo - Sulfidation	Mt by Py	Au - Inclusions in Py - Free and inclu in Cp or Sph	0.78 Moz	Vielreicher et al., 1994	
<b>Vubachikwe and others</b>	Gwanda Greenstone Belt - Zimbabwe	Archean	2	Carbonate-Sulfide	Green Schist	Discordant vein type mineralization	Retrograde Chl	Mt by Rut	Au - Inclusions in Asp (or Po)	~ 1 Moz altogether	Saager and Oberthuer, 1989	
<b>Sao Bento</b>	Minas Gerais - Brazil	Archean	3	Oxide (Carbonate-Sulfide)	Green Schist	Thrust faults and shear zones	Sulfidation (Asp-Po)-Ank - (Dol halos)	Mt replacement by Asp and Po	Au - Inclusions in sulfides - edges of sulfides - free	1.9 Moz (2001+reserves)	Martins et al., 2007	Kerswill, 1995
<b>Cuiaba</b>	Minas Gerais - Brazil	Archean	3	Carbonate	Green Schist		Sulfidation (Chl-Carb-Ser)	Replacement of Sid-Ank by Fe-sulfides	Au - Inclusions - Fractures - Boundaries in Py	6.5 Moz only reserves 2007	Ribeiro et al., 2007	Ribeiro et al., 1998
<b>Morro Velho</b>	Minas Gerais - Brazil	Archean	4	Sulfide	Green Schist	Some remobilization into the hinge zone of folds	Unknown	None	Au - Within or along sulfide silicate boundaries	16 Moz - 50 Mton	Vieira et al., 1991	Kerswill, 1995
<b>Contendas Mirante</b>	Bahia - Brazil	Archean	2	Sulfide-Silicate	Green Schist to Lower Amphibolite	Structurally controlled ore shoots	Unknown	None	Au - Within or along sulfide silicate boundaries	?	Marinho, 2009	<b>This Work</b>
<b>Boquira</b>	Bahia - Brazil	Archean	2	Sulfide-Silicate-Carbonate-Oxide	Amphibolite	Structurally controlled ore shoots	Unknown	None	Pb-Zn Within or along sulfide silicate boundaries	6Mt	Misi, 2006	
<b>Licínio-Caetite-Urndi</b>	Bahia - Brazil	Archean - Paleo-Proterozoic	2	Oxide- Silicate-Carbonate	Amphibolite	Unknown	Supergene	Jb+Esp+Rdc	Mn irregular pockets	12 Mt	Borges et al, 2008	

**Tabela 2** - Depósitos de Sulfato associados às Blfs e outras Rochas (Huston e Logan, 2004)

Region: host unit	Type	Occurrence	Age (Ga)	Comments and data sources
<u>Africa</u>				
Kaapvaal Craton: basal Onerwacht Gp—felsic volcanics	Stratiform barite	Witklip-Londosi	3.55	[James, 1983, Walker, et al, 1983; Isley, et al, 1995]
<b>Kaapvaal Craton: Onverwacht Gp, Hooggenoeg Fm—chert, BIF</b>	<b>Stratiform barite</b>	<b>Vergelegen</b>	<b>3.45</b>	<b>[James, 1983, Walker, et al, 1983; Isley, et al, 1995]</b>
Kaapvaal Craton: Onervacht Gp, Witkop Fm—mainly mafic lavas with minor rhyolite	Stratiform barite	Nondweni	3.41	[Isley, et al, 1995]
Kaapvaal Craton: Fig Tree Gp, Bien Venue Fm—felsic schists	VHMS barite	Bien Venue	3.26	Isley, et al, 1995;Charlot, 1976
Kaapvaal Craton: Fig Tree Gp, Bien Venue Fm—felsic schists	Stratiform barite	Stentor	3.26	James, 1983, Isley, et al, 1999
Kaapvaal Craton: Fig Tree Gp, Ngwenya Fm—silicified felsic volcanoclastics	Stratiform barite	Barytes Valley (Placer Baryte)	3.26	Marks contact with overlying shales and graywackes of Mapepe Fm. [James, 1983, Walker, et al, 1983; Isley, et al, 1995]
Namaqua Mobile Belt: Bushmanland Sequence, Aggeneys Ore Fm—BIF, amphibolite and quartzite	SHMS barite	Broken Hill and Gamsberg	1.74-1.55	Marks contact with overlying shales and graywackes of Mapepe Fm. [James, 1983, Walker, et al, 1983; Isley, et al, 1995]
Namaqua Mobile Belt: Bushmanland Sequence, Aggeneys Ore Fm—BIF, amphibolite and quartzite	Stratiform and nodular anhydrite	Various deposits, including Chambishi	1.13-0.95	Age is based on discussion in Mendelsson [Derry, et al, 1990]. $\delta^{34}\text{S}$ data from Dechow and Jensen [Klein, et al 1989]; . [Claypool et al, et al 1990];
<u>Australia</u>				
Bangemall Basin: upper Gap Well Fm—siltstone, shale and dolomite	SHMS barite	Abra	1.64	Age is Pb isotope model age of galena associated with barite. [Taylo et al, 1991]
Bangemall Basin: Woblegum Fm—dolomite, silicified shale and mudstone	Stratiform barite	Wootha Wootha Creek	1.10-1.07	[Daly et al, 1998; Pickard, 2002]
McArthur Basin: Tawallah Gp	Diagenetic sulfate	Unnamed	1.73-1.71	[Alibert et al, 1993]
McArthur Basin: McArthur Gp—mainly dolomite	Diagenetic barite	Unnamed	1.66-1.62	[Alibert et al, 1993; Danielson, et al, 1992]
McArthur Basin: Nathan Gp—mainly carbonate rocks	Diagenetic sulfate	Unnamed	1.61	[Alibert et al, 1993]
Mt Isa Inlier, Western Succession: Lady Loretta Fm—dolostone, dolomitic siltstone and dolomitic sandstone	SHMS barite	Lady Loretta	1.65	[Alibert et al, 1993; Hoatson et al, 2003]
<b>North Pilbara Terrain: Warrawoona Gp, Dresser Fm—basalt, chert, BIF and sandstone</b>	<b>Stratiform barite</b>	<b>Dresser (North Pole)</b>	<b>3.49</b>	<b>Age is a Pb isotope model age of galena associated with barite. [Huston et al., 2002]</b>
North Pilbara Terrain: Warrawoona Gp, Duffer Fm—felsic volcanics and volcanoclastics	VHMS barite	Big Stubby	3.47	Age is a Pb isotope model age of galena associated with barite. [Kranendonk et al, 2002; Bruguier et al, 1996]
North Pilbara Terrain: Warrawoona Gp, Duffer Fm—felsic volcanics and volcanoclastics	VHMS barite	Lenons Find	3.47	[Walker, et al, 1983]
North Pilbara Terrain: Warrawoona Gp, Panorama Fm—felsic volcanics, sandstone and chert	Stratiform barite	Cookes Bluff	3.43	Occurs just below unconformity with ~3.2 Ga Gorge Creek Gp. A. Hickman (pers. comm., 2001) [Daly et al, 1998]

**Continuação da tabela 2**

North Pilbara Terrain: Wyman Fm—felsic volcanic rocks	Stratiform barite	Police Creek	3.33	[Pickard et al, 2002; Jacobsen et al, 1993]
North Pilbara Terrain: Golden Cockatoo Fm—quartzite, quartz-muscovite schist, pelite	Stratiform barite	Yandee barite	3.31-3.24	[Pickard et al, 2002; Derry, 1990]
North Pilbara Terrain: Sulphur Springs Gp—sandstone	Stratiform barite	Sudden Jerk	3.26-3.24	[Pickard et al, 2002; Jerry, Derry, 1990]
North Pilbara Terrain: Kangaroo Caves Fm—intermediate to felsic volcanics	VHMS barite	Panorama district	3.24	Includes the Kangaroo Caves, Sulphur Springs and Bernts deposits. [Kranendonk et al 2002; Vaasjoki et al, 1993]
<b>North Pilbara Terrain: Gorge Creek Gp, Paddys Market Fm—BIF, chert and sandstone</b>	<b>Stratiform barite</b>	<b>Lionel North</b>	<b>3.24-3.02</b>	<b>[Pickard et al, 2002; Derry, 1990]</b>
North Pilbara Terrain: basal Gorge Creek Gp—basalt, chert and sandstone	Diagenetic barite	Mt Goldsworthy	3.24-3.02	Silicified prismatic crystals interpreted as barite. [Derry, 1990, Hanski et al, 2000]
Olary Block: Quartzofeldspathic Suite—Alkali-rich quartzofeldspathic psammopelite	SHMS barite	Several occurrences	1.7	[Laajoki et al, 1975]
Yerrida Basin: Windplain SGp, Juderina Fm—stromatolites, argillites and evaporites	Diagenetic sulfate	Bubble Well Member	2.17	Silicified prismatic pseudomorphs interpreted as anhydrite or gypsum; some pseudomorphs contain inclusions of anhydrite. [Bayanova et al 1999]
Yilgarn Craton, Kalgoorlie-Norsman greenstone belt, Black Flag beds—felsic volcanics, feldspathic sandstone and shale	Diagenetic sulfate	Mt Charlotte	2.70-2.67	Ankerite pseudomorphs interpreted as after gypsum or anhydrite. [Papunan et al, 2001]
<b>Eusasia</b>				
Aldan Shield: Fedorovskii Suite	Stratiform barite	Unnamed	3.5	Poorly constrained age. [Laajoki et al, 1975]
Aravalli-Delhi Orogenic Belt: basal Aravalli SGp—quartzite, arkose, dolomite and graywackes	Stratiform barite	Jagat	2.20-2.00	Age is poorly constrained and based on discussion of previous results by Deb et al. [Treendall et al, 1997], who also provided the $\delta^{34}\text{S}$ data.
Cuddapah Basin: Vempalli Dolomite and Pullampet Shale	Stratiform barite	Mangampeta	1.8	Age is poorly constrained based on Rb-Sr dating; larger deposits are hosted by shales. [Appel et al, 1988, Arora et al, 1995]
Dharwar Craton: Ghattihsahalli Schist Belt (Sargur Gp)—quartzite overlying ultramafic units	Stratiform barite	Ghattihsahalli	3.3	Age based on zircon U-Pb age of rhyolite in correlated greenstone belt. [Treendall et al, 1997; Nutman et al, 1996]
<b>North America</b>				
Borden Basin: Bylot SGp, Society Cliffs Fm—Carbonate rocks	Stratiform gypsum	Bylot Island	1.2	Well constrained Pb-Pb isochron age of host carbonates. $\delta^{34}\text{S}$ increases up stratigraphy, which is interpreted to reflect a primary shift in Mesoproterozoic seawater. [Mishra et al, 1999]
Southern Province: Chocoy Gp, Kona Dolomite	Stratiform anhydrite	Unnamed	2.22-1.93	Age range based on correlations of Morey and Southwick [43] using zircon U-Pb and other techniques; $\delta^{34}\text{S}$ data of Hemzacek et al. [Biao, et al 1996].
Southern Province: Huronian SGp, Gordon Lake Fm—siltstone and quartzite	Nodular anhydrite	Flack Lake	2.37-2.20	Age is poorly constrained by Rb-Sr age on underlying unit. [Kulik et al 1997]
Trans-Hudson Orogen: Belcher Gp, Kosagalik Fm—dolomite	Diagenetic barite	Belcher Island	1.96	Age is constrained by long distance correlation with unit that has a U-Pb zircon age. $\delta^{34}\text{S}$ data are from analyses of trace sulfate. [Drozdzobskaya et al, 1988]
Trans-Hudson Orogeny: Snow Lake-Flin Flon Belt, Amisk Gp—felsic to mafic volcanic rocks	VHMS barite	Anderson Lake	1.89	Individual analyses not reported. [Dymek et al, 1988; Shimuzu et al, 1990]
Wawa Subprovince: Grey Gneiss Gp—volcano-sedimentary gneiss	VHMS barite	Geco	2.72	[Dymek et al, 1988; Shimuzu et al, 1990]

