UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A FORMAÇÃO FERRÍFERA DA FORMAÇÃO PUGA:
AVALIAÇÃO REGIONAL DOS RECURSOS DA SERRA
DA BODOQUENA, MS**

Thiago Piacentini

Orientador: Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia

SÃO PAULO
2008

RESUMO

Formações ferríferas neoproterozóicas são mundialmente conhecidas e trata-se de um tipo peculiar de depósito não só pelos aspectos econômicos, mas por estarem, geralmente, relacionadas a depósitos de origem glacial. A presente dissertação aborda as ocorrências de formações ferríferas associadas à diamictitos glaciogênicos da Formação Puga na região de Bodoquena, estado do Mato Grosso do Sul. Foram realizados processamentos de dados aeromagnetométricos, mapeamento geológico, caracterização petrográfica e geoquímica, além da avaliação dos recursos. Os dados aeromagnéticos foram eficientes para o delineamento da área de abrangência da formação ferrífera. A mesma constitui-se de camadas de óxidos de ferro disseminados, alternados com sílica. Blocos isolados ocorrem associados a formação ferrífera mas a ação tectônica dificulta a observação das relações entre os clastos e o bandamento original. As evidências geológicas observadas mostram que a deposição da Formação Puga teve contribuição de um componente glacial, provavelmente relacionada ao evento Varangeriano/Marinoano. A Formação Puga deve ter se depositado num ambiente hidrotermal distal misto com a precipitação de fluidos ferríferos hidrotermais em sedimentos detríticos glaciais. A avaliação regional dos recursos de Bodoquena, através do uso de métodos convencionais, mostra que a região tem um potencial em torno de um bilhão de toneladas de recursos de ferro. Ensaio de caracterização tecnológica resultaram em uma recuperação final de aproximadamente 65% em massa, com um teor médio de 55% de Fe. Isto implica em produtos que atendem as especificações de mercado.

ABSTRACT

Neoproterozoic iron formations are worldwide known and they are a very peculiar kind of deposit not only by economic aspects but also they are usually related to glacial deposits. This dissertation focus on iron formation associated with glaciogenic diamictites interpreted as belonging to the Puga Formation, in Bodoquena, state of Mato Grosso do Sul. To this deposit magnetic survey, geological mapping, geochemical and petrographical characterization, as well as iron resource evaluation have been done. Moreover, aeromagnetic data were effective to delineate the total iron formation coverage. It's mostly composed of fine disseminated iron oxide layers alternated with silica. Isolated blocks occur within the iron formation but tectonic overprinting makes it difficult to have a clear observation of the relationship between clasts and original lamination. The geological evidences observed show that the Puga Formation had a glacial contribution during its deposition, and probably is related to the Varanger/Marinoan event. It may have deposited in a distal hydrothermal environment with the ferruginous fluid precipitation together with glacial sediments. The regional evaluation of Bodoquena resources through conventional methods shows that this region has geological resource potential for more than one billion tons of iron ore. Technological characterization tests results in 65% mass recovery with 55% Fe. This implies in products that attend to merchantable specifications.

AGRADECIMENTOS

Para conclusão do presente trabalho foi necessário apoio, participação e a contribuição de várias pessoas e entidades. Alguns estiveram presentes desde sempre, outros apareceram no meio da caminhada. Venho agora expressar minha gratidão de alguma forma, pois graças a estes aqui referidos, e muitos outros, já que não é possível citar todos, fizeram deste, um trabalho de que tenho orgulho em apresentar.

Por toda graduação trabalhei com o prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto, e vim perceber só depois de um tempo a diferença que o orientador pode fazer na sua carreira. Não teria chegado aqui se não fossem as lições aprendidas com ele, muitas delas não geológicas, mas que me trouxeram até aqui, e a ele agradeço pela formação adquirida.

Um grande incentivador deste trabalho foi o prof. Dr. Paulo César Boggiani, que muito me apoiou em vários momentos ao qual sou grato pelo apoio e incentivo.

O geólogo Guilherme José Rampazzo, que na época ainda era estudante, foi um grande companheiro ao longo do desenvolvimento de todos os trabalhos de Bodoquena. E a ele não só agradeço como vejo que uma parceria foi firmada não só profissional, mas também pessoal. Foi inesperada a sua entrada neste trabalho, mas ainda mais surpreendente foi sua contribuição

Um trabalho multidisciplinar requer afinidades em várias áreas, muitas delas das quais temos muito pouco ou quase nenhum domínio, por isso venho agradecer os profs. Ginaldo Adhemar da Cruz Campanha, João Baptista Moreschi, Jorge Bittencourt, Horstpeter Ulbrich, Zara Gerhardt Lindenmayer por toda ajuda em determinados aspectos desenvolvidos neste trabalho.

A Mineração Horii teve um papel fundamental no desenvolvimento deste projeto, através de suporte e incentivo em cada etapa realizada. Por isso agradeço Kazuto Horii e sua esposa Silem por toda atenção e apoio. Além destes, muitos funcionários cedidos pela empresa também foram de fundamental importância para os levantamentos de campo: Lenier, Hélio, Cláudio Duarte, Airton, Sydnei, Raimundo, Euclides, Antônio de Oliveira, Jorge, Simeí, entre outros, os quais foram essenciais para a concretização desta proposta.

O geólogo Willian Sallun, do Instituto Geológico, foi um grande parceiro onde cedeu material de seu doutorado, fundamental para este trabalho.

O geofísico Eder Molina (IAG-USP) pela atenção dada ao processamento dos dados geofísicos. Este, porém, teve um apoio fundamental do professor da UFPR Francisco José Fonseca Ferreira, dando suporte num momento decisório da realização deste trabalho. Sua filha, Manuela Pinheiro Ferreira, e sua esposa Eni, também contribuíram e participaram,

mesmo que de forma indireta, no processamento dos dados geofísicos, aos quais sou eternamente grato.

A Nomos Análises Minerais, na pessoa de Mauro Yamamoto, por todo suporte dado na caracterização tecnológica.

Ao casal de geólogos Carlos César de Araújo e Vanessa Madrucci, aos quais se dedicaram para ver meus aprendizados em ação.

O geólogo do DNPM de Campo Grande, MS, Antônio Barsotti, e a de São Paulo, Ana Lúcia Gesick, foram super atenciosos quando surgiram dúvidas a quem sou muito grato.

Pela colaboração dos funcionários do IGc-USP, em especial dos Laboratórios LIG, LTA, Laboratório de Química e ICP, LAB-MEV, LAB-Petro, biblioteca e administrativos.

Companheiro é companheiro, como muito ouvi lá em Bodoquena; e colegas de graduação não deixaram de ser mesmo não participando diretamente deste trabalho, como Juliana Livi, Daniel Uliana, Andrezza Mota, Débora Buchrieser, Cauê Cioffi, Vanessa Faria, Tereza Lee, Fernanda Canile. Já a Vivian Azor, Bernardo Freitas e Gabriel Rossi, não só foram companheiros durante a pós-graduação, como contribuíram em várias etapas deste trabalho.

Rapaziada amiga da geologia como Fernando Caramello e Vitor Molaro assim como todos os *Parsas* de Piracicaba estiveram sempre presentes. A Marília Pulito de Aguiar não apenas participou, mas esteve de alguma forma, presente em grande parte do desenvolvimento deste trabalho.

A Metal Data S/A pelo apoio e colaboração na finalização deste trabalho.

E a minha Família, cada vez mais distante dada minha opção profissional, mas também sempre muito próxima e querida. A eles, não há meios de se agradecer, apenas destacar a importância simplesmente por tudo.

Agradecimentos especiais a Fapesp pela bolsa de mestrado (Processo 06/58566-6) e projeto de pesquisa (Processo 04/01233-0).

ÍNDICE

RESUMO.....	i
ABSTRACT	ii
AGRADECIMENTOS.....	iii
ÍNDICE.....	v
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE TABELAS	ix
I. INTRODUÇÃO	1
I.1 – Objetivos.....	2
I.2 – Área de Estudo.....	3
I.3 – Materiais e Métodos	3
I.3.1. Mapeamento Geológico	4
I.3.2. Magnetometria	5
I.3.3. Avaliação de recursos minerais: O uso de Métodos Convencionais	6
I.3.4. Análise de Elementos Terras Raras por ICP-MS.....	7
I.4 – Geomorfologia.....	8
I.5 – Aspectos Conceituais.....	9
I.5.1. Formações Ferríferas: Definição, Nomenclatura e Classificação.....	9
I.5.2. Formações Ferríferas: Origem e Evolução	10
II. AEROMAGNETOMETRIA APLICADA À PROSPECÇÃO DE FERRO NA REGIÃO DE BODOQUENA	13
II.1. Introdução.....	13
II.2. Trabalhos Anteriores.....	13
II.3. Dados Aerogeofísicos.....	14
II.4. Aeromagnetometria	15
II.4.1. Micronivelamento	15
II.4.2. Sinal Analítico.....	15
II.5. Análise crítica dos dados	16
II.6. Análise de Imagens.....	17
II.7. Conclusões.....	20

III. A FORMAÇÃO FERRÍFERA ASSOCIADA À SEDIMENTAÇÃO GLACIOGÊNICA DA FORMAÇÃO PUGA NA REGIÃO DE BODOQUENA.....	21
III.1 – Introdução	21
III.2 – Contexto Geotectônico.....	21
III.3 – Contexto Geológico Regional	22
III.4 – A Formação Puga na Serra da Bodoquena	25
III.5 – Considerações sobre as formações ferríferas neoproterozóicas: o caso de Bodoquena	29
III.6 – Conclusões.....	33
IV. AVALIAÇÃO REGIONAL DOS RECURSOS GEOLÓGICOS DE FERRO.....	35
IV.1 – O Método dos Perfis Padrão	35
IV.2 – Análise de Teor	37
IV.3 – Cálculo de Densidade.....	39
IV.4 – Avaliação dos Recursos	39
IV.5 – Viabilidade Técnico-Econômica	43
IV.6 – Conclusões	46
V. ASPECTOS GEOQUÍMICOS.....	47
V.1 – Coleta e Tratamento das Amostras.....	47
V.2 – Métodos Analíticos	47
V.3 – Resultados	48
V.3.1. Geoquímica dos Elementos Terras Raras	50
V.4 – Discussão sobre os ETR.....	52
V.5 – Conclusões	55
VI – CONCLUSÕES.....	57
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	59
ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura I.2.a – Mapa de localização da área de estudo.....	4
Figura II.5.a – Dados aeromagnetométricos: A) disposição das linhas de vôo com truncamento e/ou desvio evidente das seções do aerolevantamento; B) mapa de campo total com nítidos ruídos ao longo das linhas de vôo, principalmente entre as linhas de controle (NS).	17
Figura II.6.a – Imagem aeromagnetométrica de campo magnético residual: A) presença de nítidas elongações na direção de vôo (E-W); B) forma das anomalias suavizadas após a aplicação da técnica de Continuação para Cima.	18
Figura II.6.b – Imagens aeromagnetométricas de Bodoquena: A) mapa de campo magnético residual, após o micronivelamento, com anomalias magnéticas dipolares dispostas na direção NS; B) mapa de sinal analítico. Linha tracejada marca contato a oeste com rochas calcárias da Serra da Bodoquena. Triângulos indicam ocorrências de formação ferrífera descritas em Piacentini <i>et al.</i> (2006).....	19
Figura III.3.a – Mapa geológico da Faixa Paraguai	24
Figura III.4.a Os metadiamicictitos da Formação Puga. Aspectos macroscópicos: (A) clasto de gnaíse e (B) quartzito estirado. Aspectos microscópicos: (C) clastos milimétricos estirados segundo a foliação; (D) grão feldspático detrítico sem traços de saussuritização; (E) clivagem de crenulação (S_2) superimposta à xistosidade (S_1) em algumas porções; (F) porfiroclasto rotacionado com crescimento dinâmico de quartzo e clorita em estágio pré-crenulação. Nicóis cruzados nas fotomicrografias D e F.	26
Figura III.4.b Aspectos macroscópicos da subunidade ferruginosa da Formação Puga. (A) metadiamicictito de matriz ferruginosa de aspecto foliado com grau de alteração elevado contendo argilas avermelhadas entre os planos de foliação; (B) clasto granítico rotacionado, imerso à formação ferrífera; (C) microbandamento observado pela diferenciação entre finas lâminas de sílica e magnetita; (D) porções com alta concentração de ferro.....	27
Figura III.4.c. Aspectos microscópicos da formação ferrífera associada à Formação Puga: (A) micro-bandamento marcado por bandas quartzosas intercaladas por grãos micrométricos de magnetita/hematita; (B) notar que a formação dos minerais ferruginosos ocorre nos dois estágios de deformação (S_1 e S_2); (C) pirita ocorre localmente; (D e E) detalhe dos grãos micrométricos de magnetita martitizados; (F) goethita de hábito coliforme. Gt: goethita, Hm: hematita, Mt: magnetita, Py: pirita, Qz: quartzo. Erro! Indicador não definido.	
Figura III.4.d. Processo de martitização (A) das bordas para o centro do grão; (B) do centro para as bordas, através da “invasão” de finas lamelas de hematita ao longo dos planos octaédricos da magnetita. Hm: hematita, Mt: magnetita.	29
Figura III.5.a - Ambientes glaciais e não glaciais que podem formar fácies de diamictitos (modificado de Eyles & Januszczak 2004)	32
Figura IV.1.a Subdivisão em blocos pelo método dos perfis padrão.....	36