**Tabela 3 - BIFs tipo óxido e Carbonato associada com rochas vulcânicas (Ohmoto et al., 2006)**

Deposit/District	Age	Footwall Type	Ores	Bif Type	Reference
Atlantis II Deep, Red Sea	28,000 yr	basalt	Cu, Zn	oxide	Shanks and Bischoff (1980); Pottorf and Barnes (1983)
Fukazawa mine, Japan	12 Ma	rhyolite	Cu, Zn, Pb	oxide	Kalogeropoulos and Scott (1983)
Jalisco, Mexico	Tertiary	tuff		oxide	Zantop (1981)
Iimori, Japan	Jurassic	basalt	Cu	oxide	Kanehira and Tatsumi (1970)
Okuki, Japan	Jurassic	basalt	Cu	oxide	Imai (1978)
Windy Craggy, British Columbia	Triassic	basalt	Cu, Zn	oxide,carb.	Peter and Scott (1998)
Wolverine, Yukon Territory	Mississippi	rhyolite	Zn, Cu	carb., oxide	Piercey et al. (2001)
Nhuelbuta-Queule Mountain, central Chile	Mississippi	basalt	Cu	oxide	Collao et al. (1990)
Avnik, Turkey	Ordovician	rhyolite		oxide	Helvaci (1984)
Lahn-Dill, Germany	Devonian	spilitic tuff		oxide,carb.	Quade (1976)
Altai, western Siberia and eastern Kazakhstan	Devonian	rhyolitic tuff		oxide	Kalugin (1973)
Bathurst, New Brunswick	Ordovician	rhyolite	Cu, Zn, Pb	carb., oxide	van Staal and Williams (1984); Peter and Goodfellow (1995)
Iberian pyrite belt, Spain/Portugal	Ordovician	rhyolite	Cu, Zn, Pb	oxide	Fernández and Moro (1998); Soriano and Marti (1999)
Trondheim, Norway	Ordovician	basalt	Cu	oxide	Grenne and Vokes (1990)
Mount Windsor subprovince, Queensland, Austr	Cambro-Or	rhyolite	Cu, Zn, Pb	oxide	Duhig et al. (1992); Davidson et al. (2001)
Mahuilque-Relún area, central Chile	Paleozoic	mica schist	Cu	oxide	Collao et al. (1990)
West Georgia Piedmont, South Carolina	L. Proterozoic	rhyolite	Cu, Zn	oxide	Abrams and McConnell (1984)
Pilot Knob, Missouri	14–15 Ga	tuffs		oxide	Rucker et al. (2003)
Starra, Mount Isa, Australia	ca. 1.65 Ga	rhyolite		oxide	Davidson (1992)
Broken Hill, Australia	ca. 1.65 Ga	rhyolite	Zn, Pb	oxide	Haydon and McConachy (1987); Page and Laing (1992)
Prescott-Jerome, Arizona	ca. 1.8 Ga	rhyolite	Cu, Zn	oxide, carb.	DeWitt (1979)
Skellefte, Sweden	Proterozoic	basalt	Cu, Zn, Pb	oxide	Parák (1991)
Cuyuna North range, Minnesota	1.87 Ga	basalt (+rhyolite)		oxide, carb.	Morey and Southwick (1995); Schneider et al. (2002)
Iron-River Crystal City, Michigan	1.87 Ga	basalt (+rhyolite)		oxide,carb.	Morey and Southwick (1995); Schneider et al. (2002)
Menominee, Michigan	1.87 Ga	basalt (+rhyolite)		oxide	Morey and Southwick (1995); Schneider et al. (2002)
Bergslagen, Sweden	1.9 Ga	rhyolite	Zn, Pb	oxide, carb.	Allen et al. (1996)
Boolgeeda IF, Hamersley, Australia	2.42 Ga	rhyolite		oxide, carb.	Trendall and Blockley (1970)
Weeli Wollli IF, Hamersley, Australia	2.45 Ga	basalt		oxide, carb.	Trendall and Blockley (1970)
Olary Block, Australia	Proterozoic	rhyolite	Cu	oxide, carb.	Lottermoser and Ashley (1996)
Aggeneys, South Africa	Proterozoic	rhyolite	Cu, Zn, Pb	carb., oxide	Hoffmann (1994)
Otjihase-Matchless Belt, Namibia	Proterozoic	basalt	Cu	oxide	Adamson and Teichmann (1986)
Murmac Bay, Newfoundland	ca. 2.7 Ga	basalt/quartzite		oxide	Hartlaub et al. (2004)
Matagami, Quebec	ca. 2.7 Ga	rhyolite	Cu, Zn, Pb	oxide, carb.	MacLean (1992)
Hemlo, Ontario	ca. 2.7 Ga	rhyolite	barite	oxide	Lin (2001); Davis and Lin (2003)
Wawa, Ontario	ca. 2.7 Ga	rhyolite		carb.	Morton and Nabel (1984)
Sturgeon Lake, Ontario	ca. 2.7 Ga	rhyolite	Cu, Zn, Pb	oxide	Shegelski (1987); Koopman (1993)
Manitouwage, Ontario	ca. 2.7 Ga	rhyolite	Cu, Zn, Pb	oxide	Zalenski and Peterson (1995)
Temagami, Ontario	ca. 2.7 Ga	rhyolite		oxide	Bowing (1989)
Yellowknife Greenstone Belt	ca. 2.9 Ga	rhyolite	(stockwork)	oxide	Ootes and Lentz (2002)
Isua, Greenland	ca. 3.8 Ga	mafic volcanics	Cu	oxide, carb.	Appel (1987)

Tabela 4- BIFs tipo óxido e Carbonato associada com rochas sedimentares (Ohmoto et al., 2006)

<b>Deposit/District</b>	<b>Age</b>	<b>Footwall Type</b>	<b>Ores</b>	<b>Bif Type</b>	<b>Reference</b>
Afar Rift, Ethiopia	0.2 Ma	congl./carb.		oxide	Bonatti et al. (1972)
Granada, Spain	Permian-Triassic	carbonate		oxide,carb	Torres-Ruiz, J. (1983)
Tynah, Ireland	Carboniferous	limestone	Zn, Pb	oxide	Russell (1975); Clifford et al. (1986)
Kashmir-Bhutan	Permian	limestone		oxide	O'Rourke (1962)
Urucum, Brazil	E. Paleozoic	sandstone/congl.		oxide	Dorr and Van (1973)
Damara, Namibia	ca. 0.75 Ga	carbonate/tuff		oxide	Beukes (1973)
Rapitan, NWT, and Yukon, Canada	ca. 0.75 Ga	shale/sandstone		oxide	Klein and Beukes (1993)
Grenville Province, Quebec	ca. 1.2 Ga	limestone	Zn, Pb	oxide	Gauthier et al. (1987)
Sokoman IF, Labrador Trough	1.85 Ga	quartzite/shale		oxide, carb	Klein and Fink (1976)
Mesabi IF, Minnesota	1.87 Ga	quartzite		oxide, carb	Morey and Southwick (1993); Schneider et al. (2002)
Gunflint, Ontario	1.87 Ga	quartzite		oxide, carb	Morey and Southwick (1993); Schneider et al. (2002)
Gamsberg, South Africa	Proterozoic	clastic sed.	Zn, Pb	oxide	Rozendaal (1986)
Hotazel, Kalahar, South Africa	ca. 2.05 Ga	carbonate		oxide, carb	Tsikos et al. (2003)
Kuruman, South Africa	2.5 Ga	carbonate		oxide, carb	Beukes (1973); Klein and Beukes (1992)
Brockman IF, Hamersley, Australia	ca. 2.5 Ga	shale		oxide, carb	Trendall and Blockley (1970); Ewers and Morris (1981)
Marra Mamba IF, Hamersley, Austr:	ca. 2.6 Ga	shale		oxide, carb	Trendall and Blockley (1970)
Boquira, Brazil	ca. 2.7 Ga	clastic sed.	Zn, Pb	oxide, carb	Beeson (1990); Misi et al, (2006)
Chitrandurga schist belt, India	>2.6 Ga	quartzite/carb.		oxide, carb	Gnaneshwar Rao and Naqvi (1995)

## 5 MODELO EXALATIVO

O modelo exalativo aponta que a circulação da água do mar lixivia as rochas da crosta oceânica e forma um fluido hidrotermal quente, ácido (pH @ 2), abundante em sílica, H<sub>2</sub>S e elementos como Li, K, Rb, Ca, Ba, Fe, Mn, Cu, Zn, Au e Ag, que leva à deposição de sedimento químico exalativo polimetálico (FRANKLIN et al., 2005; GARZON, 2010). Este fluido ascende por centenas de metros acima do fundo oceânico formando uma grande pluma hidrotermal (*hydrothermal plume*) que, com o tempo, se mistura com a água do mar (MELLO; QUENTAL, 2001; BEKKER et al., 2010). Neste tipo de ambiente, a precipitação continuada de sulfetos e óxidos se dá no entorno dos vents hidrotermais e, com isto, são formados os edifícios do tipo chaminés (HERZIG et al., 2000). Em geral, as chaminés modernas variam de 1 a 30m de altura e exalam fluidos hidrotermais em temperatura de até 400°C com velocidade entre 1 e 5 m/seg. (HERZIG et al., 2000). Um típico campo hidrotermal submarino é formado por várias estruturas do tipo chaminés, dispersas em uma área com, aproximadamente, 100 m de raio (Figura 19).

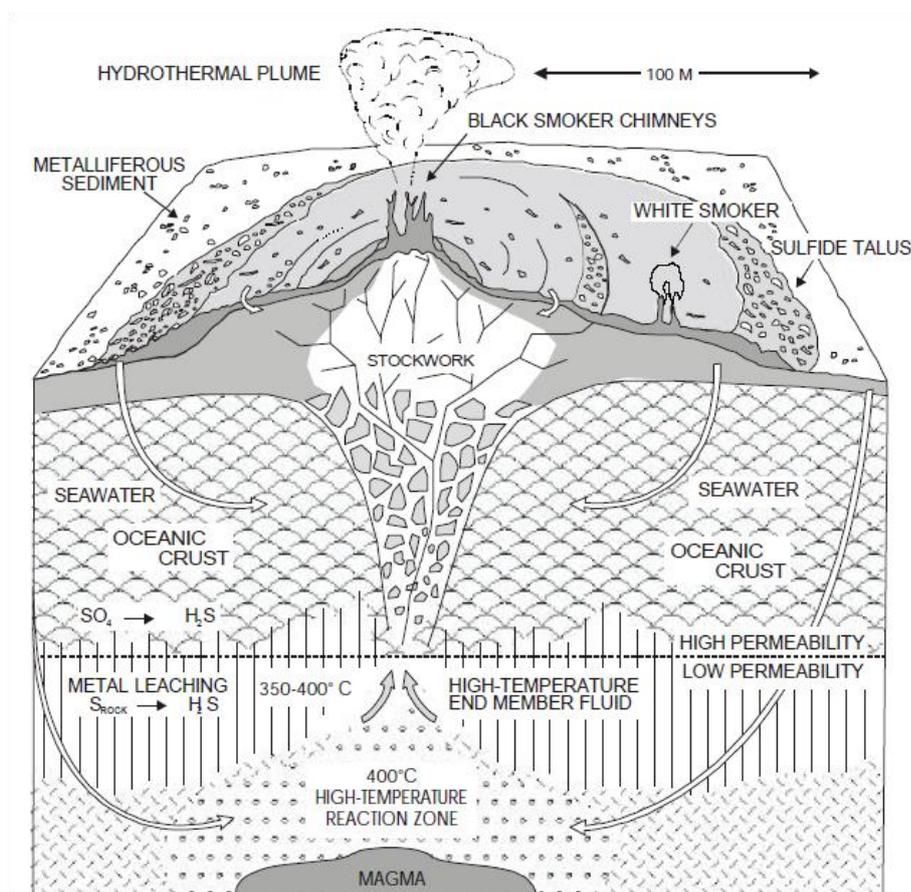


Figura 19 – Diagrama esquemático da circulação hidrotermal e depósitos associados (Herzig et al., 2000)

Estes depósitos são, em geral, ricos em sulfetos de ferro e cobre, sulfatos e outros complexos de sulfetos polimetálicos (HERZIG et al., 2000; GARZON, 2010; GANGULY et al., 2016). Algumas regiões hidrotermais apresentam respiradouro de baixa temperatura (20°C e 300°C) e, neste caso, emitem fumarolas brancas (*white smokers*) (HERZIG et al., 2000; HUSTON; LOGAN, 2004; GARZON, 2010). Como um todo, os campos hidrotermais modernos mostram um zoneamento concêntrico onde os depósitos de sulfetos de alta temperatura se encontram no centro da chaminé, formados por pirita, calcopirita, pirrotita, bornita e os depósitos de baixa temperatura se encontram distribuídos na porção externa às chaminés e distribuídos lateralmente, sendo formados por óxidos de ferro, esfalerita, barita e pirita (HERZIG et al., 2000).

### 5.1 TEMPERATURA DO FLUIDO

Os fluidos hidrotermais com temperaturas maiores 350° C geralmente são ricos em Cu-Zn-Fe e sua expressão se dá como fumarolas negras (*black smokers*) (SPRY et al., 2000; OHMOTO et al., 2006; GARZON, 2010) (Figura 20). Nestes casos, o conteúdo de ouro pode ser alto, por exemplo, nos sedimentos metalíferos localizados nas Cordilheiras mesoceânicas do Atlântico, onde os sedimentos metalíferos proximais possuem teores de Au de entre 0,2 e 2,6 ppm (HERZIG et al., 2000).

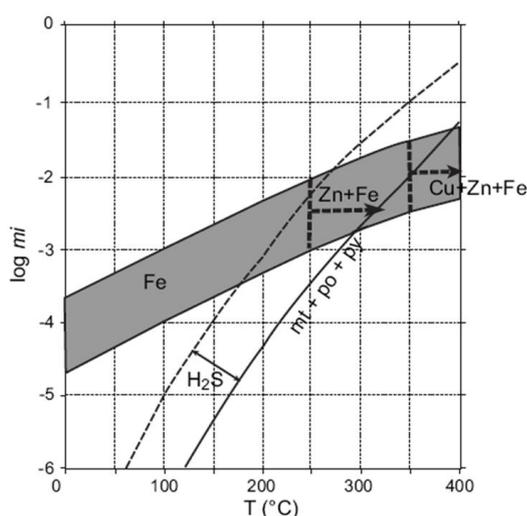


Figura 20 – Intervalos de concentração típicos de metais e de H<sub>2</sub>S em sistemas hidrotermais submarinos com base em cálculos termodinâmicos (Ohmoto et al., 1983; Ohmoto e Goldhaber, 1997) e análises de fluidos hidrotermais submarinos (Scott, 1997). A linha inferior representa o campo de estabilidade para o conjunto de pirita + pirrotita + magnetita, uma assembleia comum em basaltos (Ohmoto et al., 2006).