Figura IV.4.a - Erro volumétrico da equação da área média.....	43
Figura V.3.a – Correlação interelementar. Notar que Al_2O_3 correlaciona-se muito bem com TiO_2 , Rb e Zr, e de forma moderada com P_2O_5 , o que sugere uma participação de componentes detríticos durante a deposição.....	49
Figura V.3.1.a – Padrão de comportamento para ETR da porção norte da área de estudo (Fazenda Cachoeirinha – linhas azuis) e sul (Fazenda São Manoel – linhas pretas). (A) normalização condrítica: claro enriquecimento dos elementos leves em relação aos pesados com pronunciada anomalia negativa de Eu; (B) normalização NASC: padrão de distribuição com anomalias atenuadas.	51
Figura V.4.a – Comparação no padrão de ETR, normalizados ao NASC, de formações ferríferas de vários períodos do Pré-Cambriano (modificado de Klein 2005).....	53
Figura V.4.b – Padrão médio dos ETR referente a 10 amostras de Bodoquena. PAAS plotado em vermelho.....	54
Figura V.4.c – Modelo tectônico e ambiental sugestivo da deposição de Bodoquena com precipitação de fluidos ferríferos hidrotermais distantes das fontes em sedimentação detrítica glacial (modificado de Robb 2005).	55

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela I.3.4.a. Valores utilizados para a normalização dos ETR.....	8
Tabela II.3.a - Características técnicas do Levantamento Aerogeofísico Bodoquena	14
Tabela IV.2.a – Resumo das principais características químicas da região de estudo.....	38
Tabela IV.4.a – Resumo do cálculo de teores das seções e blocos.....	41
Tabela IV.4.b – Resultados da avaliação dos recursos pela área média das seções.....	42
Tabela IV.4.c – Resultados da avaliação dos recursos pelo tronco de cone.....	42
Tabela IV.5.a - Resultado da separação magnética em amostra volumétrica.....	44
Tabela IV.5.b – Distribuição regional do consumo aparente de produtos do aço – 2006	45
Tabela V.3.a - Resultados químicos dos elementos analisados.	49
Tabela V.3.1.a – Elementos Terras Raras.....	50
Tabela V.4.a – Razões de ETR e $\sum$ ETR.....	52

I. INTRODUÇÃO

Um fato que caracteriza o final do Neoproterozóico é o registro geológico-geoquímico e paleontológico singular e amplamente presente em todos continentes, que parece relacionar-se a um “super-evento” de drásticas mudanças, cujas investigações paleomagnéticas de diamictitos apontam para a possibilidade de que calotas de gelo chegaram a atingir baixas latitudes (Embleton & Williams 1986, Chumakov & Elston 1989, Kirschvink 1992).

Curiosamente, neste período há o retorno da deposição de formações ferríferas, interrompidas por volta de 1,8 Ga (Trendall 2002), onde estas encontram-se associadas, geralmente, a depósitos com influência glacial.

Exemplos desta associação são descritos ao redor do mundo e chamam a atenção, não só pelos aspectos econômicos, mas por constituir um tema geológico de grande importância na compreensão dos fenômenos que levaram a evolução da vida, dos oceanos e da atmosfera no Pré-Cambriano (Trendall 2002, Beukes & Gutzmer 2004, Klein 2005).

Na América do Sul, as ocorrências de formação ferrífera neoproterozóicas amplamente descritas encontram-se nas regiões de Porteirinha – Salinas, MG, na Faixa Araçuaí, limite sudeste do Cráton São Francisco, onde há os depósitos de rochas hematíticas da Megassequência Macaúbas-Salinas, constituído por diamictitos de origem glacial que apresentam transição para diamictitos hematíticos e contém intercalações de quartzitos e xistos hematíticos (Vilela 1986, Martins-Neto *et al.* 2001)

Há ainda, na região de Corumbá, MS, os depósitos de ferro e manganês do Grupo Jacadigo, no Maciço de Urucum (Dorr II 1945, Almeida 1948), que tem a interpretação de origem glacial (Urban *et al.* 1992) questionada por Trompette *et al.* (1998), uma vez que os *dropstones* imersos nas formações ferríferas podem ser o resultado de *debris flow* em contexto turbidítico, devido à ausência de deformação na laminação abaixo dos clastos, e por todos os blocos serem aparentemente derivados do embasamento granítico exposto próximo do Maciço de Urucum.

Em contexto geológico distinto do Grupo Jacadigo, ocorrem formações ferríferas associadas à diamictitos da Formação Puga na região de Bodoquena, MS (Boggiani *et al.* 2006, Piacentini *et al.* 2006), objeto de estudo da presente dissertação de mestrado.

Por toda extensão da Faixa Paraguai (Almeida 1985) e respectiva cobertura cratônica, ocorrem exposições de diamictitos atribuídos genericamente à Formação Puga, definida inicialmente no Morro do Puga (Maciel 1959), cuja interpretação de origem glacial dá-se pela ampla distribuição lateral e a presença de clastos caídos e estriados, e

provavelmente relacionados ao evento Varangeriano/Marinoano (Alvarenga & Trompette 1992).

Desta forma, a presente dissertação de mestrado prevê avaliar, preliminarmente, a potencialidade econômica de formação ferrífera neoproterozóica associada à ambiente com características de deposição glacial. Esta avaliação, entretanto, é possível apenas mediante o conhecimento das condições geológicas das ocorrências que, para a área de estudo, são extremamente escassas. Neste sentido, o capítulo II traz o processamento de dados aeromagnéticos voltados à prospecção de ferro na região de estudo, de forma a delimitar área de ocorrência do recurso estudado, visto que o conhecimento da formação ferrífera na região é restrito.

A mineralogia do recurso, os teores de ferro, a estrutura, e toda uma série de parâmetros geológicos influem para que os empreendimentos minerários possam se tornar uma realidade econômica (Pinheiro 2000). Desta forma, o capítulo III apresenta caracterização geológica da formação ferrífera da Formação Puga, resultante de mapeamento geológico detalhado, de forma a permitir a diferenciação do objeto de estudo, dos demais litotipos da região.

Com a área de interesse delimitada, busca-se avaliar, preliminarmente, os recursos geológicos de ferro. O capítulo IV traz os resultados da avaliação regional dos recursos na região de Bodoquena.

Além da sua importância econômica, os aspectos geoquímicos das formações ferríferas apresentam características indicativas das condições genéticas. O capítulo V apresenta estudo voltado ao reconhecimento geoquímico da formação ferrífera em estudo para compreensão dos aspectos genéticos baseado nos modelos existentes para este tipo singular de deposição.

Este trabalho é ainda uma contribuição ao Projeto IGCP 478 (*Neoproterozoic-Early Paleozoic events in SW-Gondwana*).

I.1 – Objetivos

Os principais objetivos da presente dissertação são:

1. Investigação detalhada das ocorrências de formação ferrífera na Formação Puga, região de Bodoquena, MS, de forma a diferenciá-la das demais unidades presentes na área de estudo;
2. Fazer uso de processamento de dados aeromagnetométricos de forma a nortear a área de abrangência da formação ferrífera;

3. Caracterização geológica desta unidade;
4. Realização de mapeamento geológico sistemático para coleta superficial de amostras, de forma a conhecer a distribuição dos teores superficialmente;
5. Avaliação regional dos recursos de ferro através de métodos convencionais;
6. Investigação dos aspectos geoquímicos desta ocorrência de forma a inferir sobre os aspectos genéticos baseado nos modelos existentes para este tipo de deposição.

1.2 – Área de Estudo

A área de estudo localiza-se no município de Bodoquena, porção oeste do estado de Mato Grosso do Sul (**Figura 1.2.a**). O município situa-se a aproximadamente 260 km da capital do Estado, Campo Grande, e a 70 km do município turístico de Bonito. O acesso até a área de estudo, a partir da capital, realiza-se por rodovias federais e estaduais asfaltadas. Para percorrer totalmente a área, é necessário o uso de acessos vicinais, não asfaltados.

1.3 – Materiais e Métodos

Devido à abrangência dos objetivos propostos, os métodos empregados no estudo são diversos. Mapeamento geológico constituiu a etapa inicial dos trabalhos realizados para delimitação da área de interesse. Uma ferramenta importante aliada a este propósito foi o processamento de dados aeromagnéticos de forma a nortear a área de abrangência da formação ferrífera em estudo. Após definição dos corpos a serem avaliados, realizou-se coleta sistemática de amostras, seguido de caracterização petrográfica e química. Com as informações disponíveis, partiu-se para a avaliação dos recursos existentes, por meio de métodos convencionais de cálculo. Por fim, a caracterização geoquímica por ICP-MS, de amostras selecionadas, permitiu discutir sobre hipóteses genéticas. Em seguida, descrevem-se os principais materiais e métodos utilizados:

Figura I.2.a – Mapa de localização da área de estudo.

I.3.1. Mapeamento Geológico

Em função da inexistência de individualização de formação ferrífera associada à Formação Puga nos mapas geológicos disponíveis, realizou-se mapeamento geológico

através de seções transversais à estruturação geral da área. Os limites da área de mapeamento correspondem aos limites interpretados pelos resultados aeromagnéticos.

Os trabalhos de mapeamento geológico da área de pesquisa iniciaram-se com a consulta bibliográfica de mapas publicados da região (Projeto Bonito-Aquidauana, DNPM, 1978, escala 1:50.000 – folhas Bodoquena SF.21-X-A-IV-2 e Córrego Potreiro SF.21-X-A-I-4; Projeto Bodoquena, CPRM/DNPM, 1979, escala 1:250.000 – folha Miranda SF.21-X-A; Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, 2000, escala 1:250.000 – folha Aquidauana SF.21-X-A) apoiados em base cartográfica produzida pelo Serviço Cartográfico do Exército (cartas Bodoquena MI-2583/2 e Córrego Potreiro MI-2547/4, escala 1:50.000, de 1988). O mesmo consistiu em reconhecimentos de campo através de caminhamentos, descrição de afloramentos (cerca de 1.200 descritos), medidas estruturais e coleta de amostras em duas etapas: uma regional, através dos acessos existentes (tais como estradas, caminhos e trilhas), seguida de coleta realizada em levantamento sistemático, através de linhas leste-oeste, perpendicular à estruturação predominante das camadas da Formação Puga.

O levantamento de campo teve apoio de imagem Landsat ETM+ (órbita/ponto 226/074 de 05/06/2001) através de composição colorida RGB das bandas 4, 5 e 6 (resolução espacial de 30 metros) processadas pelo Programa *Spring* do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. Esta composição auxiliou no realce das estruturas geológicas. Contrastes texturais e estruturais identificados em fotografias aéreas, escala 1:60.000, do *United States Air Force* – USAF (Faixas 324-B, 326-A e 327-A), também deram suporte aos trabalhos de campo.

Este trabalho adota, para a área de estudo, a nomenclatura estratigráfica definida pela CPRM (Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, 2004, Folha SF.21 – Campo Grande) para o reconhecimento regional, acrescido de subunidade ferruginosa na Formação Puga, para tornar clara a distinção deste litotipo.

I.3.2. Magnetometria

Segundo Vasconcellos *et al.* (1994), as variações do campo magnético terrestre ocorrem, em maior ou menor grau, em função da presença de minerais magnéticos nas rochas. Estas variações, de caráter local, constituem os objetivos das prospecções magnéticas, pois são freqüentemente diagnósticas da concentração de minerais magnéticos

O conhecimento das propriedades magnéticas das rochas é de fundamental importância para a análise das anomalias registradas nos levantamentos. Dentre elas, as principais são a magnetização e a susceptibilidade (k). A magnetização é uma grandeza vetorial dada pelo momento magnético por unidade de volume e, a capacidade de

magnetização sob a ação de um campo externo, denomina-se susceptibilidade magnética. Este é o principal parâmetro magnético usado na interpretação geofísica e é uma grandeza adimensional.

De acordo com as propriedades magnéticas, como a origem da magnetização e suas interações internas, as substâncias minerais são divididas em:

- Diamagnéticas ($k < 0$) – minerais magneticamente neutros que adquirem magnetização antiparalela ao campo magnético indutor. A magnetização depende linearmente do campo aplicado e se reduz a zero quando o campo é removido. Ex.: quartzo.
- Paramagnéticas ($K > 0$) – ocorre em materiais que possuem momentos magnéticos permanentes, devido a momentos de spin e momentos de orbitais descompensados. Ex.: ilmenita.
- Ferromagnéticas ($k \gg 0$) – são substâncias que apresentam magnetização espontânea mesmo na ausência de um campo externo.

As explicações recentes sobre o ferromagnetismo assumem a existência de zonas de magnetização espontânea, denominadas de domínios magnéticos, dentro dos quais os momentos têm valores correspondentes ao estado de saturação e são paralelos entre si (Luiz & Silva 1995). O ferromagnetismo é uma propriedade dependente do arranjo tridimensional dos átomos na estrutura cristalina.

As substâncias minerais nas quais os domínios magnéticos subdividem-se em regiões que se alinham em oposição umas das outras, mas cujo momento resultante é diferente de zero quando o campo externo for igual a zero, são chamadas de ferrimagnéticas. Alguns destes minerais são: magnetita, titanomagnetita e pirrotita.

Além de permitir a identificação de minerais economicamente importantes, as medidas magnéticas podem ainda auxiliar na identificação de contatos e de estruturas geológicas. Devido ao baixo custo e à rapidez dos levantamentos, o método magnético é um dos mais utilizados na prospecção.

I.3.3. Avaliação de recursos minerais: O uso de Métodos Convencionais

Os métodos convencionais desenvolvidos e utilizados desde os primórdios da mineração foram revistos e sintetizados por Popoff (1966). Tais métodos baseiam-se fundamentalmente nos princípios da interpretação, os quais permitem a interpretação dos valores da variável de interesse entre dois pontos contíguos de amostragem. Assim, pode-se determinar valores médios, os quais são atribuídos aos blocos de cubagem. É interessante notar que, no caso dos métodos convencionais, a geometria dos blocos de

cubagem é função da distribuição dos pontos de amostragem, bem como do método utilizado. Na realidade, esses princípios de interpretação procuram atribuir, com base nos valores dos pontos amostrados, os valores das variáveis de interesse em pontos não amostrados. Tais princípios são utilizados ainda hoje, inclusive, nos modernos sistemas computacionais (Yamamoto 2001). A grande vantagem desses métodos está na sua simplicidade e, por isso, são utilizados em campo para se ter uma idéia primária da potencialidade do depósito mineral.

Os princípios de interpretação, segundo Popoff (1966), são:

- Princípio da mudança gradual – pressupõe que os valores de uma variável de interesse (teor, espessura, densidade, etc.) mudam gradual e continuamente ao longo de uma reta ligando dois pontos de amostragem adjacentes.
- Princípio dos pontos mais próximos – admite que o valor da variável de interesse, em um ponto não amostrado, é igual ao do ponto mais próximo. Deriva-se desse princípio o conceito de zona de influência como sendo a meia distância entre dois pontos, a influência de uma amostra ou outra.
- Princípio da generalização – permite a extrapolação de teores em partes ou em todo o depósito, segundo critérios geológicos de continuidade da mineralização ou por correlação com depósitos similares

Todos estes princípios de interpretação são utilizados na subdivisão do depósito mineral em vários blocos ou segmentos com vários graus de confiabilidade, os quais, avaliados individualmente e totalizados, resultam no recurso mineral.

I.3.4. Análise de Elementos Terras Raras por ICP-MS

Na geoquímica há um crescimento significativo no interesse pelos Elementos Terras Raras (ETR), pois a medida do seu grau de fracionamento em rochas pode resultar em informações para embasar interpretações genéticas. A determinação dos mesmos por espectrometria de massa com plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) traz vantagens comparativamente com outras técnicas, pelos baixos limites de detecção, velocidade na determinação analítica, operação simples da maioria dos efeitos de matriz e de interferências por ionização, e excelente linearidade nas curvas de calibração (Kin *et al.* 1999).

Para análise por ICP, é necessário transformar as amostras em solução. Diferentes misturas de ácidos são utilizadas, em sistemas de digestão abertos ou fechados, com variações no tempo de aquecimento e regimes de temperatura.

O equipamento de espectrometria de massa com plasma induzido (ICP-MS) utilizado para as análises é da ELAN 6100 DRC da Perkin Elmer e trabalha com nebulizador do tipo Meinhard acoplado a bomba peristáltica e câmara ciclônica em quartzo. Detalhes sobre as condições operacionais encontram-se em Navarro (2004).

O forno de microondas modelo MDS-2100 da CEM realizou a abertura dos materiais geológicos por ataque ácido. A execução dos ataques foi em frascos PFA com sistema de controle de pressão disponíveis no equipamento.

Com a finalidade de obter curvas de calibração para o equipamento, houve o uso dos seguintes materiais geológicos de referência internacionais: quatro formações ferríferas denominadas FeR-1, FeR-2, FeR-3, FeR-4 (Balaram *et al.* 1992) do *Geological Survey of Canada*, além da IF-G (Govindaraju 1989), do GIT-WG, da França.

Para a etapa de validação estatística do método, houve a utilização dos seguintes materiais geológicos: JGb-1 (gabro) do GSJ (Imai *et al.* 1995), do Japão, e BR (basalto), do CRPG, França.

Para construção dos gráficos de normalização apresentados neste trabalho, utilizou-se os seguintes valores apresentados na **Tabela I.3.4.a**. O procedimento analítico utilizado para ICP-MS encontra-se em Navarro *et al.* (2008).

Tabela I.3.4.a. Valores utilizados para a normalização dos ETR

Símbolo	Nº Atômico	Condrito ¹	NASC ²	Símbolo	Nº Atômico	Condrito ¹	NASC ²
La	57	0,367	31,1	Tb	65	0,058	0,85
Ce	58	0,957	66,7	Dy	66	0,381	5,8
Pr	59	0,137	7,9	Ho	67	0,0851	1,04
Nd	60	0,711	27,4	Er	68	0,249	3,4
Sm	62	0,231	5,59	Tm	69	0,0356	0,5
Eu	63	0,087	1,18	Yb	70	0,248	3,06
Gd	64	0,306	5,2	Lu	71	0,0381	0,456

¹Taylor & McLennan (1985); ²Gromet *et al.* (1984)

I.4 – Geomorfologia

A unidade geomorfológica a qual se insere a área de estudo é:

- O Planalto da Bodoquena (Alvarenga *et al.* 1982) ou Serra da Bodoquena (Almeida 1965), que regionalmente inclui-se nas Serras Residuais do Rio Paraguai (Ross 2000), constitui um conjunto de serras dispostas na direção norte-sul, onde o corpo principal é a Serra da Bodoquena. Tem caráter residual por encontrar-se circundado pela Depressão do Rio Paraguai e é um importante divisor de águas (Alvarenga *et al.* 1982).

Segundo Ross (2000), a Serra da Bodoquena pertence às Serras Residuais do Alto Paraguai, juntamente com a Província Serrana no Mato Grosso, que se caracteriza por “formas residuais de dobramentos datados do Pré-Cambriano, cujos processos erosivos geraram forma de relevo em conjuntos de serras assimétricas e grosseiramente paralelas que atingem até 800 m de altitude”.

1.5 – Aspectos Conceituais

1.5.1. Formações Ferríferas: Definição, Nomenclatura e Classificação

Formação Ferrífera é uma rocha sedimentar rica em ferro com ocorrência delimitada a determinados intervalos do Tempo Geológico, em especial no registro estratigráfico do início do Pré-Cambriano.

A denominação tem origem nas descrições de depósitos da região do Lago Superior (EUA) como uma contração do rocha “*carregada*” de ferro (*iron-bearing rock*) de Van Hise & Leith (1911). James (1954) definiu formações ferríferas como “*um sedimento químico, finamente laminado, com 15% ou mais de ferro de origem sedimentar. Apresenta ainda, comumente, mas não necessariamente, camadas de chert*”. A maioria das Formações Ferríferas contém cerca de 30% em peso de ferro (Davy 1983), normalmente na forma de óxidos, que constituem metade da rocha. A outra metade, geralmente é composta de sílica. Todos os minerais são tipicamente de granulação fina, o que confere elevada dureza e resistência tanto física como ao intemperismo.

Há inúmeras propostas de sistemas de classificações para as Formações Ferríferas, mas nenhuma delas provou ser completamente satisfatória (Trendall & Blockley 2004).

James (1954) distinguiu quatro “fácies” na região do Lago Superior: fácies óxido, carbonato, silicato e sulfeto, e sugeriu que estas são equivalentes estratigráficos laterais com o aumento da profundidade. Porém, esta relação conceitual não foi demonstrada nem na região tipo, nem em outras localidades, mas a classificação continua sendo empregada para designar os correspondentes mineralógicos com suas respectivas composições químicas. As implicações ambientais associadas são meramente especulativas (Trendall & Blockley 2004).

Gross (1980) reconheceu dois tipos de Formações Ferríferas silicáticas: tipo Lago Superior e tipo Algoma, baseado nas características de suas bacias deposicionais e tipos de rochas associadas. Devido ao mau entendimento destes termos, Trendall & Blockley (2004) não recomendam esta classificação já que os termos “tipo Algoma” e “tipo Lago Superior”, não apresentam um significado claro em sua definição.

Trendall (2002) sugere que a divisão mais significativa das Formações Ferríferas é em Formações Ferríferas Bandadas (BIF), que inclui a maioria das ocorrências, e a Formação Ferrífera presente caracteristicamente no Cinturão Ungava da América do Norte, designada como *Granular Iron-Formation* (GIF).

1.5.2. Formações Ferríferas: Origem e Evolução

A inexistência de ambientes modernos de deposição de formações ferrífera dificulta a formulação de modelos genéticos, de tal forma que não há consenso sobre os mecanismos de precipitação, gênese do bandamento, influência de processos biológicos assim como o suprimento de ferro.

Sabe-se que, atualmente, as águas oceânicas contêm menos de uma parte por bilhão de Fe em virtude de o ferro ser relativamente insolúvel na sua forma oxidada (Fe^{3+}). É também de consenso que, a maior parte das formações ferríferas são mais antigas que 1.850 Ma, formadas, segundo modelo formulado por Cloud (1973), num período que a atmosfera tinha pouco oxigênio livre e as águas marinhas continham abundância de ferro no fundo oceânico. Este ferro se precipitaria em regiões de correntes ascendentes ao entrar em contato com águas superficiais oxidantes (Simonson 1985, Islev 1995). Para Cloud (1973), a proliferação de organismos fotossintetizantes seria o responsável pelo aumento do teor de oxigênio nos oceanos.

O referido modelo gerou questionamentos (Trendall 2002) frente às recentes datações radiométricas dos depósitos paleoproterozóicos, as quais demonstraram que os mesmos se formaram em amplo intervalo de tempo (por volta de 50 milhões de anos) e não de forma relativamente instantânea como era de se esperar. Alternativamente, modelos de precipitação abiogênica foram formulados pela ausência de carbono orgânico nas formações ferríferas, sendo este um argumento contrário à associação de atividade microbiana fotossintetizante a este tipo de deposição (Klein & Beukes 1989).

Há abundância de dados isotópicos do sistema Sm-Nd e Elementos Terras Raras consistentes à derivação do ferro das formações ferríferas a partir de fontes vulcânicas (Fryer 1983, Klein & Beukes 1989, Gross 1991, entre outros) pela presença de atividade ígnea associada. Porém essa interpretação não é excludente com as hipóteses de origem glacial, global ou não, ou com os modelos de bacias riftes com influência glacial (Young 2002).

A deposição relacionada às glaciações neoproterozóicas, como no Grupo canadense Rapitan e no Supergrupo Damara da Namíbia, relacionam-se a ambientes anóxicos ricos em ferro. O evento glacial envolveria a retirada massiva das águas oceânicas na base das geleiras provocando concentração e precipitação dos elementos dissolvidos, inclusive ferro

e sílica. Yeo (1981) em estudo estratigráfico, sedimentológico e geoquímico detalhado na formação ferrífera Rapitan concluiu que a precipitação química de ferro e sílica estava diretamente relacionada a correntes ascendentes de salmouras ricas em ferro, formada pela atividade hidrotermal. Uma interpretação similar em estudo sedimentológico e geoquímico detalhado foi também constatada no sudoeste africano por Bretkopf (1988).