Entretanto, as maiores concentrações de ouro em depósitos hidrotermais modernos são encontrados em vents hidrotermais de baixa temperatura (<300°C) como fumarolas brancas (*white smokers*) (HERZIG et al., 2000). Estes fluidos são mais ricos em H<sub>2</sub>S, bem como em Zn-Fe e encontrados, geralmente, em ambientes dominados por vulcânicas cálcioalcalinas, incluindo andesitos, dacito e riolitos em ambiente de arcos continentais ou arcos de ilhas como, por exemplo, os sedimentos ricos em Au (6,7 ppm) do campo de Axial Seamount e na Bacia de Laus no Pacífico (HERZIG et al., 2000). Destaca-se, ainda, que o maior depósito de ouro exalativo moderno já encontrado está localizado no campo de Conical Seamount, em águas territoriais da Papua Nova Guiné, próximo à Ilha Lihir. Trata-se de um campo hidrotermal de baixa temperatura onde os máximos de ouro são encontrados nas chaminés que apresentam teores de até 230 ppm. Os mínimos são encontrados em sedimentos metalíferos proximais e apresentam teores de até 26 ppm (HERZIG et al., 2000). Assim, para uma gama de pesquisadores, mineralizações econômicas hospedadas em BIFs são, em sua maioria, provenientes das transformações dos protominérios singenéticos que, posteriormente, foram modificados por processos superpostos diversos (SPRY et al., 2000; MARTINS et al., 2007; SLACK et al., 2007; GARZON, 2010; ZOHEIR; AKAWY, 2010; BOTROS, 2015; GANGULY et al., 2016).

## 6 ROCHAS MÁFICAS-ULTRAMÁFICAS

As rochas máficas ou ultramáficas têm origem ígnea e apresentam menor ou maior predominância de silicatos ferro-magnesianos tais quais olivinas, piroxênios e espinélios. Estas rochas são consideradas como importantes fontes de informação para a interpretação sobre a gênese de magmas basálticos e seus ambientes geotectônicos. (GILL, 2010). Diversos autores mostram que, no Arqueano, a produção de crosta continental foi bem menor, quando comparada à produção de magma de origem mantélica. Este fato influencia diretamente os processos metalogenéticos relacionados a mineralizações de metais. Destaca-se que magmas formados neste período apresentam alto teor de MgO e FeO e, comumente, compõem as rochas de filiação toleítica a boninítica (ANHAEUSSER, 2001). Rochas desta natureza são consideradas como o principal componente em sequências vulcano-sedimentares tipo *Greenstone Belts*.

A gênese de terrenos dessa natureza ainda é motivo de controvérsias e diversos modelos são apresentados tais como ambientes de cordilheiras meso-oceânicas, platôs oceânicos, arcos de ilha e zonas de supra-subducção, sendo que as rochas máficas-ultramáficas arqueanas diferem pouco quando comparadas a rochas da mesma natureza mais jovens (PEARCE, 2008; FURNES et al., 2015; POLAT, 2014). Entretanto, estas rochas possuem diferentes assinaturas de elementos-traço, o que permite que sejam diferenciados os seus ambientes de formação (POLAT et al., 2002). Isto ocorre devido ao fato de que alguns elementos apresentam comportamentos e afinidades químicas específicas para determinados ambientes geotectônicos. Assim, a comparação das assinaturas geoquímicas dos ambientes modernos permite inferir qual o ambiente geotectônico de formação das rochas antigas (POLAT; KERRICH, 2006). Por exemplo, as rochas vulcânicas derivadas de plumas mantélicas apresentam empobrecimento em ETRLs e altos valores de MgO (>14 wt.%) e das razões Nb/Y, quando comparadas com os magmas em ambiente MORBs. Já lavas originadas a partir de *hotspots* apresentam relativo enriquecimento em elementos-traço incompatíveis e empobrecimento em ETRPs, sugerindo fusão em grandes profundidades (KERRICH et al., 2000).

Por outro lado, os platôs oceânicos modernos apresentam padrão horizontal dos ETRs, indicando fontes rasas ou elevado grau de fusão, enquanto que os altos valores de Sm/Yb<sub>cn</sub>, Nb/Zr e La/Y sugerem ilhas oceânicas (FREY et al., 2000;

KERR et al., 2000). Segundo Arndt (1994), os platôes oceânicos modernos de ambiente intraplaca apresentam padrões dos elementos traços semelhantes aos basaltos encontrados em muitos terrenos *greenstone belts* arqueanos e, de um modo geral, apresentam afinidade toleítica-komatiítica. Neste caso, as principais evidências que suportam a definição e a existência desses platôs são as ocorrências de *pillow lavas* e komatiítos com valores de  $\epsilon\text{Nd}$  positivos (KERR, 2014). Por outro lado, de acordo com Kerrich e Wyman (1996), os basaltos originados em arcos de ilha apresentam afinidades geoquímicas diversas em um espectro que varia e evolui, primordialmente, de magmas toleíticos até posteriores calci-alcalinos ambos de baixo K. Já os basaltos continentais não formam estruturas tipo *Pillow lavas*, apresentando características de erupção subaérea e, frequentemente, ocorrem intercalados com sedimentos continentais. Além disto, basaltos continentais comumente apresentam  $\epsilon\text{Nd}$  negativo, o que sugere interação com a crosta mais diferenciada.

Os basaltos formados em bacias de *back-arc*, de um modo geral, apresentam padrão horizontal de ETRs, quando normalizados ao condrito, sendo comum encontrar estruturas tipo *Pillow lavas*, o que evidencia seu caráter sub-aquoso. Neste caso, a depender da composição do manto logo abaixo da bacia, três tipos de basaltos podem ser formados. O primeiro, similar aos MORBs, apresenta padrão horizontal dos ETR quando normalizados ao condrito e podem ser diferenciados dos platôs oceânicos pelas baixas razões Nb/Y. O segundo pode ser mais enriquecido em elementos-traço, em decorrência da maior interação com plumas mantélicas, resultando em conteúdo de elementos-traço semelhantes a platôs oceânicos e que plotam no diagrama Zr/Y-Nb/Y nos campos de platôs e intraplaca. O terceiro tipo apresenta assinatura de arco em ambientes colisionais, fruto do metassomatismo parcial do manto pelos fluidos da placa oceânica subductada, o que resulta no incremento dos elementos LILEs (Rb, Ba, Th) e voláteis (LEAT et al., 2000; KERR et al., 2000). As temperaturas mais elevadas das plumas geram rochas mais ricas em Ni (>100ppm) e Cr, com raras exceções (KERR et al., 2000). Portanto, rochas derivadas de plumas de alta temperatura têm sua gênese relacionada ao manto peridotítico hidratado sub-arco onde a água é fornecida ao manto superior através da subducção da crosta oceânica (FURNES et al., 2014; POLAT, 2014).

Neste caso, a presença de hornblenda magmática parece ser uma evidência da hidratação mantélica, o que também acontece em ambientes modernos e deve

ter ocorrido também no Arqueano (POLAT, 2014). Por fim, as rochas de natureza máfica-ultramáfica modernas podem ser derivadas de diferentes ambientes geotectônicos e, de um modo geral, considera-se que este comportamento geoquímico também prevaleceu durante o Arqueano (POLAT; KERRICH, 2006). Assim, considera-se que, temporalmente, a composição química e as razões entre elementos constituintes de rochas máfico-ultramáficas pouco variaram no tempo (POLAT, 2014). Além disto, a disposição temporal de rochas máficas-ultramáficas no mundo evidencia uma maior ocorrência no final do Arqueano, entre 2.6 e 2.8 Ga, as quais são correlacionáveis a maiores ocorrências de plumas mantélicas no mundo (Figura 18), portanto, coincidentes com os principais picos de deposição de BIFs e ouro nos oceanos (Figura 21) (LARGE et al., 2015; ISLEY; ABBOTT, 1999).

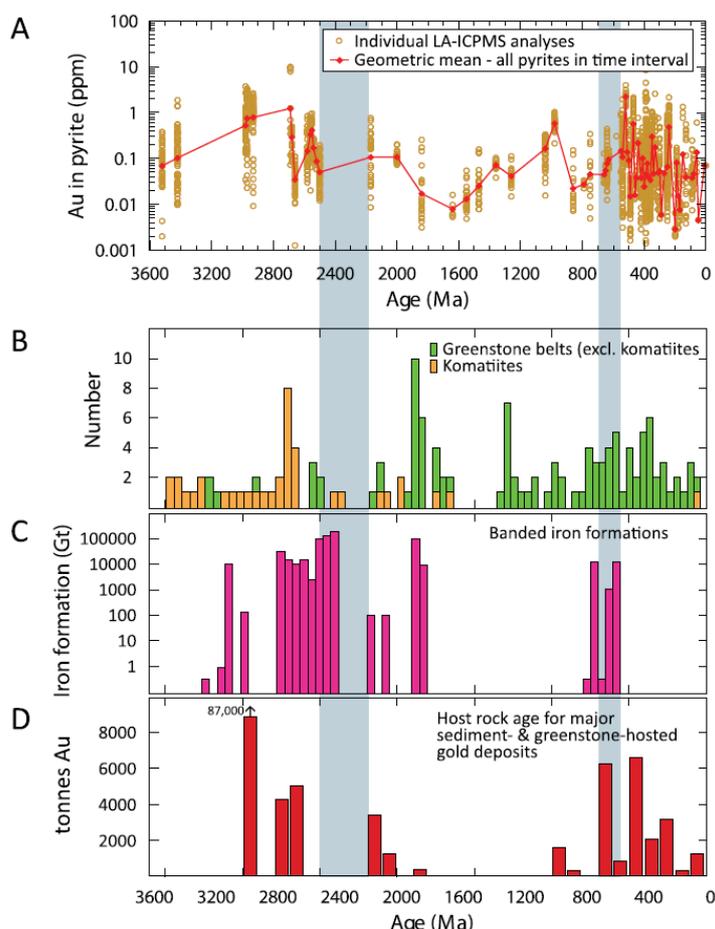


Figura 21 – Tendência temporal com parâmetros chaves relacionados ao conteúdo de Au na água do mar (A) Variação do teor de Au em pirita sedimentar. Cada ponto pequeno representa uma análise de pirita; (B) Distribuição dos terrenos vulcano-sedimentares e rochas ultramáficas (Condie, 1994; Isley e Abbott, 1999); (C) Distribuição de Formações Ferríferas ao longo do tempo (Bekker et al., 2010); (D) Distribuição de rochas sedimentares hospedeiras de ouro (depósitos maiores que 200 toneladas de Au). Modificado de Large et al. (2015)

## 7 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton do São Francisco, tal como definido e delimitado por Almeida (1977), contém uma grande diversidade de assembleias rochas vulcânicas e sedimentares com idade arqueana a paleoproterozoica. Estas rochas representam um segmento crustal consolidado no Paleoproterozoico cujo substrato mais velho 1.8 Ga foi poupado das deformações dos processos metamórficos durante as colisões que culminaram com a aglutinação do Gondwana Ocidental, no Neoproterozóico (Figura 22) (BARBOSA; SABATÉ, 2004).

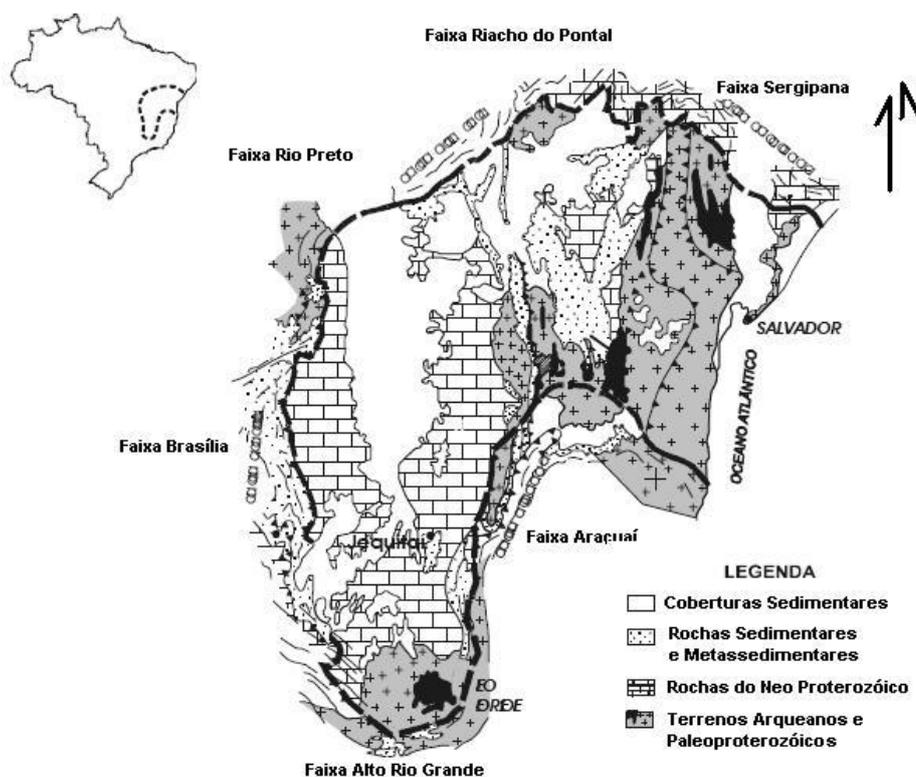


Figura 22 – O Cráton do São Francisco e suas Faixas Móveis Marginais Modificado de Barbosa e Sabaté (2004). Note o Bloco Gavião na porção setentrional do CSF

Em suas margens foram edificadas cinco faixas orogênicas: Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal, Sergipana e Araçuaí (BARBOSA; SABATÉ, 2004; OLIVEIRA et al. 2010a). No interior cratônico, distinguem-se três importantes áreas de exposição do embasamento do Arqueano, respectivamente, na porção leste, formado pelo Bloco Jequié, Serrinha e Salvador-Curaçá, na porção central, formado pelo bloco Gavião, e no extremo sul, no quadrilátero ferrífero (Figura 23).

Cada bloco arqueano possui estágios evolutivos distintos (BARBOSA; SABATÉ, 2004; BARBOSA et al., 2012).