II. AEROMAGNETOMETRIA APLICADA À PROSPECÇÃO DE FERRO NA REGIÃO DE BODOQUENA

II.1. Introdução

A prospecção mineral envolve procedimentos de coleta, análise e integração de dados provenientes de várias fontes. A integração digital de dados geológicos, geofísicos, geoquímicos, de sensoriamento remoto e de outras informações georreferenciadas voltadas à exploração mineral, atualmente realiza-se através de *software* e *hardware* específicos, visto o grande avanço das geotecnologias das últimas duas décadas. Assim, os Sistemas de Informações Geográficas (SIG), segundo Bohan Carter (1994), surgem como um conjunto de técnicas computacionais para o tratamento da informação georreferenciada, as quais permitem o gerenciamento de dados espaciais e a realização de análises complexas com o intuito de facilitar a tomada de decisões. Tais avanços são igualmente marcantes no campo dos métodos geofísicos, em especial os magnetométricos e gamaespectrométricos, pela facilidade de integração com dados de outras naturezas como geológicos, geoquímicos, topográficos, imagens orbitais.

A aeromagnetometria, tradicionalmente utilizada como apoio ao mapeamento geológico regional e à prospecção de minerais magnéticos, experimentou avanços importantes nos últimos anos. A introdução de técnicas de micronivelamento nos dados magnéticos, acompanhada da integração com dados geológicos e geoquímicos por meio de técnicas de geoprocessamento em ambiente SIG, permite extrair informações valiosas dos dados magnetométricos em correspondência aos aspectos geológicos reinantes.

Assim, este capítulo enfoca o uso de tais técnicas, para fazer melhor uso de levantamento realizado na década de 1970, como suporte ao conhecimento da formação ferrífera em estudo.

II.2. Trabalhos Anteriores

O conhecimento geológico de rocha de matriz ferruginosa na região, limita-se ao relato de Corrêa *et al.* (1976 e 1979) no Projeto Bodoquena do convênio CPRM/DNPM, que descrevem a presença de diamictito de matriz hematítica ao longo da estrada Miranda-Campão (antigo nome da cidade de Bodoquena). Drummond & Pereira (1980), fazem a primeira interpretação e análise dos dados aerogeofísicos do Projeto Bodoquena com ênfase a mapeamento geológico e prospecção mineral, mas não fazem referência à

correspondência da presença de anomalia magnética na região de Bodoquena com rochas ferruginosas. Boggiani *et al.* (2006) notificam a presença de ocorrência de formação ferrífera na área em apreço, e chamam a atenção pela possibilidade de estar associada a eventos glaciogênicos. Levantamento magnetométrico terrestre (Piacentini 2006) seguido de reconhecimento geológico de superfície (Piacentini *et al.* 2006) amplia a área de ocorrência e colocam a região como um alvo potencial para a pesquisa de rochas magnéticas.

II.3. Dados Aerogeofísicos

O Serviço Geológico do Brasil (CPRM-RJ), com autorização da Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN), forneceu o conjunto de dados geofísicos coletados pelo *Levantamento Aerogeofísico Bodoquena*, executado pela CPRM na década de 1970. Os dados do Projeto Bodoquena apresentam os perfis aerogeofísicos com direção EW, perpendicularmente a direção das principais estruturas da região. O espaçamento entre as linhas é de 2,0 km com linhas de controle, de direção NS, a cada 20 km. A altura média de voo para coleta dos dados foi de 150 m com intervalo de amostragem a cada 1,0 s (aproximadamente 64 m). O resumo das informações do aerolevantamento encontra-se na tabela II.3.a.

Os dados fornecidos contêm sua forma bruta e pré-processada. O pré-processamento contém correção da variação diurna, que corrige a variação dos dados do levantamento com base na variação obtida em um único ponto (estação base), e remoção do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*), que remove os longos comprimentos de onda do campo geomagnético com base em um modelo obtido através de dados observados ao redor do mundo.

Tabela II.3.a - Características técnicas do Levantamento Aerogeofísico Bodoquena

Identificação	Projeto Bodoquena – código 2014
Limites aproximados	Lat. (min/max): -22° 00' / -20° 00' Long. (min/max): -57° 45' / -56° 00'
Período	03/10/1974 – 02/02/1975
Aeronave	Aeronave <i>Islander</i> – prefixo PT-KCF
Espaçamento dos perfis	2 km na direção E-W
Intervalo de amostragem	1 segundo (aproximadamente 64 m)
Magnetômetro	Geometrics G-803
Informações cartográficas	Projeção: UTM; Elipsóide: Hayford 1910; Meridiano Central: -57°; Zona: 21; Datum: Córrego Alegre

II.4. Aeromagnetometria

A interpretação magnetométrica tem como objetivo separar regiões com anomalias magnéticas de amplitudes características e similares. As amplitudes das anomalias magnéticas são medidas que consideram valores acima e abaixo do *background* local. A divisão destes valores em diferentes faixas constitui-se na base para traçar os limites das unidades magnéticas. Deste modo, cada unidade contém uma assinatura magnética grosseiramente constante. Os mapas magnéticos são formas de apresentação de zonas anômalas semelhantes em amplitude e feição. Eles definem áreas de diferentes concentrações médias e distribuição de minerais magnéticos nas rochas.

II.4.1. Micronivelamento

Nos *grids* resultantes da interpretação de bancos de dados ainda nota-se elongações nas direções de vôo. Essas feições corrigem-se através de procedimentos de micronivelamento.

Segundo Minty (1991) o micronivelamento é uma técnica simples utilizada para remover erros residuais de nivelamento de dados aerogeofísicos, através de técnicas de filtragem direcional. Geosoft (2007) define como a filtragem de um banco de dados para reduzir ou remover efeitos não geológicos causados pelo ruído de longo comprimento de onda, nas linhas do aerolevantamento. Indica-se o método bidirecional para interpolar rapidamente linhas de dados que estejam aproximadamente paralelas, pois tende a intensificar *trends* perpendiculares às direções das linhas do levantamento.

II.4.2. Sinal Analítico

A interpretação do posicionamento das fontes magnéticas dificulta-se pela natureza dipolar do campo magnético e pela magnetização remanescente presente nas fontes. Estas causam assimetria e deslocamentos das respostas magnéticas. Para resolver estes problemas, desenvolveram-se técnicas de transformação da fase da indução magnética medida, sendo as mais usadas a redução ao pólo e a redução ao equador.

Estas transformações pressupõem que a magnetização das fontes seja totalmente induzida, e caso essa suposição não se aplique, a interpretação das respostas geradas torna-se ainda mais difícil se não existir algum tipo de conhecimento sobre a magnetização remanescente dos corpos magnéticos.

Uma forma de resolver estes problemas de interpretação das fontes magnéticas é através do uso da técnica do sinal analítico (Gunn *et al.* 1997). Segundo Milligan & Gunn (1997) esta é uma técnica importante na separação de grandes corpos já que o seu processamento não está sujeito à instabilidade decorrente das transformações dos campos magnéticos, mas a uma função totalmente independente da direção de magnetização e direção do campo magnético por relacionar-se as suas derivadas (x, y, z) tal que:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2}$$

onde $|A(x, y)|$ é a amplitude do sinal analítico no ponto de coordenadas (x, y) e T é a intensidade total do campo magnético no ponto de coordenadas (x, y) . Esta função não é um parâmetro mensurável, mas é extremamente interessante, pois a amplitude do sinal analítico resulta em respostas simétricas, cujos picos independem de qualquer outro fator e encontram-se exatamente acima das bordas das fontes causadoras. Assim, a interpretação do sinal analítico, em princípio, é simples e permite o entendimento da geometria das fontes magnéticas com relativa facilidade.

II.5. Análise crítica dos dados

Inicialmente extraiu-se dos arquivos digitais originais janela correspondente à área de estudo. Tal janela abrange 8.701 amostras, distribuídas ao longo de 23 linhas de vôo, que apresentam notáveis variações no espaçamento entre as linhas, além da interrupção e truncamento de algumas delas (**Figura II.5.a**).

Para realização do processamento de geração de malha regular, utilizou-se o método de curvatura mínima (Briggs 1974) do pacote Geosoft. Após o teste de diversos tamanhos de células, segundo as sugestões de Vasconcellos *et al.* (1994), os quais propõem que a dimensão ideal pode variar de 1/4 a 1/8 e 1/5 do espaçamento das linhas de vôo, nota-se que alguns mapas gerados apresentaram falhas (vazios), em função da irregularidade no espaçamento das linhas de vôo.

Após a extração da referida janela, houve ainda a extração das linhas de controle NS para remoção de uma fonte de erros, já que as mesmas apresentaram clara tendência de ruídos na imagem (**Figura II.5.a**).

Figura II.5.a – Dados aeromagnetométricos: A) disposição das linhas de vôo com truncamento e/ou desvio evidente das seções do aerolevantamento; B) mapa de campo total com nítidos ruídos ao longo das linhas de vôo, principalmente entre as linhas de controle (NS).

II.6. Análise de Imagens

As imagens magnetométricas geradas após a remoção das linhas de controle, apresentaram nítidas elongações na da direção do vôo (**Figura II.6.a**). O micronivelamento pelo método bidirecional (Geosoft 2007) removeu estes ruídos, quando os dados foram reamostrados com células de 500 x 500 m. Em seguida, estes foram sobrepostos às ocorrências de formação ferrífera, no sentido de verificar a correspondência e a extensão da mesma para definição da área de abrangência deste litotipo. O tratamento magnetométrico subsequente consistiu na aplicação de filtros de convolução para suavização da influência das altas frequências na interpolação. A não aplicação de tais filtros deixa os dados com

uma leve distorção remanescente na direção das linhas de voo ocasionadas pelo micronivelamento. O uso da técnica de Continuação para Cima (*Continuous Upward*) através da transformação numérica do campo potencial pela transformada rápida de Fourier (Baranov 1975), no presente estudo, não trouxe resultados satisfatórios pelo excesso de suavização dos dados (**Figura II.6.a**) o que trouxe perdas à identificação das fontes magnéticas, sendo assim, não considerada para estes dados.

Figura II.6.a – Imagem aeromagnetométrica de campo magnético residual: A) presença de nítidas elongações na direção de voo (E-W); B) forma das anomalias suavizadas após a aplicação da técnica de Continuação para Cima.

Através da imagem de campo magnético residual (**Figura II.6.b**), é possível identificar anomalias magnéticas dipolares orientadas segundo a direção NS, ao longo, grosseiramente, da coordenada E 542.000, coincidente com as ocorrências descritas em Piacentini *et al.* (2006).

O fato da região se localizar em baixas latitudes magnéticas dificulta a análise e interpretação da informação gerada. O cálculo da amplitude do sinal analítico (**Figura II.6.b**),

pelo fato de não estar sujeito às instabilidades decorrentes das transformações dos campos magnéticos de baixa latitude, facilita na interpretação das anomalias magnéticas detectadas. Através do sinal analítico constata-se que as ocorrências de formação ferrífera estão diretamente relacionadas com a disposição das fontes magnéticas detectadas em subsuperfície.

A análise de imagens permite identificar alvos exploratórios relacionados à formação ferrífera, e ainda discrimina claramente o contato da formação ferrífera com as ocorrências de calcário constituintes da Serra da Bodoquena localizados diretamente a oeste da anomalia geofísica, identificados através de mapeamentos geológicos regionais (Godoi 2001).

A imagem de sinal analítico acentua a tendência das feições magnéticas orientarem-se na direção NS, com destaque para o prolongamento das mesmas.

Figura II.6.b – Imagens aeromagnetométricas de Bodoquena: A) mapa de campo magnético residual, após o micronivelamento, com anomalias magnéticas dipolares dispostas na direção NS; B) mapa de sinal analítico. Linha tracejada marca contato a oeste com rochas calcárias da Serra da Bodoquena. Triângulos indicam ocorrências de formação ferrífera descritas em Piacentini *et al.* (2006).

II.7. Conclusões

O Projeto Aerogeofísico Bodoquena pôde contribuir tanto para orientar o mapeamento geológico como para detecção dos alvos para prospecção mineral.

Os parâmetros magnéticos quando observados após as transformações feitas por micronivelamento e o cálculo de sinal analítico, geraram imagens com clara correspondência aos aspectos geológicos da região.

Estas imagens integradas aos dados geológicos se mostraram eficazes para o delineamento da área de ocorrência da formação ferrífera, assim como discriminá-la das demais unidades presentes.

Fica, portanto notável que o tratamento dos dados aeromagnetométricos para geração dos mapas de anomalias, integrado a dados geológicos por meio de geotecnologias, permitem caracterizar melhor a área de abrangência deste litotipo e sugerir novos alvos exploratórios, em relação à análise direta das imagens geofísicas.

III. A FORMAÇÃO FERRÍFERA ASSOCIADA À SEDIMENTAÇÃO GLACIOGÊNICA DA FORMAÇÃO PUGA NA REGIÃO DE BODOQUENA

III.1 – Introdução

As ocorrências de formação ferrífera descritas no contexto da Faixa Paraguai fazem referência essencialmente aos depósitos de ferro e manganês da região de Corumbá, do Grupo Jacadigo, no Maciço de Urucum (Dorr II 1945, Almeida 1948). Há ainda ocorrência de rocha composta por matriz rica em ferro nas regiões de Poconé (Da Rosa *et al.* 1997), associada a sedimentos, possivelmente equivalentes a porções distais da Formação Puga, além das ocorrências descritas em Nova Xavantina, associadas a uma sequência metavulcano-sedimentar (Pinho 1990, Dantas & Martinelli 2003).

Na região de Bodoquena, o conhecimento geológico de rocha de matriz ferruginosa limita-se ao relato de Corrêa *et al.* (1976 e 1979) no Projeto Bodoquena do convênio CPRM/DNPM, que descrevem a presença de diamictito de matriz hematítica que confere uma coloração cinza-alaranjada a alguns afloramentos. Sá (2005) e Zuquim (2005) relatam a existência, na Formação Puga, de rocha cuja matriz gradualmente se enriquece em hematita, com aspecto de formação ferrífera.

Boggiani *et al.* (2006) dá ênfase aos metadiamictitos de matriz ferruginosa e chama a atenção pela sua formação estar, possivelmente, relacionada a ambiente glaciogênico.

Piacentini (2006) e Piacentini *et al.* (2007), após reconhecimento geológico preliminar, comprova e amplia a área de ocorrência da formação ferrífera na região sem, contudo, detectar a espessura e extensão desta.

O enfoque deste capítulo se baseia na presença de indícios de ampliação das ocorrências descritas em Bodoquena o que coloca a região como um alvo potencial para pesquisa dos recursos de ferro num contexto geológico de formação ferrífera associada à sedimentação neoproterozóica cuja relação com a glaciação encontra-se relacionada à discussão da Hipótese *Snowball Earth* (Kirschvink 1992, Hoffman & Schrag 2002)

III.2 – Contexto Geotectônico

O estudo da formação ferrífera situa-se no contexto da Faixa de dobramentos Paraguai, localizada na borda sul do Cráton Amazônico e a leste do Bloco Rio Apa. Esta se

caracteriza por intensa deformação linear polifásica, longos falhamentos inversos e/ou empurrões, escassez de produtos vulcânicos e ocorrência de plútons graníticos pós-tectônicos nas áreas mais internas (Almeida 1984).

A Faixa Paraguai encontra-se exposta em duas grandes regiões: a porção setentrional, em Mato Grosso, e a porção meridional, aflorante no Planalto da Bodoquena e Maciço de Urucum (Corumbá), em Mato Grosso do Sul. Essas áreas encontram-se separadas pelas coberturas sedimentares da Bacia do Paraná e da Bacia do Pantanal. As unidades presentes encontram-se praticamente sem deformação nas coberturas cratônicas a oeste e com deformação crescente para leste, onde se intensificam os falhamentos inversos e dobras isoclinais (Alvarenga 1990, Alvarenga & Trompette 1992). Atribui-se sua evolução tectônica aos últimos eventos deformacionais brasileiros, os quais, provavelmente, ocorreram no final do Ediacarano e início do Cambriano.

Nogueira *et al.* (1978) reconhecem três eventos de deformação, considerados como fases diversas do Ciclo Brasileiro, todos com polaridade geral dirigida para a área cratônica a oeste. O mais antigo originou dobramentos isoclinais de direção geral N10-30°E, acompanhado pelo metamorfismo regional mais intenso a leste. O segundo evento tectônico produziu novos dobramentos e nova foliação metamórfica, do tipo clivagem de crenulação, de direção N10-30°W que, segundo os autores, é a foliação macroscopicamente predominante na região. O terceiro evento apresentou menor intensidade, com dobras abertas nas regiões orientais, assimétricas nas ocidentais, e clivagem pouco penetrativa, com polaridade similar aos eventos anteriores.

Alvarenga (1990) estudou a região de Bonito-Miranda-Aquidauana e caracterizou três fases de deformação sucessivas. A fase principal caracteriza-se por deformação e metamorfismo crescente do cráton para a faixa, com dobras isoclinais a abertas. A segunda, de caráter local, marcada por clivagem de crenulação de direção N35-50/30-45NW. A terceira fase também desenvolveria uma xistosidade de crenulação S_3 e micro *kink bands*, com vergência para oeste e noroeste. O autor interpreta ainda uma quarta fase tardi-brasileira, caracterizada por dobras suaves, transversais à estruturação regional, nas proximidades de Cuiabá e Bom Jardim de Goiás.

III.3 – Contexto Geológico Regional

Existem diversas propostas de subdivisão das unidades estratigráficas da Faixa Paraguai e de suas respectivas coberturas cratônicas. Alvarenga & Trompette (1992) apresentaram proposta na qual individualizaram uma unidade inferior, formada por sedimentos glácio-marinhos (Formação Puga) com turbiditos distais. Esta seria recoberta

por rochas carbonáticas correspondentes dos grupos Corumbá e Araras, seguido por unidade siliciclástica, correspondente ao Grupo Alto Paraguai (**Figura III.3.a**).

Atribui-se a deposição da Formação Puga ao evento glacial Varangeriano/Marinoano (Alvarenga & Trompette 1992, Alvarenga *et al.* 2000, Alvarenga *et al.* 2004). Interpreta-se esta idade de forma indireta em função dos diamictitos serem sobrepostos por calcários da Formação Tamengo (Grupo Corumbá) que contém os fósseis metazoários *Cloudina* e *Corumbella* (Hahn *et al.* 1982, Zaine & Fairchild 1987), de idade ediacarana, além de intercalações de tufos vulcânicos, com idade por volta de 545 Ma (Boggiani *et al.* 2005). Babinski *et al.* (2008) obtém os primeiros resultados geocronológicos de zircões detríticos da Formação Puga em amostras coletadas na região de Bodoquena e no Morro do Puga, próximo à Corumbá, e relata que a idade máxima de sedimentação é da ordem de 706 Ma. Os autores consideram ainda que, com base na idade dos eventos glaciais neoproterozóicos, os diamictitos da Formação Puga podem correlacionar-se tanto ao período marinoano (635 Ma) quanto ao gaskierano (580 Ma).

Na região da Serra da Bodoquena ocorrem sedimentos interpretados como glácio-marinhos e como turbiditos com influência glacial correspondentes à Formação Puga. Esta é recoberta pelo Grupo Corumbá que marca o fim da influência glacial e a subida do nível do mar e inclui unidades siliciclásticas e carbonáticas alternadas até atingir uma espessura de aproximadamente 600 m (Almeida 1965, Boggiani 1998). Este grupo possui, da base para o topo, as formações (Fm.) Cadiueus, representada por um espesso pacote conglomerático, interpretada como depósitos de leques aluviais sin-tectônicos durante a abertura da bacia Corumbá; Fm. Cerradinho, composta por conglomerados, arenitos e pelitos; Fm. Bocaina, constituída por carbonatos dolomíticos de águas rasas ricos em estromatólitos; Fm. Tamengo, formada por calcários e pelitos carbonosos interpretados como depósitos de águas relativamente mais profundas, e Fm. Guaicurus, composta por siltitos acinzentados que marcam o final da deposição na Bacia Corumbá. As unidades presentes encontram-se deformadas com falhamentos inversos e dobras isoclinais.

Na área de estudo, os metadiamictitos da Formação Puga ocorrem alinhados segundo a direção norte-sul por aproximadamente 30 km de extensão. Invariavelmente, encontra-se com mergulhos para leste com ângulos variáveis entre 35 – 60°. Os metadiamictitos da Formação Puga apresentam matriz cinza esverdeada, pelítica, com clorita e sericita que marcam a xistosidade, por vezes, crenulada. Clastos de quartzito, granito e gnaiss, centi a decimétricos, perfazem 15% da rocha e estão geralmente estirados. A matriz desta rocha grada para uma composição rica em magnetita até a formação ferrífera composta por bandas de magnetita alternadas com quartzo. Na área estudada, a Formação Puga encontra-se sobreposta tectonicamente a rochas carbonáticas de coloração cinza escura do Grupo Corumbá, por falhas inversas.

Para maiores detalhes quanto aos aspectos geológicos da área de estudo, o **ANEXO I** refere-se a artigo publicado na Revista Brasileira de Geociências (RBG 37(3): 530-541) intitulado “*Formação ferrífera associada à sedimentação glaciogênica da Formação Puga (Marinoano) na Serra da Bodoquena, MS*” produzido pelo autor da dissertação e co-autores. O mesmo é parte integrante da dissertação em apreço visto que caracteriza detalhadamente os aspectos geológicos da área de estudo.

Figura III.3.a – Mapa geológico da Faixa Paraguai (modificado de Alvarenga *et al.* 2000).

III.4 – A Formação Puga na Serra da Bodoquena

Os metadiamictitos da Formação Puga na área de estudo, compreendem, em ordem decrescente de ocorrência, metadiamictitos, quartzitos e filitos. Os metadiamictitos são de matriz cinza esverdeada, pelítica a arenosa, com xistosidade (denominada genericamente de S_1), por vezes, crenulada (S_2). Muscovita sericítica, clorita e mais raramente fengita, conferem xistosidade a este litotipo, com mergulhos de ângulos médios ($\sim 40^\circ$) a localmente altos ($\sim 70^\circ$) para leste. Os diferentes estágios de deformação submeteram as rochas da área de estudo a metamorfismo de fácies xisto-verde, zona da clorita. Clastos de quartzito, granito e gnaiss, centi a decimétricos, perfazem cerca de 15% da rocha e estão geralmente estirados; quando rotacionados é possível observar sombra de pressão nos porfiroclastos onde ocorre recristalização dinâmica de quartzo e clorita em estágio pré-crenulação. É comum a presença de grãos de quartzo e feldspato detrítico. Os clastos somados à matriz rochosa conferem textura grano-lepidoblástica a este litotipo. A **Figura III.4.a** ilustra algumas das principais características apontadas.

A matriz desta rocha grada para uma composição rica em hematita e magnetita e, em algumas porções, ocorre concentrações de magnetita/hematita e sílica em bandas distintas, onde, a deformação, em partes, ajudou a concentrá-las. Esta particularidade dos metadiamictitos define uma outra unidade de mapeamento na área de estudo como uma subunidade ferruginosa na Formação Puga, com enriquecimento da matriz em ferro, contendo porções finamente laminadas, por vezes bandadas, e formação ferrífera.

A formação ferrífera associada aos metadiamictitos (**Figura III.4.b**) apresenta estrutura foliada e textura, geralmente, lepido-granoblástica. Observam-se diferentes graus de alteração tendo como característica a presença de argilas avermelhadas entre os planos de xistosidade.

A formação ferrífera constitui-se por bandas centimétricas de magnetita e hematita alternadas com sílica (**Figura III.4.c**). A hematita ocorre como martita, hematita granular e de forma tabular. Magnetita ocorre comumente na forma de relictos no interior dos cristais de martita e hematita. Goethita também ocorre de forma subordinada como agregados. Quartzo e muscovita compõem os demais minerais presentes. A presença de sulfetos ocorre, raramente, associada à presença de goethita.

No geral, a magnetita é um mineral resistente ao intemperismo, entretanto, é comum a sua alteração para hematita através do processo de martitização. Este processo processa-se preferencialmente em função dos agentes intempéricos, como sugerido pela alteração mais intensa das bordas para o centro do grão, e ao longo dos planos de clivagem e fraturas através da “invasão” de finas lamelas de hematita ao longo dos planos octaédricos da magnetita (Ramdohr 1969). No entanto deve-se considerar a importância da deformação,

principalmente de caráter rúptil, que possibilita o fraturamento dos grãos, o que facilita a percolação dos fluidos envolvidos neste processo (Ramdohr 1969). A **Figura III.4.d** ilustra os diferentes aspectos de martitização. A presença escassa de goethita denota a idéia de que as alterações intempéricas não foram muito atuantes na região.

Figura III.4.a Os metadiamicritos da Formação Puga. Aspectos macroscópicos: (A) clasto de gnaiss e (B) quartzito estirado. Aspectos microscópicos: (C) clastos milimétricos estirados segundo a foliação; (D) grão feldspático detrítico sem traços de saussuritização; (E) clivagem de crenulação (S_2) superimposta à xistosidade (S_1) em algumas porções; (F) porfiroclasto rotacionado com crescimento dinâmico de quartzo e dorita em estágio pré-crenulação. Nicóis cruzados nas fotomicrografias D e F.