O Bloco Gavião é dividido em dois grupos de TTG, com idades obtidas por U-Pb SHRIMP em zircão (BARBOSA; SABATÉ, 2003). O primeiro grupo apresenta idades entre 3.4–3.2 Ga (TTG Sete Voltas/Boa Vista, Mata Verde e Tonalito Bernarda) com origem a partir da fusão de basaltos toleíticos (Martin et al., 1991). O segundo apresenta idades de 3,2–3,1 Ga. (Granitoides Serra do Eixo/Mariana/Piripá) e possui origem semelhante ao primeiro grupo, entretanto foi submetido a contaminação crustal (MARTIN et al., 1991; MARINHO, 1991; SANTOS PINTO, 1996; CUNHA et al., 1996; BASTOS LEAL, 1998). Estes terrenos TTG arqueanos hospedam importantes terrenos granito-greenstone e intrusões mais jovens (MARTINS et al., 1997; SILVA et al., 2015; CRUZ et al., 2016; ZINCONE; OLIVEIRA, 2016) tais como vulcânicas cálcio-alcalinas de 2,5 Ga, intrusões graníticas (Granito Pé de Serra, ~2,6 Ga) e intrusões máficas-ultramáficas (Sill do Rio Jacaré, ~2,6 Ga) (Brito, comunicação verbal). O Bloco Arqueano Jequié se localiza a leste do bloco Gavião e tem como litotipos principais os migmatitos heterogêneos de 3,0-2,90 Ga. Apresentam, também, enclave de rochas máficas e rochas supracrustais (MARINHO, 1991; BARBOSA et al., 2003), além de múltiplas intrusões graníticas-gradodioríticas de idades de 2.8-2.7 Ga (ALIBERT E BARBOSA, 1992). Dentre os representantes desta granitogênese, destacam-se os Granitos/Granodioritos de Maracás, Laje e Mutuípe (ALIBERT E BARBOSA, 1992; BARBOSA et al., 2004).

O Bloco Serrinha e Uauá é limitado a oeste pelo cinturão paleoproterozoico Salvador-Curaçá, sendo formado por gnaisses de idades entre 2983 Ma e 3152 Ma (OLIVEIRA et al., 2002; RIOS et al., 2009) e todo o conjunto equilibrado na fácies anfíbolito, sendo estes gnaisses o embasamento da Sequência do Rio Itapicuru e do Rio Capim, ambos do Paleoproterozoico (BARBOSA E SABATÉ, 2003), a primeira hospedeira de importantes mineralizações auríferas.

O Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá se formou através de múltiplos episódios de acreção combinados com convergência e colisão dos blocos Arqueanos entre 2080–2070 Ma (BARBOSA E SABATÉ, 2004; PEUCAT et al., 2011; BARBOSA et al., 2012; Barbosa e Barbosa, 2017). Neste cinturão, em alguns locais, o metamorfismo é de ultra-alta temperatura (900-950° C), de média pressão (7.0-8.0 kbar) (BARBOSA E SABATÉ, 2002; LEITE, 2000).

## 8 SEQUÊNCIAS VULCANO-SEDIMENTARES

As sequências metavulcano-sedimentares são encontradas principalmente no Bloco Gavião (SILVA E CUNHA, 1999; ARCANJO et al., 2002; CUNHA et al., 2012), algumas notadamente do tipo Greenstone Belt e boa parte delas komatiitos na base, lavas máficas e félsicas, juntamente com rochas piroclásticas na porção intermediária e sedimentos siliciclásticos e químicos no topo (MASCARENHAS E SILVA, 1994, GUIMARÃES et al., 2005). Esta unidade litoestratigráfica é bastante expressiva, o que lhe confere uma área fértil, do ponto de vista metalogenético, principalmente ouro e metais base (Cu, Pb, Zn, Ni) e ferro (SILVA E CUNHA, 1999). As mais expressivas assembleias deste tipo estão preservadas em 17 diferentes sequências vulcano-sedimentares, algumas do tipo *Greenstone belts* com idade entre 3.3 e 2.5 Ga (BARBOSA et al., 2012).

Estas sequências formam estruturas específicas com dimensões variáveis, mas, geralmente, longas e estreitas ou em forma oval ou ameboide, envoltas por terrenos gnáissicos de alto grau do embasamento do CSF. As assembleias vulcânicas e sedimentares destes cinturões se encontram com metamorfismo variando da fácies xisto verde a granulito e geralmente intrudido por stocks e batólitos granitoides. Além disso, apresenta sill e diques máficos mais jovens, principalmente no Bloco Gavião (Guimarães et al., 2005). No âmbito dos terrenos granito-greenstone do Bloco Gavião, as sequências vulcano-sedimentares contendo BIFs são assim divididas: cinco no setor norte representadas pelos cinturões Mundo Novo, Lagoa do Alegre, Salitre-Sobradinho, Barreiro-Colomi e Tiquara; oito distribuídas no setor sul e oeste, representadas pelos cinturões Umburanas, Brumado, Ibitira-Ubiraçaba, Guajeru, Riacho de Santana e Boquira, além das Sequências metavulcano-sedimentares Urandi e Caetité-Licínio-de-Almeida. Destaca-se, ainda, que todas as sequências citadas apresentam ocorrências minerais com significativo interesse econômico (Fig 23).

No Bloco Jequié, as sequências vulcano-sedimentares contendo BIFs se encontram metamorfizadas na fácies granulito (Silva, 1992; Barbosa et al, 200) e distribuídas ao longo de uma faixa de 210 km. Todo este conjunto de rochas se encontra como pequenas lentes encaixadas em rochas migmatíticas de idades entre 3.0-2.9 Ga (Marinho, 1991; Marinho et al., 1994). No Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, as sequências vulcano-sedimentares estão intrudidas por charnockitos de

idade 2,6 Ga. Neste bloco, todo o conjunto de rochas, incluindo as BIFs e rochas ferríferas ricas em Ti, se encontra metamorfizado na fácies granulito (Sá et al., 2010; Barbosa et al., 2012).

No Bloco Serrinha e Uauá, as sequências vulcano-sedimentares contendo BIFs são denominadas de Sequência Rio-Itapicurú e Sequência Rio Capim, ambas metamorfizadas na fácies anfíbolito (Winger, 1984). A primeira sequência apresenta importantes mineralizações de Au associadas a zonas de cisalhamento nos terrenos de rochas máficas contendo BIFs (Silva, 1992).

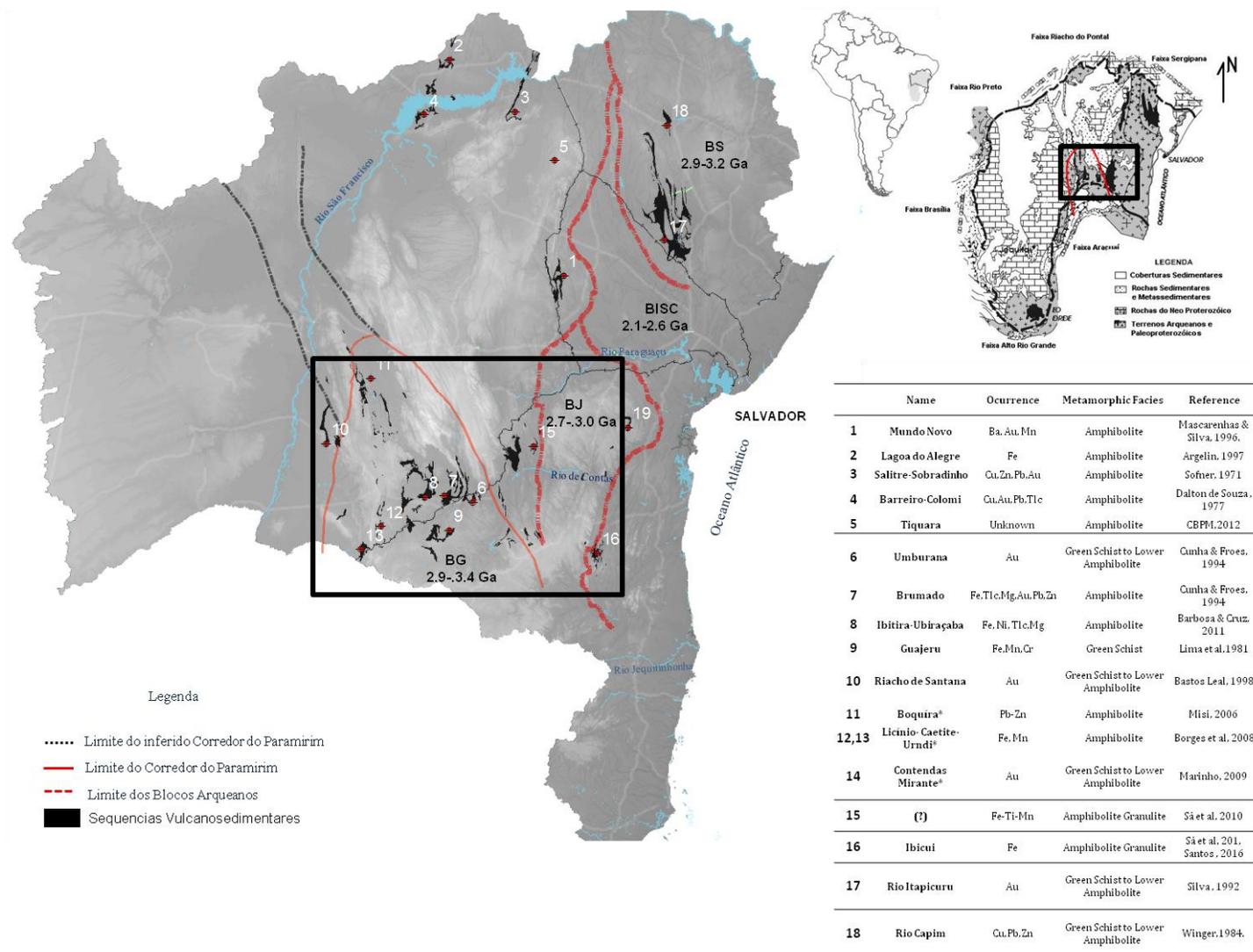


Figura 23 – Figura esquemática mostrando distribuição das Sequencias Vulcano-sedimentares contendo BIFs no Estado da Bahia.

Tabela 1- Relação das principais sequências vulcano-sedimentares do Bloco Gavião. Destaque para as mineralizações hospedadas em BIFs (Boquira, Contendas Mirante, Licínio de Almeida). \* Mineralizações hospedadas em BIFs.

Tectonic segments	Name	Age	BIF Facies	Metamorphic Facies	Ocurrence	Reserves Fe	Reference
Gavião Block (north portion)	<b>Mundo Novo</b>	Archean	Oxide- Silicate	Amphibolite	Ba, Au, Mn	Unknown	Mascarenhas & Silva, 1996.
	<b>Lagoa do Alegre</b>	Archean	Oxide- Silicate	Amphibolite	Fe	422Mt	Souza et al, 1979; Argelin, 1997, Pires, 2016
	<b>Salitre-Sobradinho</b>	Archean	Oxide- Silicate	Amphibolite	Cu,Zn,Pb,Au	Unknown	Sofner, 1971
	<b>Barreiro-Colomi</b>	Archean	Oxide- Silicate- Carbonate	Amphibolite	Cu,Au,Pb,Tlc	14 Bt	Dalton de Souza , 1977
	<b>Tiquara</b>	Paleo-Proterozoic	Silicate	Amphibolite	Unknown	Unknown	Barbosa, 2012
Gavião Block (South Portion)	<b>Umburana</b>	Archean	Carbonate-Oxide	Green Schist to Lower Amphibolite	Au	Unknown	Cunha & Froes, 1994
	<b>Brumado</b>	Archean	Oxide- Silicate	Amphibolite	Fe,Tlc,Mg,Au,Pb,Zn	Unknown	Cunha & Froes, 1994
	<b>Ibitira-Ubiracaba</b>	Archean	Silicate-Oxide	Amphibolite	Fe, Ni, Tlc,Mg	Unknown	Barbosa & Cruz, 2011
	<b>Guajeru</b>	Archean	Carbonate- Silicate	Green Schist	Fe,Mn,Cr	Unknown	Lima et al,1981
	<b>Riacho de Santana</b>	Paleo-Proterozoic	Oxide-Silicate	Green Schist to Lower Amphibolite	Au	Unknown	Bastos Leal, 1998; Silfeira, 2000
	<b>Boquira*</b>	Archean	Sulfide-Silicate- Carbonate-Oxide	Amphibolite	Pb-Zn	exhaust	Misi, 2006, Garcia, 2011
	<b>Licínio- Caetite-Urndi*</b>	Archean	Oxide- Silicate- Carbonate	Amphibolite	Fe, Mn	600 Mt	Figueiredo, 2009; Borges , 2012,
	<b>Contendas Mirante*</b>	Archean	Sulfide-Silicate	Green Schist to Lower Amphibolite	Au	200 Mt	Marinho, 2009
Jequie	<b>(?)</b>	Archean - Paleo-Proterozoic	Oxide- Silicate	Amphibolite Granulite	Fe-Ti-Mn	?	Sá et al, 2010
Itabuna - Salvador - Curaçá	<b>Ibicui</b>	Archean - Paleo-Proterozoic	Oxide- Silicate	Amphibolite Granulite	Fe	?	Sá et al, 2010; Santos, 2016;
Serrinha	<b>Rio Itapicuru</b>	Archean - Paleo-Proterozoic	Oxide- Silicate	Green Schist to Lower Amphibolite	Au	?	Silva , 2001,
Uauá	<b>Rio Capim</b>	Archean - Paleo-Proterozoic	Oxide- Silicate	Green Schist to Lower Amphibolite	Cu,Pb,Zn	?	Winge,1984, Silva, 1992

## 9 MATERIAIS E MÉTODOS

Para este estudo, foram selecionadas 09 sequências vulcano-sedimentares contendo Formações Ferríferas Bandadas (BIFs) do Cráton do São Francisco (Contendas Mirante, Ibicuí-Iguaí, Guageru, Boquira, Riacho de Santana, Paratinga, Urandi e Caetité). Ao todo, foram realizadas 4 etapas de campo, cada uma durando, aproximadamente, 15 dias. Durante essas atividades, foram descritos afloramentos e furos de sondagem, coletadas amostras para petrografia, geoquímica e geocronologia e mapeados os principais corpos ferríferos.