Figura III.4.b Aspectos macroscópicos da subunidade ferruginosa da Formação Puga. (A) metadiamicito de matriz ferruginosa de aspecto foliado com grau de alteração elevado contendo argilas avermelhadas entre os planos de foliação; (B) clasto granítico rotacionado, imerso à formação ferrífera; (C) microbandamento observado pela diferenciação entre finas lâminas de sílica e magnetita; (D) porções com alta concentração de ferro.

Em contato discordante e erosivo com a Formação Puga (Lacerda Fo *et al.* 2006), na porção leste da área de estudo, há rochas representantes do Grupo Cuiabá, compostas por sericita xisto, muscovita-quartzo xisto, filitos, quartzitos e clorita xisto subordinado. Estas rochas geralmente apresentam-se intemperizadas com tons marrons a avermelhados, e de coloração esverdeada a cinza clara quando fresco. A deformação imposta imprimiu nestes metassedimentos uma foliação planar irregular que se encontra com mergulhos da ordem de 40-60° para leste.

Em contato tectônico com a Formação Puga a oeste, temos rochas representantes do Grupo Corumbá, composta por calcários predominantemente de coloração cinza claro a escuro, freqüentemente silicificados.

(Escala: 3,25 mm lado maior da foto)

(Escala: 3,25 mm lado maior da foto)

(Escala: 1,30 mm lado maior da foto)

(Escala: 1,30 mm lado maior da foto)

Figura III.4.c. Aspectos microscópicos da formação ferrífera associada à Formação Puga: (A) microbandamento marcado por bandas quartzosas intercaladas por grãos micrométricos de magnetita/hematita; (B) notar que a formação dos minerais ferruginosos ocorre nos dois estágios de deformação (S_1 e S_2); (C) pirita ocorre localmente; (D e E) detalhe dos grãos micrométricos de magnetita martitizados; (F) goethita de hábito colofome. Gt: goethita, Hm: hematita, Mt: magnetita, Py: pirita, Qz: quartzo.

Figura III.4.d. Processo de martitização (A) das bordas para o centro do grão; (B) do centro para as bordas, através da “invasão” de finas lamelas de hematita ao longo dos planos octaédricos da magnetita. Hm: hematita, Mt: magnetita.

Os calcários do Grupo Corumbá apresentam, geralmente, estratificação plano-paralela com alternância milimétrica de camadas argilosas. Frequentemente, são muito fraturados, cortados por veios de calcita ou quartzo. Este litotipo apresenta-se, por vezes, afetado pela deformação regional, com intensa foliação, muitas vezes ondulada, normalmente sub-paralela ao acamamento. Ocorrem níveis métricos de brecha intraformacional com clastos normalmente angulosos.

O produto desta caracterização resulta num mapa geológico com destaque a inserção da formação ferrífera como subunidade da Formação Puga. O mapa de pontos encontra-se no **ANEXO II** e o respectivo mapa geológico no **ANEXO III**. Demais unidades presentes no mapa geológico resultam de compilação dos dados bibliográficos consultados.

III.5 – Considerações sobre as formações ferríferas neoproterozóicas: o caso de Bodoquena

Após um hiato de aproximadamente um bilhão de anos, há o reaparecimento das formações ferríferas no registro sedimentar do Neoproterozóico, geralmente associada a diamictitos.

Neste período, entre 900 e 600 Ma (Bond *et al.* 1984, Hoffman 1999), iniciou-se um intenso processo de quebra e rifteamento do supercontinente Rodínia. A composição de esforços distensivos associados a processos de subsidência mecânica localizados, possibilitou a deposição de inúmeras bacias sedimentares nos braços de oceanos recém formados (Bond *et al.* 1984, Trompette 2000). A evolução dos processos de abertura culminou com o desenvolvimento de um grande número de margens passivas onde se

depositaram espessas sucessões carbonáticas sobre os depósitos iniciais das bacias de rifte.

Possivelmente de forma sincrônica, entre 600 e 590 Ma, processava-se o evento glacial Varangeriano/Marinoano, o qual se interpreta que atingiu baixas latitudes em todo o globo (Saylor *et al.* 1998, Knoll & Bambach 2000, Trindade *et al.* 2003). Este evento influenciou profundamente as variações eustáticas e, por consequência, os padrões arquiteturais e sedimentares das seqüências neoproterozóicas. As condições de anoxia em oceanos abaixo das camadas de gelo possibilitaram a permanência de grande quantidade de ferro não oxidado em solução (Hoffman & Schrag 2002). A inserção na atmosfera de grande volume de CO₂ de origem vulcânica propiciou o advento da deglaciação súbita das enormes calotas de gelo que recobriam oceanos e continentes. Com o término do isolamento pelo gelo, tornou-se possível a volta dos processos de fotossíntese e com isso a entrada de O₂ no sistema oceânico, que permitiria a precipitação do ferro em solução sobre os depósitos glaciais (Kaufman & Knoll 1995, Hoffman & Schrag 2002).

Young (2002) questiona a relação genética entre as formações ferríferas como evidência de mudanças climáticas catastróficas (Hipótese *Snowball Earth*) em função destas ocorrências serem relativamente menos abundantes do que os depósitos glaciais. Exemplifica, ainda, que no caso do Grupo Rapitan, um dos maiores depósitos de ferro neoproterozóico conhecido, a alta proporção de sedimentos ricos em ferro ocorrem em argilitos no topo da Formação Sayunei, subjacente a espessa sucessão de diamictito (Young 1976, Klein & Beukes 1993), o que demonstraria que as formações ferríferas se depositaram antes da formação da cobertura de gelo e, assim, não poderia ser atribuída à oxigenação pós-glaciação.

Entretanto, é notável a presença de diamictitos neoproterozóicos amplamente distribuídos em todos os continentes. Estes depósitos, segundo o modelo *Snowball Earth*, retratariam a existência de geleiras indiscriminadamente em todos os tipos de sistemas deposicionais. Para Eyles & Januszczak (2004), esta argumentação baseia-se no mau entendimento da origem das sucessões sedimentares visto que a maioria dos depósitos de diamictitos não estão, necessariamente, diretamente relacionados à origem glacial, mas compreendem, comumente, parte de sucessões marinhas profundas. Os autores enfatizam que fácies de diamictitos são formadas em uma grande variedade de ambientes deposicionais tais como:

- **Glaciais:** diamictitos depositados sob lâminas de gelo como consequência de deformação subglacial intensa e mistura mecânica de sedimentos do substrato (till deformado: detalhe **B** da **Figura III.5.a**), acúmulo de detritos na base das geleiras (detalhe **C** da **Figura III.5.a**), ou, mais raramente, por derretimento passivo dos detritos (till de derretimento na base das geleiras: **D**, **Figura III.5.a**). Tais fácies são

normalmente pouco espessas (< 50 m) e encontram-se sobre grandes desconformidades. Diamictitos glaciogênicos podem também se formar pela deposição de fluxo de detritos provenientes diretamente do gelo (**A, Figura III.5.a**).

- **De influência glacial**: fácies de diamictitos são formadas no substrato das bacias através da ação combinada entre fluxo de detritos de icebergs, tracionamento por massas de gelo que atingem o substrato, e deposição de lama por suspensão (detalhe **E, Figura III.5.a**). Fácies similares também podem ocorrer por fluxos gravitacionais e fluxo de detritos de sedimentos mal selecionados em taludes continentais ao redor de margens glaciais. O termo “*de influência glacial*” refere-se a sedimentos provenientes de geleiras que foram retrabalhados e depositados por processos não glaciogênicos.
- **Não glaciais**: diamictitos formados em ambientes não glaciais por intemperismo físico de rochas ou sedimentos, e fluxo de detritos. Formam-se ainda por fluxo gravitacionais e fluxo de detritos, que ocorrem amplamente em circunstâncias subaquosas não glaciogênicas como resultado de escorregamentos e fluxos de massa em regiões vulcanicamente ativas (detalhe **F, Figura III.5.a**), nos flancos instáveis de relevos carbonáticos (megabrechas, olistostomas; **G da Figura III.5.a**) ou ainda em taludes continentais e deltas pela mistura de grânulos e sedimentos finos (mixtitos; detalhe **H, Figura III.5.a**). Fácies de diamictito podem ainda se formar por movimentos abrasivos ao longo de falhas (brecha de falha; **I, Figura III.5.a**). Podem se formar ainda como depósitos residuais ou pelo intemperismo *in situ* do substrato (**J, Figura III.5.a**), e de maneira subaérea, subaquosa ou intraformacional como consequência de impacto meteorítico (**K, Figura III.5.a**).

Com o agrupamento em diferentes modalidades, fica evidente que a formação de fácies de diamictito ocorre amplamente numa série de ambientes sedimentares e tectônicos.

Para Eyles & Januszcak (2004), a relação da deposição de formações ferríferas neoproterozóicas com os depósitos de diamictitos é a de que ambos foram depositados em regimes tectônicos extensionais. As mesmas se formariam através de salmouras ricas em ferro em bacias riftes fechadas ou parcialmente restritas, intercalando-se, comumente, em fácies turbidíticas de águas profundas. Com isso, formações ferríferas neoproterozóicas e os diamictitos são as diferentes expressões estratigráficas de um mesmo regime tectônico, que seria o rifteamento da crosta continental durante a quebra do supercontinente Rodínia e a atividade hidrotermal associada de dorsais mesoceânicas incipientes.

Figura III.5.a - Ambientes glaciais e não glaciais que podem formar fácies de diamictitos (modificado de Eyles & Januszczyk 2004)

Os critérios para identificação se a deposição dos diamictitos teve contato com ambiente glacial, segundo Eyles & Januszczyk (2004), são relativamente simples; tais depósitos caracterizam-se por complexidade estratigráfica e espessura restrita. Ocorrem sobre desconformidades regionais, geralmente estriadas, e mostram alta variabilidade lateral e vertical de fácies o que reflete a alta dinamicidade da natureza do ambiente. Clastos extrabaciais são comuns e apresentam-se comumente estriados e facetados pela ação das geleiras. Comumente, os depósitos encontram-se retrabalhados, especialmente

durante a deglaciação, quando grandes volumes de água são liberados o que promove soerguimento isostático e erosão. Como resultado, o potencial de preservação é baixo. Assim, poucas sucessões de diamictitos do Neoproterozóico apresentam características típicas de deposição glacial.

No caso da Formação Puga, a descrição dos aspectos glaciogênicos faz referência a presença de seixos e pavimentos estriados (Alvarenga & Trompette 1992, Alvarenga *et al.* 2004), o que não geraria dúvidas quanto a origem glacial de tais depósitos. Na região de Bodoquena, a extensão desta unidade para uma das porções mais deformadas da Faixa Paraguai, dificulta o estabelecimento decisivo da observação de tais aspectos em virtude da total obliteração dos aspectos sedimentares pelos eventos tectônicos. Por outro lado, até o presente, não há interpretação paleoambiental que pudesse enquadrar esta unidade em alguma das demais unidades estratigráficas descritas no presente contexto geológico.

III.6 – Conclusões

O estudo detalhado da formação ferrífera associada à Formação Puga na região de Bodoquena revelou as relações assim como as variações litológicas presentes. A mesma apresenta extensão expressiva o que possibilita, em escala regional, a diferenciação entre uma unidade de mapeamento.

A formação ferrífera é constituída essencialmente por óxidos de granulação fina disseminados na matriz. Apresenta clastos de litologias, formas e tamanhos variados, mas a ação tectônica dificulta observação das relações entre a sedimentação detrítica e a matriz de origem predominantemente química.

As características estruturais presentes nesta unidade refletem os eventos deformacionais marcantes do Ciclo Brasileiro, através de xistosidade, de orientação geral N-S, por vezes crenulada, com caimento para leste.

Pelo fato de considerarmos a Formação Puga relacionada ao evento glacial Varangeriano/Marinoano, acredita-se que este seja o fator intrínseco em fornecer as condições necessárias de formação das ocorrências ferríferas. Esta idéia associa-se ainda a hipótese de Kirschvink (1992) que acredita na migração de ferro sob uma cobertura de gelo durante um período glacial, com a sua deposição na deglaciação, quando atmosfera e oceanos estariam em contato direto.

IV. AVALIAÇÃO REGIONAL DOS RECURSOS GEOLÓGICOS DE FERRO

Para fins de avaliação regional dos recursos geológicos de ferro, os dados obtidos não são suficientes para justificar o uso de métodos geoestatísticos, pois estes requerem uma densidade e distribuição espacial de dados que permitam o cálculo de semivariogramas experimentais (Yamamoto 2001). Assim, com dados de teores de ferro em amostras coletadas ao longo de seções geológicas superficiais, foi possível realizar uma primeira avaliação de recursos através de métodos convencionais, pelo uso do método dos perfis, onde sua aplicação pressupõe a possibilidade de subdividir o depósito em blocos por meio de seções geológicas. Pelo modo de construção dos blocos, o método dos perfis utilizado foi o dos Perfis Padrão (Popoff 1966) onde os blocos de cubagem são delimitados por duas seções adjacentes de amostragem e por uma superfície lateral, onde o recurso é calculado entre as seções de amostragem. Com isso, através do estabelecimento de critérios com base nas informações geológicas, foi possível estabelecer os recursos medido, indicado e inferido da ocorrência.

IV.1 – O Método dos Perfis Padrão

A aplicação deste método pressupõe a possibilidade de subdividir o depósito em blocos por meio de seções geológicas situadas a intervalos constantes ou não, segundo a densidade dos trabalhos de pesquisa.

Os blocos de cubagem são delimitados por duas seções adjacentes de amostragem conforme ilustra **Figura IV.1.a**.

O método dos Perfis Padrão baseia-se no princípio da mudança gradual, onde os valores de interesse mudam de forma gradual e contínua ao longo de uma reta entre dois pontos de amostragem adjacentes (Yamamoto 2001).

Figura IV.1.a Subdivisão em blocos pelo método dos perfis padrão (Sameshima 1995).

Os procedimentos para o cálculo de recursos por esse método são:

- Delimitar a área de interesse;
- Calcular a área das seções;
- Calcular o teor médio de cada seção de amostragem através de:

$$tm_i = \frac{\sum_{j=1}^n tm_j \cdot as_j}{\sum_{j=1}^n as_j}$$

onde tm_i é o teor médio da i-ésima amostra, as_i é a área da j-ésima seção;

- Computar o teor médio do bloco (tmb) de cubagem entre duas seções adjacentes de amostragem por:

$$tmb = \frac{tms_1 as_1 + tms_2 as_2}{as_1 + as_2}$$

onde as é a área da seção;

- Definir o volume do bloco de cubagem pela:
 - equação da área média
 - equação do tronco de cone (frustum):

$$V = \frac{(as_1 + as_2)}{2} ds$$

$$V = \frac{(as_1 + as_2 + \sqrt{as_1 \cdot as_2})}{3} ds$$

onde ds é a distância entre as seções

- O teor médio (Tm) do depósito obtém-se através de média dos teores médios dos blocos (tmb), ponderados pelos respectivos volumes:

$$Tm = \frac{\sum_{i=1}^n tmb_i v_i}{\sum_{i=1}^n v_i}$$

- Avaliam-se então os recursos dos blocos substituindo os valores de teor médio dos blocos e volumes dos blocos na equação:

$$R = VDT = AEDT$$

onde R é a reserva em peso, V é o volume, D é a densidade aparente ou fator tonelagem, T é o teor em porcentagem, A é a área superficial e E é a espessura.

- O recurso do depósito é obtido acumulando-se os recursos dos blocos;

IV.2 – Análise de Teor

Para análise química das amostras, realizaram-se duas etapas de coleta superficial com intuito de se determinar uma primeira análise da distribuição dos teores sobre a superfície aflorante da formação ferrífera. Na primeira etapa, coletaram-se amostras distribuídas regionalmente, por toda extensão do corpo (amostras nomeadas BDQ). A segunda etapa consistiu de mapeamento e coleta sistemática de amostras (amostras P) ao longo de perfis de W-E em duas áreas distintas: nas dependências da Fazenda São Manoel, Campão e Quebracho, que compõem a área sul da ocorrência, e Fazendas Cachoeirinha e Potreiro, que compõem a área norte da ocorrência. Estas áreas foram selecionadas por apresentar maior expressão da unidade em estudo, e totalizaram 32 seções geológicas: 15 na área norte e 16 na área sul. A distância entre os perfis variou entre 200 e 400 m, dependendo da exposição da ocorrência. A coleta de amostras nos perfis foi, quando possível, a cada 100 m, as quais foram analisadas exclusivamente para o elemento ferro (Fe^0). Considerando-se a existência de praticamente dois corpos alongados dispostos paralelamente, adota-se para este trabalho as denominações de Bloco W e Bloco E para efeito de sistematização dos dados.

Realizou-se a determinação de Fe metálico através da titulação com dicromato de potássio ($\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$). Para a análise, adota-se o seguinte procedimento: pesagem de 0,30 g de pó da amostra e adição de 2,5 ml de $\text{SnCl}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$; dissolução, em chapa quente, com adição de 30 ml de HCl. Resfria-se a solução para a adição de cloreto estanhoso até conversão de todo Fe^{2+} em Fe^{3+} (solução torna-se branca). Em seguida, adição de 15 ml de HgCl. Na sequência, adição de 20 ml de mistura ácida (composta por $\text{H}_3\text{PO}_4 + \text{H}_2\text{SO}_4 + \text{H}_2\text{O}$) e aproximadamente 8 gotas (~5,0 ml) de indicador (difenilamino sulfonato de bário). Leva-se a solução a um agitador magnético e inicia-se a titulação com $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 0,1 N.

O laboratório NOMOS ANÁLISES MINERAIS LTDA, localizado em Duque de Caxias, Rio de Janeiro, realizou todas as análises.

Os resultados das análises químicas encontram-se no **ANEXO IV**, os quais constam nos perfis de avaliação dos recursos. Teores abaixo de 15% foram desconsiderados. A

Tabela IV.2.a sintetiza os principais dados a respeito das análises referentes as áreas norte e sul em amostras coletadas exclusivamente ao longo dos perfis (amostras P). Corpos mapeados que se apresentam desfavoráveis em relação aos teores de Fe e/ou não foi possível coleta de amostras foram desconsiderados na avaliação dos recursos.

Tabela IV.2.a – Resumo das principais características químicas da região de estudo

	Bloco W			Perfil	Bloco E		
	Amostras	t _{mín}	t _{máx}		t _{máx}	t _{mín}	Amostras
ÁREA NORTE	3	15,68	21,60	P 90	-	-	-
	1	29,28		P 91	-	-	-
	1	55,95		P92	-	-	-
	1	33,13		P 93	-	-	-
	1	57,16		P 94	27,35	27,31	2
	3	40,57	46,14	P 104	17,05	15,26	3
	1	33,75		P 106	-	-	-
	1	59,60		P 112	-	-	-
	1	17,01		P 114	-	-	-
	1	21,25		P 120	-	-	-
	2	22,21	36,57	P 122	-	-	-
	2	24,56	35,98	P 126	-	-	-
	1	22,86		P 132	-	-	-
	3	18,68	26,05	P 134	-	-	-
	2	18,39	39,23	P 137	-	-	-
ÁREA SUL	4	16,79	35,08	P 39	16,95		1
	7	22,65	48,32	P 37	21,63	15,85	2
	4	16,58	46,80	P 35	24,95	15,71	7
	4	16,56	46,20	P 01	43,64	19,22	7
	6	21,26	39,17	P 03	16,23	42,67	12
	5	22,05	49,41	P 04	47,13	17,27	14
	-	-	-	P 05	50,40	21,02	11
	4	18,06	33,6	P 06	37,35	17,29	10
	-	-	-	P 07	46,92	21,76	11
	6	15,85	32,12	P 08	27,13	22,08	7
	3	19,98	36,24	P 09	28,89	19,3	7
	7	26,6	41,52	P 10	-	-	-
	5	25,88	41,42	P 12	32,25	17,87	4
	4	26,91	31,72	P 14	28,72	18,3	4
	-	-	-	P 16	46,63	22,17	3
	-	-	-	P 18	20,19		1

t_{mín}: teor mínimo encontrado ao longo do perfil; t_{máx}: teor máximo encontrado ao longo do perfil.

Pela **Tabela IV.2.a** observa-se que o máximo valor de ferro encontrado ao longo dos perfis sistemáticos é da ordem de 59% (perfil 112). Porém, amostras coletadas na campanha regional atingiram valores maiores (BDQ 173 = 71,87% Fe). O teor médio resulta em 30%.

IV.3 – Cálculo de Densidade

Para a determinação da densidade do minério, 20 amostras foram submetidas ao método da Balança de Jolly. Segundo Dana-Hurlbut (1976), esta balança funciona com base em uma mola posicionada na frente de uma escala graduada. Pendura-se, na mola, a amostra cuja densidade relativa se quer determinar. Pelo princípio de Hook, o estiramento da mola é proporcional ao peso do mineral.

A densidade é dada pela fórmula:

$$D = \frac{a}{a-b}$$

a - Posição da mola com a amostra a seco
 b - Posição da mola com o mineral imerso em água

Pela *Lei de Arquimedes*, o empuxo causado no mineral é igual ao volume da água deslocada, sendo assim, a diferença do estiramento da mola nos dá seu volume em água, para densidade da água considerada a 1g/cm³.

O Laboratório de Materiais de Construção Civil – LMCC, do Instituto de Pesquisa Tecnológica – IPT, realizou este processo com uma Balança de Jolly adaptada, onde o estabelecimento da leitura das medidas pelo peso, em gramas, das amostras secas e submersas, substituiu a leitura do estiramento da mola.

A partir das leituras, define-se o resultado pela média aritmética das densidades obtidas em 20 fragmentos coletados ao longo do mapeamento. A densidade média final resulta da média aritmética dos resultados parciais. Estes encontram-se na **Tabela IV.3.a**.

Calculada a média aritmética das densidades parciais, obteve-se para o recurso em questão, uma densidade média correspondente a 2,94 g/cm³. Este foi o valor empregado no cálculo da tonelagem do recurso estudado.

IV.4 – Avaliação dos Recursos

A determinação do potencial dos recursos geológicos baseou-se na área de afloramento do corpo e numa estimativa de até 200 m para sua profundidade.

A definição de blocos parciais através dos contatos geológicos mapeados entre duas seções consecutivas permitiu delimitar área para o cálculo de recursos, considerados como medidos. O nível topográfico mais baixo de cada seção definiu a profundidade máxima considerada para subdivisão dos blocos parciais em cada seção.

A delimitação dos corpos avaliados permitiu observar que as camadas mineralizadas apresentam espessuras aparentes extensas, o que permitiu extrapolar os recursos em profundidade sem ultrapassar a espessura real teórica, em função dos ângulos de caimento

Tabela IV.3.a. – Resultados da determinação de densidade

Amostra	<i>a</i> - peso seco (g)	<i>b</i> - peso submerso (g)	Densidade (g/cm³)
BDQ-225B	228,07	158,75	3,29
BDQ-083	87,54	57,56	2,92
BDQ-062	130,57	94,82	3,65
BDQ-004	114,81	76,71	3,01
BDQ-223	86,62	56,67	2,89
BDQ-225A	122,11	79,52	2,87
BDQ-101	85,29	52,41	2,59
BDQ-224	86,14	54,22	2,70
BD-9-80	43,63	29,80	3,15
BDQ-330/12	68,30	43,45	2,75
BDQ-330/09	129,31	83,37	2,81
BDQ-330/17	64,76	43,19	3,00
BDQ-330/03	89,11	56,12	2,70
BDQ-330/18	52,91	34,96	2,95
BDQ-330/11	97,38	62,52	2,79
BDQ-330/08	169,28	109,48	2,83
BDQ-330/15	62,46	40,06	2,79
BDQ-330/06	204,81	130,88	2,77
BD-9-8H	137,33	97,99	3,49
BDQ-330/05	158,70	101,40	2,77
Densidade Média			2,94

das camadas medidas. Utilizou-se esta premissa para os cálculos dos recursos indicados e inferidos.

Para o cálculo do recurso indicado, estabeleceu-se uma profundidade de 100 metros na vertical a partir da cota definida pelo contato inferior dos recursos medidos de cada seção. Procedimento semelhante adotou-se para o cálculo de recurso inferido através de 100 metros de profundidade adicionados além dos blocos gerados no cálculo do recurso indicado.

Para determinação do volume entre duas seções adjacentes há dois métodos de cálculos: um representado pela média das áreas das seções, e o outro, pelo cálculo do tronco de cone. Realizaram-se os dois procedimentos e a diferença entre eles será discutida adiante.

Considerando-se a existência de praticamente dois corpos alongados dispostos paralelamente, adota-se para este trabalho as denominações de Bloco W e Bloco E para efeito de cálculo dos recursos. Ao final, os valores encontrados foram somados, para representação do montante avaliado.