Foram confeccionadas 90 lâminas delgadas-polidas das Formações Ferríferas e rochas associadas, interpretadas como parte integrante da sequência hospedeira das BIFs, com o objetivo de caracterizar a mineralogia e auxiliar na interpretação das análises geoquímicas e geocronológicas.

Todas as técnicas de laboratório foram executadas no Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília, particularmente nos Laboratórios de Mineralogia, Micrografia Eletrônica e Geocronologia, exceto a geoquímica convencional, realizada em AcmeLabs Commodities Ltd, Vancouver, Canadá.

A análise química mineral foi realizada em microsonda eletrônica JEOL modelo JXA 8900RL, no Laboratório de Microscopia e Microanálise do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, nas seguintes condições de operação: tensão 15 Kv, corrente 20 nA e diâmetro do feixe 1  $\mu\text{m}$ . Foi analisada a composição química de piroxênio, anfibólio, magnetita e sulfeto. Para os silicatos, foram analisados os elementos  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{V}_2\text{O}_3$ , F, NiO, Cl. Para os cristais de magnetita, foram analisados  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{V}_2\text{O}_3$ , F, NiO, Cl, BaO. Para os sulfetos, foram analisados Zn, Se, Pb, Co, Cu, Ni, Mo e Au. Os cálculos foram realizados no programa Excel 2007, seguindo as recomendações predefinidas por Deer et al. (1992) para fórmulas estruturais, Droop (1987) para as proporções  $\text{Fe}^{3+} / \text{Fe}^{2+}$ , Morimoto (1990) para cálculos de química geral de piroxênios e Leake *et al.*, 1997 para os cálculos dos anfibólios.

Foram realizadas determinações de elementos maiores, traços e terras raras em 190 amostras de rocha total, sendo 38 delas em furos de sondagem e as demais em amostras de afloramento. As análises foram realizadas no Laboratório Acme

(Canadá) onde a abundância total dos óxidos de elementos maiores e de vários elementos traços é determinada a partir da fusão de 0,2g de amostra com metaborato/tetraborato de lítio, digestão com ácido nítrico diluído e análise por ICP-OES. A perda ao fogo é dada pela diferença de peso após fusão a 1000°C. Metais preciosos e metais base foram determinados após digestão de 0,5g de amostra com Água Régia e posterior análise em ICP-MS. As abundâncias dos óxidos de elementos maiores foram obtidas por Fluorescência de raios X após fusão da amostra com tetraborato de lítio. O software utilizado para a geração dos gráficos foi o Excel 2010.

As análises isotópicas de Sm e Nd de rocha total foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UNB) e a metodologia aqui empregada segue os procedimentos definidos em Gioia e Pimentel (2000). Foram analisadas 141 amostras, sendo 73 de furo de furos de sondagem cedidos pela Biogold Mineração, Cabral Resources e Centauros Metals, e 68 em amostras de afloramento. As razões isotópicas de Sm e Nd foram medidas em espectrômetro de massa multicoletor Finnigan MAT 262. As idades TDM foram calculadas com base no modelo de De Paolo (1981). Para isto, foi utilizado o programa Excel 2010.

As análises de isótopos de S foram realizadas em 02 amostras de BIFs e 04 amostras da zona sulfetada na Sequência Ibicuí-Ipiaú. As análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia da UNB por ICP-MS, conforme os critérios discutidos por Bühn et al. (2012). Os padrões de referência utilizados neste estudo incluem o IAEA-S1 (Ding et al., 2001), o IAEA-S3 (Ding et al., 2001), o NBS123 (esfalerita ZnS) (Hu et al., 2003), o NBS127 (barite BaSO<sub>4</sub>) (Mason et al., 2006), bem como padrões internos do Laboratório de Geocronologia da UNB BSB-py (pirita) e BSB-cpy (chalcopyrita), estes últimos desenvolvidos por Bühn et al. (2012). As composições isotópicas dos materiais de referência utilizados neste estudo podem ser vistos na Tabela 1 do Artigo 02 desta tese.

As análises geocronológicas U-Pb foram obtidas em grãos de zircão coletados em amostras da Sequência Metavulcano-sedimentar Ibicuí-Iguaí, Contendas Mirante, Riacho de Santana e Urandi e foram realizadas em um modelo Multi-Collector Spectrometer Mass Thermo Finnigan Neptune com ICP acoplado seguindo os métodos descritos por Bühn et al. (2009). Para a redução de dados e os cálculos de idade, foram utilizados os programas PBDAT (Ludwig, 1993) e

ISOPLOT-Ex (Ludwig, 2001). Foram priorizadas as áreas dos zircões com uma única zona de crescimento (núcleos). Buscou-se áreas, preferencialmente, sem irregularidades morfológicas como fissuras e inclusões. Somente as idades mais concordantes, ou seja, aquelas com a diferença de menos de 10% entre os valores das razões  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  e  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  foram utilizadas para determinar as possíveis populações de idades. Além deste critério, também foram excluídos do grupo de análise zircões (presença anômala de Pb comum, estimada pelas razões  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  abaixo de 3000 e pela porcentagem de  $^{206}\text{Pb}$  comum no total de Pb (f206) acima de 1, bem como aquelas análises com conteúdos anômalos de U ( $500\mu\text{g.g}^{-1}$ ).

## REFERÊNCIAS

- ABRAMS, C. E.; MCCONNELL, K. I. Geologic setting of volcanogenic base and precious metal deposits of the West Georgia Piedmont: a multiply deformed metavolcanic terrain. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 79, p. 1521-1539, 1984.
- ADAMSON, R. G.; TEICHMANN, R. F. H. The Matchless cupreous pyrite deposit, South West Africa/Namibia. In: ANHAEUSSER, C.R., MASKE, S. (Es.). *Mineral deposits of South Africa*: Johannesburg. Geological Society of South Africa, 2: 1755-1760. 1986.
- ALEXANDER, B.; BAU, M.; ANDERSSON, P. Neodymium isotopes in Archean seawater and implications for the marine Nd cycle in Earth's early oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.*, n. 283, p. 144-155, 2009.
- ALEXANDER, B. et al. Continentally-derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 72, n. 2, p. 378-394, 2008.
- ALIBERT, C., BARBOSA, J.S.F. Ages U-Pb déterminés à la "SHRIMP" sur des zircons du Complexe de Jequié, Craton du São Francisco, Bahia, Brésil. In: RÉUNION DES SCIENCES DE LA TERRE, 14., Toulouse. *Abstract...* Toulouse: Soc. Géol. France, 1992. p. 4.
- ALIBO, D. S.; NOZAKI, Y. Rare earth elements in seawater: particle association, shale-normalization, and Ce oxidation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 63, p. 363-372, 1999. doi: 10.1016/S0016-7037(98)00279-8.
- ALLEN, L. et al. Facies analysis of a 1.9 Ga, continental margin, felsic caldera province with diverse Zn-Pb-Ag-(Cu-Au) sulfide and Fe oxide deposits, Bergslagen region, Sweden. *Econ. Geol.*, v. 90, p. 979-1008, 1995.
- ALLEN, L. et al. Facies analysis of a 1.9 Ga, continental margin, back-arc, felsic caldera province with diverse Zn-Pb-Ag-(Cu-Au) sulfide and Fe oxide deposits, Bergslagen region, Sweden. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 91, p. 979-1008, 1996.
- ALMEIDA, F. F. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 4, p. 349-364, 1977.
- ANHAEUSSER, C. R. Archaean greenstone belts and associated granitic rocks: a review. *Journal of African Earth Sciences*, v. 100, p. 684-732, 2014.
- APPEL, P.W.U. Geochemistry of the early Archaean Isua iron-formations, West Greenland. In: APPEL, P. W. U.; LABERGE, G. L. (Ed.). *Precambrian iron-formations*. Athens: Theophrastus Publications. p. 31-67, 1987.

ARCANJO, J. B. A. et al. *Projeto Vale do Paramirim: Estado da Bahia*, escala 1:100.000. Salvador: CPRM, CBPM, 2002. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

ARGELIN, L. A. A. Petrolina, folha SC.24-V-C: estados da Bahia, Pernambuco e Piauí, escala 1:100.000. Brasília, DF: DNPM, CPRM, 1997. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil.

ARNDT, N. T. Archean komatiites. In: CONDIE, K. C. (Ed.). *Archean Crustal Evolution*. Amsterdam: Elsevier, 1994. p. 11-44.

ARORA, M. et al. Geochemistry and Origin of Archean Banded Iron-Formation from the Bababudan Schist Belt, India. *Economic Geology*, v. 90, p. 2040-2957, 1995.

BARBOSA, J. S. F., PEUCAT, J. J.; MARTINS, H. Geocronologia das Rochas Granulíticas da parte sul do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá: uma síntese. Trabalho elaborado para a Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 2003.

BARBOSA, J. S. F.; CRUZ, S. C. P. Evolução tectônica para o domínio oeste e sudeste do Bloco Gavião, Bahia. In: INTERNACIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, VII. *Anais...* Campinas, 2011.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: a synthesis. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, n. 74, p. 343-359, 2002.

BARBOSA, J. S. F.; SABATÉ, P. Geological and Geochronological Features and the Paleoproterozoic Collision of The Four Archean Crustal Segments of The São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Revista da Academia Brasileira de Ciências*, v. 74, n. 2, p. 343-359, 2002.

BARBOSA, J. S. F. et al. *Geologia da Bahia: pesquisa e atualização*. Salvador: CBPM-Companhia Baiana de Pesquisa Mineral, 2012. 1200p.

BARBOSA, J. S. F.; BARBOSA, R. G. The Paleoproterozoic eastern Bahia orogenic domain. In: HEILBRON, M.; ALKMIM, F.; CORDANI, U. G. (Ed.). The São Francisco Craton and its margins, Eastern Brazil. *Regional Geology Review Series*. Springer-Verlag, 57-69, 2017. [http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0\\_4](http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-01715-0_4). Chapter 4.

BARBOSA, J. S. F.; MARTIN, H.; PEUCAT, J. J. Archean/Paleoproterozoic Crustal doming evolution of the Lage, Mutuípe, Brejões and Santa Inês region. Jequié Block, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, n. 135, p. 105-131, 2004.

BARBOSA, J. S. F. et al. Petrogenesis of the late-orogenic Bravo granite and surrounding high-grade country rocks in the Paleoproterozoic orogen of Itabuna-Salvador-Curaçá Block, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, v. 167, p. 35-52, 2008.

BASTOS LEAL, L. R. Geocronologia U/Pb (SHRIMP), 207Pb/206Pb, Rb/Sr, Sm/Nd e K/Ar dos Terrenos Granito-Greenstone do Bloco do Gavião: implicações para a Evolução Arqueana e Paleoproterozoica do Craton do São Francisco, Brasil. Ph.D. Thesis. São Paulo University, 1998. 178p.

BAU, M.; DULSKI, P. Prembrinn Reserth Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, v. 79, n. 79, p. 37-55, 1996. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(95\)00087-9](https://doi.org/10.1016/0301-9268(95)00087-9).

BAU, M.; DULSKI, P. Comparing yttrium and rare earths in hydrothermal fluids from the Mid-Atlantic Ridge: implications for Y and REE behaviour during nearvent mixing and for the Y/Ho ratio of Proterozoic seawater. *Chem. Geol.*, n. 155, p. 77-90, 1999.

BAYANOVA, T. B.; YEGOROV, D. G. *U-Pb vozrast poloschatoy zhelezorudnoy formatsiya kolskovo polyostrova*: geologiya e polyezniye eskopayemiye Serovo-Zapada e Tsentra Rossiya, Apatiti, 1999. p. 19-24.

BEESON, R. Broken Hill-type lead-zinc deposits: an overview of their occurrence and geological setting. Transactions of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy, section B, v. 99, p. 163-175, 1990.

BEKKER, A. et al. Iron formation: the sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes. *Economic Geology*, n. 105, p. 467-508, 2010.

BEUKES, N. J. Precambrian iron-formations of South Africa. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 68, p. 960-1004, 1973.

BOLHAR, R. et al. Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth and Planetary Science Letters*, n. 222, p. 43-60, 2004.

BONATTI, E. et al. Iron-manganese-barium deposit from the Northern Afar Rift (Ethiopia). *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 67, p. 717-730, 1972.

BORGES, J. O. *Geologia do Distrito Manganésífero de Urandi-Licínio de Almeida*: resultados preliminares. Monografia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2008. 118f.

BORGES, J. O. *Geologia e evolução metalogenética das formações manganésíferas da Seqüência Metavulnossedimentar Licínio de Almeida*: o exemplo da Mina de Lagoa D'anta, Caetité, Bahia. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2012. 250p.

BOTROS, N. S. Gold in Egypt: does the future get worse or better? *Ore Geology Reviews*, n. 67, p. 189-207, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.11.018>.

Bowing, R.J. 1989. Rare earth and other geochemical studies of Archean banded iron formation; Sherman and Adams mines, Ontario [Ph.D. thesis]: Hamilton, Ontario, Canada, McMaster University. 399p.

BRONER, G.; CHAUVEL, J. J. Precambrian Banded Iron Formation of the Ijil Group (Kediat Ijil, Reguibat Shield, Mauritania). *Economic Geology*, v. 74, p. 77-94, 1979.

BRUGUIER, O. U-Pb ages on single detrital zircons from the Tasmiyele Group; implications for the evolution of the Olekma Block (Aldan Shield, Siberia). *Precamb. Res.*, v. 78, p. 197-210, 1996.

BULLIS, H.; HUREAU, R.; PENNER, B. Distribution of gold and sulfides at Lupin, Northwest Territories. *Economic Geology*, v. 89, p. 1217-1227, 1993.

CADDEY, S. et al. The Homestake gold mine, an Early Proterozoic iron-formation-hosted gold deposit, Lawrence County, South Dakota: U. S. *Geological Survey Bulletin*, v. 1857-J, p. 1-67, 1991.

CANFIELD, D. E. The Early History of Atmospheric Oxygen: homage to Robert M. Garrels. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, v. 33, p. 1-36, 2005.

CHARLOT, R. The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco): a geochronological synthesis. *Precamb. Res.*, v. 3, p. 273-299, 1976.

CLAYPOOL, G. E. et al. The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretations. *Chemical Geology*, v. 28, p. 199-260, 1980. doi: 10.1016/0009-2541(80)90047-9

COLLAO, S.; ALFARO, G.; HAYASHI, K. Banded iron formation and massive sulfide orebodies, south-central Chile: geologic and isotopic aspects. In: FONTBOTÉ, L. et al. (Ed.). Stratabound ore deposits in the Andes. *Society for Geology Applied to Mineral Deposits Special Publication*, v. 8, p. 209-219, 1990.

CONDIE, K. C. Continental growth during a 1.9-Ga superplume event. *Journal of Geodynamics*, v. 34, p. 249-264, 2002. doi: 10.1016/S0264-3707(02)00023-6.

CRUZ, S. C. P. et al. *Mapeamento geológico e levantamentos de recursos minerais da folha Caetité: escala 1:100.000*. Salvador: UFBA. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos. Convênio UFBA-CPRM-FAPEX, 2009.

CUNHA, J. C.; FRÓES, R. J. B. *Komatiitos com textura spinifex do Greenstone Belt de Umburanas, Bahia*. Salvador: CBPM, 1994. 29p.

CUNHA, J. C.; BARBOSA, J. S. F.; MASCARENHAS, J. F. Greenstone Belts e Sequências Similares. In: BARBOSA, J. S. F. (Coord.). *Geologia da Bahia: pesquisa e atualização*, 2012. Cap IV, p. 203-326.

CUNHA, J.C. et al. Idade dos Greenstone Belts e dos Terrenos TTGs Associados da Região do Cráton do São Francisco (Salvador, Bahia, Brasil). In: *Congr. Bras. Geol. 29, Soc. Bras. Geol. Abstr.* 1, p. 62-65, 1996.

DALY, S. J.; FANNING, C. M.; FAIRCLOUGH, M. C. Tectonic evolution and exploration potential of the Gawler Craton, South Australia, AGSO J. *Austr. Geol. Geophys.*, v. 17, p. 145-168, 1998.

DANIELSON, A., MOLLER, P., DULSKI, P. The europium anomalies in banded iron formations and the thermal history of the ocean crust. *Chemical Geology*, v. 97, p. 89-100, 1992. doi: 10.1016/0009-2541(92)90137-T.

DAVIDSON, G. J.; STOLZ, A. J.; EGGINS, S. M. Geochemical anatomy of silica iron exhalites: evidence for hydrothermal oxyanion cycling in response to vent fluid redox and thermal evolution (Mt. Windsor Subprovince, Australia). *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 96, p. 1201-1226, 2001.

DERRY, L. A.; JACOBSEN, S. B. The chemical evolution of Precambrian seawater: evidence from REEs in banded iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 2965-2977, 1990. doi: 10.1016/0016-7037(90)90114-Z.

DERRY, L.;A., JACOBSEN, S. B. The chemical evolution of Precambrian seawater: evidence from REEs in banded iron formations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 2965-2977, 1990. doi: 10.1016/0016-7037(90)90114-Z.

DE WITT, E. New data concerning Proterozoic volcanic stratigraphy and structure in central Arizona and its importance in massive sulfide exploration. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 74, p. 1371-1382, 1979.

DE WIT, E.; THORMAN, C. H.,[; LADEIRA, E. A. Exploration strategies for discovery of syngenetic versus epigenetic gold deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Brazil, SIMEX. I SIMP. BRAS.EXPLOR. MIN., Ouro Preto, Sessão poster, Ouro Preto, MG. 2004.

DORR, J., II, VAN, N. Iron-formation in South Africa. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 68, p. 1005-1022, 1973.

DUHIG, N. C. et al. Cambrian microbial and silica gel textures in silica iron exhalites from the mount Windsor Volcanic Belt, Australia: their petrography, chemistry and origin. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 87, p. 764-784, 1992.

DYMEK, R. F., KLEIN, C. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from the 3800 Ma isua supracrustal belt, WestGreenland. *Precambrian Res.*, n. 39, p. 247-302, 1988.

EWERS, W.E., MORRIS, R.C. Studies of the Dales Gorge Member of the Brockman Iron Formation, Western Australia. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 76, p. 1929-1953, 1981.

FERNÁNDEZ, A.; MORO, M. C. Origin and depositional environment of Ordovician stratiform iron mineralization from Zamora (NW Iberian Peninsula). *Mineralium Deposita*, v. 33, p. 606-619, 1998. doi: 10.1007/s001260050176.

FIGUEIREDO E SILVA, R. C.; LOBATO, L .M.; ROSIERE, C. A. 2008. A hydrothermal origin for the jaspilite-hosted giant Sierra Norte deposits in the Cajajas Mineral Province, Para State, Brazil. In: HAGEMANN, S et al. (Ed.) Banded Iron Formation-related High-grade Iron Ore. Society of Economic Geologists, p. 255-290.

FIGUEIREDO, B.S. *Mapeamento Geológico e Análise Estrutural da Sequência Metavulcanossedimentar Urandi, Bahia*. TFG, curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2009. 135p.

FRANKLIN, J. M. et al. Volcanogenic massive sulfide deposits: *Economic Geology*, 100th Anniversary, p. 523–560, 2005.

FREI, R.; POLAT, A. Source heterogeneity for the major components of ~3.7 Ga Banded Iron Formations (Isua Greenstone Belt, Western Greenland): Tracing the nature of interacting water masses in BIF formation. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 253, n. 1–2, p. 266–281, 2007. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.033>.

FURNES, H., DE WIT, M., DILEK, Y. 2014. Precambrian Greenstone Belts Host Different Ophiolite Types. In: DILEK, Y.; FURNES, H. (Ed.). *Evolution of Archean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sciences*, n. 7, p. 1–22.

FURNES, H.; DILEK, Y.; DE WIT, M. J. Precambrian greenstone sequences represent different ophiolite types. *Gondwana Research*, n. 27, p. 649–685, 2015.

GANGULY, S. et al. Geochemical characteristics of gold bearing boninites and banded iron formations from Shimoga greenstone belt, India: implications for gold genesis and hydrothermal processes in diverse tectonic settings. *Ore Geology Reviews*, n. 73, p. 59–82, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.10.013>.

GARCIA, P. M. Análise Comparativa de dados Geológicos, Litológicos e Geofísicos das Formações Ferríferas do Complexo Boquira e Supergrupo Espinhaço na Região de Boquira, BA. (Monograph graduation). University Federal of Bahia, Salvador, 2016.

GARZON, G. E. G. Petrographic characterization of two gold-rich banded iron formations (BIFs) in the Foxe Fold Belt. University of Arizona. 2010.

GAUTHIER, M.; BROWN, A. C.; MORIN, G. Small iron-formations as a guide to base- and precious-metal deposits in the Grenville Province of southern Quebec. In: APPEL, P. W. U., LABERGE, G. L. (Ed.). *Precambrian iron-formations*: Athens: Theophrastus, p. 297–327, 1987.

GNANESHWAR RAO, T.; NAQVI, S. M. Geochemistry, depositional environment and tectonic setting of the BIF's of the Late Archaean Chitradurga Schist Belt, India. *Chemical Geology*, v. 121, p. 217–243, 1995. doi: 10.1016/0009-2541(94)00116-P.

GOLDFARB, R. et al. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes: *Economic Geology*, 100th Anniversary, p. 407–450, 2005.

GOLDFARB, R.; GROVES, D. I.; GARDOLL, S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis: *Ore Geology Reviews*, n. 18, p. 1–75, 2001.

GRENE, T.; VOKES, F. M. Sea-floor sulfides at the Høydal volcanogenic deposit, central Norwegian Caledonides. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 85, p. 344–359, 1990.

GROVES, D. I. et al. World distribution, productivity, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. In: HEDENQUIST, J.W. et al. (Ed.). *Economic Geology One Hundredth Anniversary Volume: 1905-2005, Society of Economic Geologists*: p. 407-450, 2005.

GUIMARÃES, J. T. et al. *Projeto Ibitiara–Rio de Contas Geological map*. Brazilian Geological Survey and Bahia Mineral Research Company, scale 1:200.000, 2005.

GUTZMER, J. et al. Oxygen isotope composition of hematite and genesis of high-grade BIF-hosted iron ores. In: KESLER, S.E.; OHMOTO, H. (Ed.). *Evolution of Early Earth's Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere – Constraints from Ore Deposits. Geological Society of America Memoir*, v. 198, p. 257-268, 2006. doi: 10.1130/2006.1198(15).

HANSKI, E.; HUHMA, H. Geological evolution of the Central Lapland greenstone belt (abstract). In: PESONEN, L. J.; KORJA, A.; HJELT, S.E. (Ed.). *Programme and extended abstracts, Invited papers. Lithosphere 2000: a symposium on the structure, composition and evolution of the lithosphere in Finland*, University of Helsinki, Institute of Seismology Report S41. p. 143-148, 2000.

Hartlaub, R.P. et al. The Archean Murmac Bay Group: evidence for a giant Archean rift in the Rae Province Canada. *Precambrian Research*, v. 131, p. 345-372, 2004. doi: 10.1016/j.precamres.2004.01.001.

HAZEN, R. M. et al. Mineral evolution. *American Mineralogist*, v. 93, p. 1693-1720., 2008.

HELVACI, C. Apatite-rich iron deposits of the Avnik (Bingöl) region, southeastern Turkey. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 79, p. 354-371, 1984.

HERZIG, P. M.; HANNINGTON, M. D.; PETERSEN, S. Polymetallic massive sulfide deposits at the modern seafloor and their resource potential. *Workshop on Mineral Resources of the International Seabed Area Kingston, Jamaica*, 26-30 Jun. 2000.

HOFFMANN, D. Geochemistry and genesis of manganiferous silicate-rich iron formation bands in the Broken Hill deposit, Aggeneys, South Africa. *Exploration and Mining Geology*, v. 3, p. 407-417, 1994.

HOLLIS, S. P. et al. 2.7 Ga plume associated VHMS mineralization in the Eastern Goldfields Superterrane, Yilgarn Craton: Insights from the low temperature and shallow water, Ag-Zn-(Au) Nimbus deposit. *Precambrian Research*, n. 291, p. 119-142, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.01.002>.

HURTGEN, M. T.; ARTHUR, M. A.; HALVERSON, G. P. Neoproterozoic sulfur isotopes, the evolution of microbial sulfur species, and the burial efficiency of sulfide as sedimentary pyrite. *Geology*, v. 33, p. 41-44, 2005. doi: 10.1130/G20923.1.

HUSTON, D. L. et al. The timing of mineralization in the Archean North Pilbara terrain, Western Australia, *Econ. Geol.*, v. 97, p. 733, 2002.

HUSTON, D. L.; LOGAN, G. A. Barite, BIFs and bugs: evidence for the evolution of the Earth's early hydrosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 220, n. 1-2, p. 41-55, 2004. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(04\)00034-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00034-2).

IMAI, H. Geology and genesis of the Okuki mine, Ehime Prefecture, and other related cupriferous pyrite deposits in southwest Japan. In: IMAI, H. (Ed.). *Geological studies of the mineral deposits in Japan and East Asia*. Tokyo, University of Tokyo Press, p. 233-256, 1978.

ISLEY, A. E. Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formation. *Journal of Geology*, v. 103, p. 169-185, 1995.

JAMES, H. L. Distribution of banded iron-formation in space and time. In: TRENDALL, A. F.; MORRIS, R.C. (Ed.). *Iron Formations: facts and problems*. Amsterdam: Elsevier, 1983. p. 471-490.

KALOGEROPOULOS, S. I.; SCOTT, S. D. Mineralogy and geochemistry of tuffaceous exhalites (tetsusekiei) of the Fukazawa Mine, Hokuroku district, Japan. In: OHMOTO, H., SKINNER, B.J. (Ed.). *The Kuroko and related volcanic massive sulfide deposits*. *Economic Geology Monograph*, v. 5, p. 412-432, 1983.

KALUGIN, A. S. Geology and genesis of the Devonian banded iron-formation in Altai, western Siberia and eastern Kazakhstan. In: *Genesis of Precambrian iron and manganese deposits, Proceedings, Kiev Symposium, 1970: Paris, UNESCO, Earth Science (Sciences de la Terre)*, v. 9, p. 159-165, 1973.

KANEHIRA, K., TATSUMI, T. Bedded cupriferous iron sulphide deposits in Japan, a review. In: TATSUMI, T. (Ed.). *Volcanism and ore genesis*. Tokyo, University of Tokyo Press, 1970. p. 51-76.

KATO, Y.; YAMAGUCHI, K. E.; OHMOTO, H. Rare earth elements in Precambrian banded iron formations: Secular changes of Ce and Eu anomalies and evolution of atmospheric oxygen. In: KESLER, S.E., OHMOTO, H. (Ed.). *Evolution of Early Earth's Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere-Constraints from Ore Deposits*. Geological Society of America Memoir, n. 198, p. 269-289, 2006. doi: 10.1130/2006.1198(16).

KEITH, M. et al. Systematic variations in magmatic sulphide chemistry from mid-ocean ridges, back-arc basins and island arcs. *Chemical Geology*, n. 451, p. 67-77, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.028>.

KENDALL, B., et al. Pervasive oxygenation along late Archean ocean margins. *Nature Geoscience*, v. 3, p. 647-652, 2010.

KENDALL, B. et al. The global iron cycle. In: KNOLL, A. H.; CANFIELD, D. E., KONHAUSER, K. O. (Ed.). *Fundamentals of Geobiology*. Chichester, UK: John Wiley & Sons, 2012. Chapter 6, p. 65-92.

doi: 10.1002/9781118280874.ch6 <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download?doi=10.1.1.728.2968&rep=rep1&type=pdf>

KERR, A. C. Oceanic plateaus. In: RUDNICK, R. (Ed.). *The Crust* (Treatise on Geochemistry. 2<sup>nd</sup> Ed. Amsterdam: Elsevier, 2014.

KERRICH, R.; WYMAN, D. A. A review of developments in Trace Element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration. *Special Volume of the Australian Journal of Earth Sciences*, v. 44, p. 465-548, 1996.

KERSWILL, J. Iron-formation-hosted stratabound gold. In: ECKSTRAND, O., SINCLAIR, W., THORPE, R. (Ed.). *Geology of Canadian Mineral Deposits Types. Geological Survey of Canada, Geology of Canada*, n. 8, p. 367-382, 1995.

KLEIN, C.; BEUKES, N. J. Geochemistry and sedimentology of a facies transition from limestone to iron-formation deposition in the Early Proterozoic Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, n. 84, p. 1733-1774, 1989.

KLEIN, C.; BEUKES, N. J. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic Late Proterozoic Rapitan Iron Formation in Canada. *Econ. Geol.*, n. 88, p. 542-565, 1993.

KNAUTH, L. P.; LOWE, D. R. High Archean climatic temperatures inferred from oxygen isotope geochemistry of cherts in the 3.5 Ga Swaziland Supergroup, South Africa. *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, p. 566-580, 2003. doi: 10.1130/0016-7606(2003)115<0566: HACTIF>2.0.CO;2.

KOOPMAN, E. R. *Stratigraphy, structural geology and structural controls of ore distribution of the Lyon Lake massive sulphide deposit, Sturgeon Lake, Ontario* [M.Sc. thesis]. Ottawa, Carleton University, 1993. 170p.

KULIK, G.; KLIPPEL, A.; WEBER, M. J. Antiapoptotic signalling by the insulin-like growth factor I receptor, phosphatidylinositol 3-kinase, and Akt. *Mol Cell Biol*, v. 17, p. 1595-1606, 1997.

LAAJOKI, K. Rare-earth elements in Precambrian iron formations in Väyrylänkylä, South Puolanka area, Finland. *Bulletin of Geological Society of Finland*, v. 47, p. 93-107, 1975.

LARGE, R. R. et al. Gold in the oceans through time. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 428(August), p. 139-150, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.026>

LEAL, A. B. M. Geoquímica das rochas meta-vulcânicas máficas do greenstone belt de Riacho de Santana, Bahia, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38,n. 3, p. 476-487, set. 2008.

LEITE, C. M. M. et al. The phlogopite-spinel-sapphirine bearing Al-Mg granulites from Salvador-Curaçá Belt, Bahia, Brazil: an example of ultra-high temperature metamorphism with phlogopitestability. In: INT. GEOL. CONGR. 31, Rio de Janeiro, Brasil, 2000. CD-ROM.

LI, W.; BEARD, B. L.; JOHNSON, C. M. Biologically recycled continental iron is a major component in banded iron formations. *PNAS* 112, p. 8193–8198, 2015. <http://dx.doi.org/10.1073/pnas.1505515112>.

LIN, S. Stratigraphic and structural setting of the Hemlo gold deposits, Ontario, Canada. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 96, p. 477-507, 2001.

LOTTERMOSER, B. G.; ASHLEY, P. M. Geochemistry and exploration significance of ironstones and barite-rich rocks in the Proterozoic Willyama Supergroup, Olary Block, South Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, v. 57, p. 57-73, 1996. doi: 10.1016/S0375-6742(96)00016-7.

LYONS, T. W. et al. Proterozoic sedimentary exhalative (SEDEX) deposits and links to evolving global ocean chemistry. In: KESLER, S.E., OHMOTO, H. (Ed.). *Evolution of Early Earth's Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere: constraints from Ore Deposits. Geological Society of America Memoir*, v. 198, p. 169-184, 2006. doi: 10.1130/2006.1198(10).

MANIKYAMBA, C. et al. Sediment-infill volcanic breccia from the Neoproterozoic himoga greenstone terrane, western Dharwar craton: implications on pyroclastic volcanism and sedimentation in an active continental margin. *J. Asian Earth Sci.*, v.96, p. 269-327, 2014.

MARINHO, M. M. *Le sequence Volcano-Sedimentaire de Contendas Mirante et la Bordure Occidentale du Bloc de Jequié (craton du São Francisco, Brésil): un exemple de transition Archeen-Proterozoic*. These de doctorat, Université de Clermont-Ferrand, 1991. 257p.

MARINHO, M. M. A sequência vulcanossedimentar de Contendas-Mirante: uma estrutura do tipo Greenstone Belt? Salvador: CBPM, 2009. 68p.:il.; 2 mapas – (Série Arquivos Abertos, 32);

MARTIN, H. et al. Crustal evolution in the early Archean of South America: example of the Sete Voltas Massif, Bahia State, Brazil. *Precambrian Research*, v. 82, p. 35-62, 1997.

MARTIN, H. et al. Un segment de croûte continentale d'Age archeen ancien (3.5 milliards d'années): le massif de Sete Voltas (Bahia, Brésil). *Les Comptes Rendus l'Academie Sci.*, Paris, v. 313, p. 531-538, 1991.

MARTINS, S. et al. Nature and origin of the BIF-hosted São Bento gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, with special emphasis on structural controls. *Ore Geology Reviews*, v. 32, p. 571-595, 2007.

MASCARENHAS, J. F. et al. Geologia e metalogenia de parte do greenstone belt Mundo Novo e do Grupo Jacobina. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador: SBG, 1996. E-10.

MASCARENHAS, J. F.; SILVA, E. F. A. *Greenstone Belt de Mundo Novo: caracterização e implicações metalogenéticas e geotectônicas no Cráton do São Francisco*. Salvador: CBPM, 1994. 31p. (Série Arquivos Abertos, 5).

MCLENNAN, S. B. Rare earth elements in sedimentary rocks. Influence of provenance and sedimentary processes. In: LIPIN, B. R.; MCKAY, G. A. (Ed.). *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements*. Mineralogical Society of America, Washington, p. 169-200, 1989.

MELLO, S. L. M.; QUENTAL, S. H. A. J. Depósitos de Sulfetos Metálicos no Fundo dos oceanos. *Rev. Bras. Geof.* [online], v. 18, n. 3, p.411-430, 2001.

MINTER, W. E. L. The sedimentary setting of Witwatersrand placer mineral deposits in an Archean atmosphere. In: KESLER, S.E., OHMOTO, H. (Ed.). *Evolution of Early Earth's Atmosphere, Hydrosphere, and Biosphere: constraints from Ore Deposits. Geological Society of America Memoir*, v. 198, p. 105-119, 2006. doi: 10.1130/2006.1198(06).

MISHRA, S. et al.  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  zircon ages and the evolution of the Singhbhum Craton, eastern India: an iron microprobe study, *Precamb. Res.*, v. 93, p. 139-151, 1999.

MOREY, G. B.; SOUTHWICK, D. L. Allostratigraphic relationships of early Proterozoic iron-formations in the Lake Superior region. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 90, p. 1983-1993, 1995.

MORTON, R. L.; NEBEL, M. L. Hydrothermal alteration of felsic volcanic rocks at the Helen siderite deposit, Wawa, Ontario. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 79, p. 1319-1333, 1984.

NELSON, G. Gold mineralization at the Homestake gold mine, Lead, South Dakota. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin*, v. 1974-78, n. 879, p. 38, 1985.

NOTHDURFT, L. D.; WEBB, G. E.; KAMBER, B. S. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 68, p. 263-283, 2004.

NUTMAN, A. P. et al. SHRIMP U/Pb zircon ages of acid volcanic rocks in the Chitradurga and Sandur Groups, and granites adjacent to the Sandur schist belt, Karnataka. *Journal of Geological Society of India*, v. 47, p. 153-164, 1996.

O'ROURKE, J. E. The stratigraphy of Himalayan iron ores. *American Journal of Science*, v. 260, p. 294-302, 1962.

OHMOTO, H.; GOLDBERGER, M. B. Sulfur and carbon isotopes. In: BARNES, H.D. (Ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3<sup>rd</sup> ed. New York: John Wiley and Sons, 1997.p. 517-612.

OHMOTO, H.; WATANABE, Y.; KUMAZAWA, K. Evidence from massive siderite beds for a CO<sub>2</sub>-rich atmosphere before approximately 1.8 billion years ago. *Nature*, v. 429, p. 395-399, 2004. doi: 10.1038/nature02573.

OHMOTO, H. et al. Sulphur isotope evidence for an oxic Archaean atmosphere. *Nature*, n. 442, p. 908-911, 2006.

OHMOTO, H. et al. Chemical and biological evolution of early Earth: constraints from banded iron formations. In: KESLER, S.E., OHMOTO, H. (Ed.). Evolution of early Earth's atmosphere, hydrosphere and biosphere – constraints from ore deposits: *Geological Society of America Memoir.*, n. 198, p. 291-331, 2006.

OLIVEIRA, E. P. et al. SHIRIMP U-Ub age on the basement to the Rio Itapicuru Greenstone Belt, NE, São Francisco craton. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, João Pessoa: SBG, 2002.

OOTES, L.; LENTZ, D. R. Occurrence of bleached mafic flows and their association with stockwork sulphides and banded iron-formation in the Crestaurum Formation of the later Archean Yellowknife greenstone belt, Northwest Territories: Ottawa, *Geological Survey of Canada, Current Research Report 2002-E5*, p. 1-12, 2002.

PAGE, R. W.; LAING, W. P. Felsic metavolcanic rocks related to the Broken Hill Pb-Zn-Ag orebody, Australia: Geology, depositional age, and timing of high-grade metamorphism. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 87, p. 2138-2168, 1992.

Papunan, H. et al. Metallogeny of the Archaean Tipasjarvi-Kuhmo-Suomussalmi greenstone belt, Finland (abstract), *AGSO--Geosci. Austr. Rec.* 2001/37, p. 456-458. 2001.

PARÁK, T. Volcanic sedimentary rock-related metallogenesis in the Kiruna- Skellefte belt of northern Sweden. In: HUTCHINSON, R.W., GRAUCH, R.I. (Ed.). Historical perspectives of genetic concepts and case histories of famous discoveries. *Economic Geology Monograph*, v. 8, p. 20-50, 1991.

PEARCE, J. A. Geochemical fingerprint of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, v. 100, n. 1, p. 14-48, 2008.

PETER, J. M. Ancient iron formation: their genesis and use in the exploration for stratiform base metal sulphide deposits, with examples from the Bathurst Mining Camp. In: LENTZ, D.R. (Ed.) *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*, 2003. p. 145-181.

PETER, J. M.; SCOTT, S. D. Windy Craggy, northwestern British Columbia: the world's largest Bessemer-type deposits. In: Barrie, C.T., Hannington, M.D. editores. Volcanic-associated massive sulfide deposits: processes and examples in modern and ancient settings. *Reviews in Economic Geology*, v. 8, p. 261-295, 1998.

PEUCAT, J. J. et al. Geochronology of granulites from the south Itabuna-Salvador-Curaçá Block, São Francisco Craton (Brazil): Nd isotopes and U-Pb zircon ages. *J. South Am. Earth Sci.*, v. 31, p. 397-413, 2011.

PICKARD, A.L. SHRIMP U-Pb zircon ages of tuffaceous mudrocks in the Brockman Iron Formation of the Tammersley Range, Western Australia, *Austr. J. Earth Sci.*, v. 49, p. 491-507, 2002.

Piercey, S.J., Paradis, S., Murphy, D.C., Mortensen, J.K. 2001. Geochemistry and paleotectonic setting of felsic volcanic rocks in the Finlayson Lake volcanic-hosted massive sulfide district, Yukon, Canada. *Economic Geology*, 96: 1877-1905.

PIRES, A. S. *Caracterização e Gênese das Formações Ferríferas do Complexo Lagoa do Alegre (BA) com base em estudos geológicos, petrológicos e isotópicos.* (Masters dissertation). University Federal of Brasília, Brasília, 2016.

PLANAUSKY, N. et al. Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 74, p. 6387-6405, 2010.

POLAT, A. Geochemical variations in Archean volcanic rocks, southwestern Greenland: traces of diverse tectonic settings in the early Earth. *Geology*, v. 41, n. 3, p. 379-380, 2013.

POLAT, A. A review of the geodynamic significance of hornblende-bearing ultramafic rocks in the Mesoarchean Fiskensæset Complex, SW Greenland. In: DILEK, Y., FURNES, H. (Ed.). *Evolution of Archean Crust and Early Life. Modern Approaches in Solid Earth Sciences*, v. 7, p. 127-148, 2014.

POLAT, A.; HOFMANN, A. W.; ROSING, M. T. Boninite-like volcanic rocks in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland: geochemical evidence for intra-oceanic subduction zone processes in the early Earth. *Chem. Geol.*, v. 184, p. 231-254, 2002.

POLAT, A., KERRICH, R. Reading the geochemical fingerprints of Archean hot subduction volcanic rocks: evidence for accretion and crustal recycling in a mobile tectonic regime. *American Geophysical Monograph*, v. 164, p. 189-213, 2006.

POTTORF, R. J.; BARNES, H. L. Mineralogy, geochemistry, and ore genesis of hydrothermal sediments from the Atlantis II Deep, Red Sea. In: OHMOTO, H.; SKINNER, B.J. (Ed.). *The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits. Economic Geology Monograph*, v. 5, p. 198-223, 1983.

PRASAD, K. S. S.; SANKAR, D. B.; REDDY, Y. V. Geochemistry and origin of banded iron formation from the Granulite terrain of North-Arcot District, Tamil Nadu, South India. *Chem. Sci. Trans.*, v. 1, n. 3, p. 482-493, 2012.

PUFAHL, P. K.; HIATT, E. E. Oxygenation of the Earth's atmosphere e ocean system: A review of physical and chemical sedimentologic responses. *Marine and Petroleum Geology*, v. 32, n. 1, p. 1-20, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.12.002>.

QUADE, H. Genetic problems and environmental features of volcanosedimentary iron-ore deposits of the Lahn-Dill type. In: WOLF, K. H. (Ed.). *Geochemical studies*. Amsterdam Elsevier, Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, 1976. v. 2, p. 255-294.

RIBEIRO, L. et al. Structural evolution and genesis of the Archean BIF-hosted Cuiaba old mine, Minas Gerais, Brazil. In: SYMPOSIUM ON LATIN-AMERICAN GEOSCIENCES, 15TH, Brazil, 16 October, *Proceedings*, p. 751-765, 1998.

RIBEIRO, L.; OLIVEIRA, G.; FRIEDRICH, G. The Archean BIF-Hosted Cuiaba gold deposit, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, v. 32, n. 3-4, p. 543-570, 2007.

RIOS, D. C. et al. The Serrinha nucleus granite-greenstone (NE Bahia, Brazil): the Precambrian history of gold mineralized terrane by U-Pb geochronology. In: Joint ASSEMBLY. *The Meeting of Americas*, Toronto. 2009.

RODRIGUES, J. B. et al. Ryacian zircon age of metabasaltic rocks from Riacho de Santana Greenstone Belt, Bahia (Brazil). In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY VIII. Medellin, 2012. CD-ROM.

ROZENDAAL, A. The Gamsberg zinc deposit, Namaqualand district. In: Anhaeusser, C.R., Maske, S. (Ed.). Mineral deposits of South Africa: Johannesburg. *Geological Society of South Africa*, v. 2, p. 1477-1488, 1986.

RUCKER, E. A.; DUDLEY, M. A.; NOLD, J. L. Ore textural studies and origin of the Pilot Knob hematite deposit, Iron County, MO: Geological Society of America, North-Central Section, 37th Annual Meeting, Warrensburg, Montana, Abstracts with Programs, v. 35, p. 20, 2003.

RUSSELL, M. J. Lithogeochemical environment of the Tynagh base-metal deposit, Ireland, and its bearing on ore deposition. *Transactions of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy: Section B: Applied Earth Science*, v. 84, p. B128-B133, 1975.

BIAO, S. et al. 3800 to 2500 Ma crustal evolution in the Anshan area of Liaoning Province, northeastern China: *Precamb. Res.*, v. 78, p. 79-94, 1996.

SÁ, J. A. S.; GARRIDO, I. A. A.; CRUZ, M. J. M. *Depósitos de ferro e titânio na região sul da Bahia*. Salvador: CBPM, 2010. (Série arquivos abertos; 35). 72p.

SAAGER, R., OBERTHUER, T., TOMSCHI, H. Geochemistry and mineralogy of banded iron-formation-hosted gold mineralization in the Gwanda greenstone belt, Zimbabwe. *Economic Geology*, v. 82, p. 2017-2032, 1987.

SACANI, E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics. *Geoscience Frontiers*, v. 6, p. 481-501, 2015.

SANTOS PINTO, M. A. *Le Recyclage de la Croûte Continentale Archéene: exemple du Bloc du Gavião-Bahia, Brésil*. Ph.D. Thesis. Rennes I University, 1996. 193p.

SANTOS, J. Geologia da Sequência Metassedimentar Ibicuí-Iguaí na Serra do Lontra com ênfase no controle estrutural dos domínios com enriquecimento em ferro. Dissertação de Mestrado, IGEO-UFBA. 2016.

SCHNEIDER, D. A. et al. Age of volcanic rocks and syndepositional iron formations, Marquette Range Supergroup: implications for the tectonic setting of Paleoproterozoic iron formation of the Lake Superior region. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 39, p. 999-1012., 2002. doi: 10.1139/e02-016.

SCOTT, S. D. Submarine hydrothermal systems and deposits. In: BARNES, H.L. (Ed.). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. 3<sup>rd</sup> ed. New York: John Wiley and Sons, 1997. p. 797-875.

SHANKS, W. C., III, BISCHOFF, J. L. Geochemistry, sulfur isotope composition, and accumulation rates of Red Sea geothermal deposits. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 75, p. 445-459, 1980.

SHEGELSKI, R.J. The depositional environment of Archean iron formations, Sturgeon-Savant greenstone belt, Ontario, Canada. In: APPEL, P.W.U., LABERGE, G.L. (Ed.). *Precambrian iron-formations*. Athens, Theophrastus Publications, 1987. p. 329-344.

SHERVAIS, J. W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planetary Science Letters*, v. 59, p. 101-118, 1982.

SHIELDS, G.; STILLE, P. Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeoseawater redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chem. Geol.*, v. 175, p. 2948, 2001

Shields, G.A., Webb, G.E. 2004. Has the REE composition of seawater changed over geologic time. *Chem. Geol.*, 204: 103-107.

SHIMIZU, H. et al. *Sources of iron-formations in the Archean Isua and Malene supracrustals, West Greenland: evidence from La-Ce and Sm-Nd isotopic data and REE*, 1990.

SILVA, M. G. Evidências Isotópicas e geocronológicas de um fenômeno de crescimento crustal transamazônico no Cráton do São Francisco, Estado da Bahia. In: CONGR. BRAS. GEOL. 37, São Paulo, Brazil. *Soc. Bras. Geol.* 2, p. 181-182. 1992.

SILVA, M. G.; CUNHA, J. C. Greenstone belts and equivalent volcano-sedimentary sequences of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil - Geology and Mineral Potential. In: SILVA, M. G.; MISI, A. (Ed.). *Base Metal Deposits of Brasil*, SBG, Salvador, 1999. p. 92-99.

SILVA, L. C. et al. Disclosing the Paleoproterozoic to Ediacaran history of the São Francisco craton basement: the Porteirinha domain (northern Araçuaí orogen, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, v. 68, p. 50-67, 2015.

SILVA, M. G. et al. The Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil: geologic evolution and review of 823 gold mineralization. *Mineralium Deposita*, v. 36, p. 345-357, 2001.

SLACK, J. et al. Suboxic deep seawater in the Late Paleoproterozoic: Evidence from hematitic chert and iron formation related to seafloor-hydrothermal sulfide deposits, central Arizona, USA. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 255, p. 243-256, 2007

SPRY, P. G.; PETER, J. M.; SLACK, J. F. Meta-exhalites as exploration guides to ore. In: SPRY, P. G.; MARSHALL, B.; VOKES, E. M. (Ed.). *Metamorphosed and metamorphogenic ore deposits. Reviews in Economic Geology*, v. 11, p. 163-201, 2000.

TAYLOR, S. R.; MCLENNAN, S. M. *The Continental Crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, 1985. 312p.

TELES, G.; CHEMALE, F.; OLIVEIRA, C.G. Paleoproterozoic record of the detrital pyrite-bearing, Jacobina Au-U deposits, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, v. 256, p. 289-313, 2015.

TORRES-RUIZ, J. Genesis and evolution of the Marquesado and adjacent iron ore deposits, Granada, Spain. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 78, p. 1657-1673, 1983.

TRENDALL, A. F. et al. A precise zircon U-Pb age for the base of the BIF of the Mulaingiri Formation (Bababudan Group, Dharwar Supergroup) of the Karnataka Craton. *J. Geol. Soc. India*, v. 50, p. 161-170, 1997.

TRENDALL, A. F.; BLOCKLEY, J. G. The iron formations of the Precambrian Hamersley group Western Australia. *Geological Survey of Western Australia Bulletin*, v. 119, 1970. 366p.

TRENDALL, A. F.; BLOCKLEY, J. G. The iron formations of the Precambrian Hamersley group Western Australia. *Geological Survey of Western Australia Bulletin*, v. 119, 1970. 366p.

TSIKOS, H. et al. Deposition, diagenesis and secondary enrichment of metals in the Paleoproterozoic Hotazel Iron Formation, Kalahari manganese Field, South Africa. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 98, p. 1449-1462, 2003.

VAN KRANENDONK, M. J.; WEBB, G. E.; KAMBER, B. S. Geological and trace element evidence for a marine sedimentary environment of deposition and biogenicity of 3.45 Ga stromatolitic carbonates in the Pilbara Craton, and support for a reducing Archean ocean. *Geobiology*, v. 1, p. 91-108, 2003.

VAN STAAL, C. R.; WILLIAMS, P. F. Structure, origin and concentration of the Brunswick 12 and 6 ore bodies. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 79, p. 1669-1692, 1984.

VIEHMANN, S. et al. Geochemical characterisation of Neoproterozoic marine habitats: Evidence from trace elements and Nd isotopes in the Urucum iron and manganese formations, Brazil. *Precambrian Res. Manuscript.*, 2016.

VIEHMANN, S. et al. Geochemical characterisation of Neoproterozoic marine habitats: Evidence from trace elements and Nd isotopes in the Urucum iron and manganese formations, Brazil. *Precambrian Res. Manuscript*, 2016.

VIEHMANN, S. et al. The reliability of ~2.9 Ga old Witwatersrand banded iron formations (South Africa) as archives for Mesoarchean seawater: evidence from REE and Nd isotope systematics. *Journal of African Earth Sciences*, v. 111, p. 322-334, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.08.013>.

VIEIRA, F. et al. Excursion to the Morro Velho gold mine, Minas Gerais, Brazil. In: THORMAN, C., LADEIRA, E., SCHNABEL, D. (Ed.). Gold Deposits Related to Greenstone Belts in Brazil. U. S. *Geological Survey Bulletin*, p. 1980-A: A67-A73, 1991.

VIELREICHER, R. et al. A replacement origin for the BIF-hosted gold deposit at Mt. Morgans, Yilgarn Block, W.A. *Ore Geology Reviews*, v. 9, p. 325-334, 1994.

WALKER, R.N.; GULSON, B.; SMITH, J. The Coxco deposit: a Proterozoic Mississippi Valley-type deposit in the McArthur River District, Northern Territory, Australia. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 78, p. 214-249, 1983.

WANG, C., et al. Source characteristics of the ~2.5 Ga Wangjiazhuang Banded Iron Formation from the Wutai greenstone belt in the North China Craton: evidence from neodymium isotopes. *J. Asian Earth Sci.*, v. 93, p. 288-300, 2014. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.07.038>.

WEBB, G. E.; KAMBER, B. S. Rare Earth elements in Holocene reefal micro-bialites: a new shallow seawater proxy. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 64, n. 9, p. 1557-1565, 2000.

WINGE, M. A Sequência Vulcanossedimentar do Grupo Rio Capim, Bahia. In: VIVEIRO SÁ, P.V.S., DUARTE, F.B. (Ed.). Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia, Salvador, Brazil. *SME/CPM Spec. Publ.*, v. 5, p. 43-103, 1984.

WYMAN, D.; KERRICH, R.; FRYER, B. Gold mineralization overprinting iron formation at the Agnico-Eagle deposit, Quebec, Canada: mineralogical, microstructural and geochemical evidence. In: MACDONALD, A. J. (Ed.). *Proceedings of Gold '86, an International Symposium on the Geology of Gold*, Toronto, 1986. p. 108-123.

YAMAGUCHI, K. E. et al. Biogeochemical cycling of iron in the Archean – Paleoproterozoic Earth: constraints from iron isotope variations in sedimentary rocks from the Kaapvaal and Pilbara Cratons, v. 218, p. 135-169, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.01.020>

YAPP, C. J. Oxygen isotopes in iron (III) oxides. I: Mineral-water fractionation factors. *Chemical Geology*, v. 85, p. 329-335, 1990. doi: 10.1016/0009-2541(90)90010-5.

ZALENSKI, E.; PETERSON, V. Depositional setting and deformation of massive sulfide deposits, iron-formation, and associated alteration in the Manitouwadge greenstone belt, Superior Province, Ontario. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 90, p. 2244-2261, 1995.

ZANTOP, H. Trace elements in volcanogenic manganese oxides and iron oxides: The San Francisco manganese deposit, Jalisco, Mexico. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, v. 76, p. 545-555, 1981.

ZINCONE, S. A.; OLIVEIRA, E. P. Field and geochronological evidence for origin of the Contendas-Mirante Supracrustal Belt, São Francisco Craton, Brazil, as a Paleoproterozoic foreland basin. *Precambrian Research* (in review), 2016.

ZOHEIR, B. A.; AKAWY, A. Genesis of the Abu Marawat gold deposit, central Eastern Desert of Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, v. 57, n. 4, p. 306-320. 2010. <<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.10.002>>.