Os perfis planimetrados de cada seção encontram-se no **ANEXO IV**. O **ANEXO V** traz as tabelas referentes aos cálculos de avaliação dos recursos medidos, indicados e inferidos. A **Tabela IV.4.a** traz resumo com a relação dos perfis planimetrados entre as áreas norte e sul, e apresenta os teores médios dos recursos medidos, e os teores médios dos blocos formados pelas seções adjacentes.

Tabela IV.4.a – Resumo do cálculo de teores das seções e blocos

		Bloco W		Perfil	Bloco E		
		tmb	tms		tms	tmb	
ÁREA NORTE		24,90	19,23	P 90		-	
	39,40		29,28	P 91		-	-
		40,97	55,94	P 92		-	
	43,12		33,13	P 93		-	-
		-	57,16	P 94	27,32	-	
	39,57		43,81	P 104	14,96	-	-
		-	33,75	P 106		-	-
	30,60		59,60	P 112		-	-
		-	17,10	P 114		-	
	25,45		21,25	P 120		-	-
		30,54	29,96	P 122		-	-
	-		31,14	P 126		-	-
		21,76	22,86	P 132		-	-
	22,91		19,99	P 134		-	-
			29,54	P 137			
ÁREA SUL		28,48	24,02	P 39	16,95	17,49	
	31,35		29,79	P 37	17,80		18,59
		36,7	33,05	P 35	18,90	23,19	
	35,45		40,33	P 01	27,09		26,16
		28,56	31,37	P 03	25,39	28,57	
	-		25,89	P 04	30,47		30,65
		-		P 05	30,88	25,66	
	-			P 06	20,86		24,91
		-		P 07	29,13	26,82	
	25,36		24,69	P 08	23,25		23,35
		30,68	26,12	P 09	23,48	-	
	31,46		32,23	P 10			-
		29,73	29,85	P 12	23,66	22,03	
	-		29,58	P 14	20,96		27,51
		-		P 16	39,02	32,9	
				P 18	20,19		

tms: teor médio da seção; tmb: teor médio do bloco formado por duas seções adjacentes.

Pela **Tabela IV.4.a** observa-se que o Bloco E da Área Norte não foi considerado para o cálculo dos recursos em virtude da dificuldade de coleta de amostras nos perfis que abrangem tal área e/ou em função da baixa expressão topográfica deste alvo.

As **Tabela IV.4.b** apresenta os resultados finais referentes aos recursos medidos, indicados e inferidos para a região, com base no método de cálculo de volume pela área média das seções.

Tabela IV.4.b – Resultados da avaliação dos recursos pela área média das seções

Recurso *	VOLUME (m ³ x10 ⁶)			TMD ** (% Fe ⁰)	Densidade Média	Reserva (tonx10 ⁶)
	Região Norte	Região Sul	Total			
MD	9,9	200,8	210,6	27,26	2, 94	168,8
MD + ID	86,3	712,2	798,5	27,77		651,9
MD + ID + IF	162,6	1.223,7	1.386,3	27,88		1.136,3

* MD: medido; ID: indicado; IF: inferido; ** TMD: Teor médio do depósito

Com base nos parâmetros utilizados nota-se que a região tem um potencial em torno de 1,1 bilhões de toneladas de recursos com um teor médio por volta de 27%. Considerando-se a existência de outros corpos com menor potencial, estima-se um acréscimo do potencial total da área.

A **Tabela IV.4.c**, apresenta os resultados finais referentes aos recursos medidos, indicados e inferidos para a região, com base no cálculo de volume pelo método do tronco de cone.

Tabela IV.4.c – Resultados da avaliação dos recursos pelo tronco de cone

Recurso *	VOLUME (m ³ x10 ⁶)			TMD ** (% Fe ⁰)	Densidade Média	Reserva (tonx10 ⁶)
	Região Norte	Região Sul	Total			
MD	9,8	202,1	211,9	27,29	2, 94	170,0
MD + ID	86,2	711,7	797,9	27,79		651,9
MD + ID + IF	162,5	1.221,1	1.383,5	27,87		1.133,7

* MD: medido; ID: indicado; IF: inferido; ** TMD: Teor médio do depósito

Ao adotar o método convencional dos Perfis Padrão para a avaliação dos recursos pesquisados, observa-se que a diferença de resultados nos cálculos dos volumes dos blocos pelos diferentes métodos é menor do que 1,0 %.

Yamamoto (2001) retrata que a equação da área média é precisa quando as áreas são aproximadamente iguais. A **Figura IV.4.a** apresenta o erro volumétrico como diferença entre os volumes real e o calculado pela equação da área média para sólidos com variação de área de 0% a 100% (cilindro, tronco de cone e cone).

Com base no gráfico comparativo, adota-se que os volumes e os valores de recurso provenientes da equação do tronco de cone são mais representativos para a ocorrência

estudada, visto que as áreas das seções apresentam diferenças significativas umas das outras. Mesmo assim a diferença entre os dois procedimentos executados é relativamente baixa, o que nos permite afirmar que o erro no processo adotado é aceitável em função do uso de métodos convencionais de avaliação de recursos.

Figura IV.4.a - Erro volumétrico da equação da área média para sólidos com variação de área de 0% a 100% (Yamamoto 2001).

IV.5 – Viabilidade Técnico-Econômica

Rampazzo (2007) realizou ensaio de beneficiamento no laboratório Nomos Análises Minerais Ltda, onde estabeleceu rota de processamento do recurso em estudo. Na mesma as amostras foram homogeneizadas, quarteadas, cominuídas até 200# (74 microns) e scrubadas, sendo a polpa resultante separada magneticamente em três etapas: 2.000, 4.000 e 11.000 Gauss, respectivamente. A **Tabela IV.5.a** mostra os resultados obtidos em amostra com 41,94% de Fe total.

Os resultados do teste mostram que foi possível recuperar até 33,99% em peso da amostra, à intensidade de 2.000 Gauss, com um teor médio de 57,85% de Fe total, que corresponde a 46,89% de ferro contido. E mais 29,78% em peso, quando processado a 4.000 Gauss, com um teor médio de 53,12% de Fe total e que corresponde a 37,72% de ferro contido. Quando se faz a separação magnética a 11.000 Gauss, recuperou-se um

adicional de 1,16% em massa com um teor de 49,49% de Fe total e que corresponde a 1,36 % de ferro contido.

Tabela IV.5.a - Resultado da separação magnética em amostra volumétrica

Intensidade	Peso (g)	% peso	% Fe (T)	% Fe contido
2000	362,60	33,99	57,85	46,89
4000	317,63	29,78	53,12	37,72
11000	12,41	1,16	49,49	1,36
Σ (Produtos magnéticos)	692,64	64,93	55,52	85,97
Não magnético	374,03	35,07	16,78	14,03
Total	1.066,67	100,00		100,00

Fonte: Nomos Análises Minerais Ltda

A recuperação final foi de 64,93% em massa, com um teor médio de 55,52% de Fe total e com 85,97% de recuperação de ferro contido.

O produto obtido com a separação magnética no teste efetuado passou ainda por um teste de flotação em bancada.

O teste de flotabilidade constou do condicionamento em solução de NaOH a 10% de concentração até atingir um pH de 11. Após esse condicionamento, foi adicionado o amido pré-gelatinizado, até atingir um pH de 12. Em seguida, foram geradas bolhas minúsculas dando início à flotação do quartzo. O resultado obtido nessa etapa de separação foi um concentrado final com teor superior a 69% Fe total.

Realizou-se também análise de fósforo no concentrado magnético e no concentrado após ensaio de flotabilidade, visto que sua quantidade deve ser baixa (< 0,05%) já que altos teores deixam o aço quebradiço. A análise consiste na formação de um complexo colorido de fósforo com molibdênio para posterior leitura em colorímetro através de curva de padrões comparativos. Uma alíquota de 1,0 g de amostra homogeneizada foi submetida à abertura através de ataque ácido (ácido fluorídrico, perclórico, nítrico e clorídrico). Após dissolução completa da amostra, foi realizada a reação colorimétrica com sulfito de sódio, sulfato de hidrazina e molibdato de amônia.

Os resultados do concentrado magnético e o de flotabilidade mostraram teores de 0,020 e 0,015 respectivamente, o que os enquadram dentro dos limites praticados pelos produtores do recurso em questão no Brasil e aceitos internacionalmente.

A viabilidade técnica de geração de produto final que atenda as especificações de mercado tem ainda, como aspecto favorável para o recurso em questão, além de atributos técnicos, os econômicos, já que nos últimos anos, o Brasil adquiriu importância como

exportador de semi-acabados de aço, com uma participação que em 2004 representava mais de 10% do comércio mundial destes produtos.

O mercado interno enfrenta ainda uma carência crescente de chapas grossas e galvanizadas, coberta por importações cada vez maiores. De fato, as importações brasileiras de chapas grossas passaram de 30.441 t de janeiro a agosto de 2006 para 149.303 t (+390%) no mesmo período de 2007, enquanto que as de chapas zincadas a quente, cresceram de 15.433 t para 26.612 t em períodos equivalentes (Brasil 2008).

A **Tabela IV.5.b** apresenta a distribuição regional do consumo de produtos planos e longos no Brasil em 2006; os dados nela apresentados mostram que naquele ano o consumo do Estado de São Paulo e dos três Estados que compõem a Região Sul representou 2/3 (ou 66,8%) do total nacional.

Tabela IV.5.b – Distribuição regional do consumo aparente de produtos do aço – 2006

Unid.: 1.000 t

REGIÕES	PRODUTOS PLANOS			PRODUTOS LONGOS			TOTAL PRODUTOS
	AÇOS AO CARBONO	AÇOS LIGADOS/ ESPECIAIS	TOTAL PLANOS	AÇOS AO CARBONO	AÇOS LIGADOS/ ESPECIAIS	TOTAL LONGOS	
<u>NORTE</u>	57	1	58	195	8	203	261
<u>NORDESTE</u>	548	8	556	741	28	769	1.325
BA	150	2	152	248	13	261	413
CE	265	4	269	227	-	227	496
PE	74	2	76	82	4	86	162
Outros	59	-	59	184	11	195	254
<u>CENTRO-OESTE</u>	213	2	215	299	-	299	514
MT / MS	39	2	41	112	-	112	153
GO / DF	174	-	174	187	-	187	361
<u>SUDESTE</u>	7.768	351	8.119	4.144	734	4.878	12.997
MG	1.298	22	1.320	1.132	65	1.197	2.517
ES	115	18	133	261	12	273	406
RJ	603	10	613	400	111	511	1.124
SP	5.752	301	6.053	2.351	546	2.897	8.950
<u>SUL</u>	1.996	178	2.174	1.161	101	1.262	3.436
PR	491	9	500	331	5	336	836
SC	531	112	643	404	20	424	1.067
RS	974	57	1.031	426	76	502	1.533
TOTAL	10.582	540	11.122	6.540	871	7.411	18.533

Fonte: IBS – Mercado Brasileiro de Aço - 2007

Neste cenário, a região de Bodoquena apresenta ainda uma localização interessante para um eventual abastecimento do mercado interno, uma vez que a logística disponível na região onde se localiza o conecta facilmente aos Estados de São Paulo e da Região Sul do país, onde se concentra 2/3 do consumo aparente nacional, tendo representado cerca de 12,3 milhões t de produtos em 2006.

IV.6 – Conclusões

O estudo de avaliação regional dos recursos de Bodoquena, através do uso do método convencional dos Perfis Padrão, mostra que a região tem um potencial em torno de um bilhão de toneladas de recursos de ferro. Considerando-se a existência de outros corpos com menor potencial, estima-se um acréscimo do potencial total da área.

Em função da alta variação dentre os diferentes blocos delimitados, o teor médio do depósito resultou em cerca de 27% de Ferro a uma densidade de 2,94.

A diferença no volume calculado tanto pela média das áreas entre as seções, como pelo método do tronco de cone, resultou numa diferença menor que 1%, o que demonstra um erro nos cálculos relativamente baixo em função do uso de métodos convencionais.

Ensaio de beneficiamento que visaram aproveitamento futuro do recurso em questão demonstraram uma recuperação final de aproximadamente 65% em massa, com um teor médio de 55% de Fe total a uma recuperação de 86% do ferro contido. Isto implica em produtos que, atualmente, atendem as especificações de mercado.

Não apenas ferro, mas o teor de fósforo também enquadra-se dentre as limitações exigidas em produto comercializável.

Em virtude da coexistência numa região próxima dos principais insumos demandados por um empreendimento siderúrgico quais sejam, quantidade de recursos, calcário, água, energia elétrica, gás natural e infra-estrutura urbana, de transporte e de comunicações, que apresentam-se em disponibilidade na região, entende-se que a região de Bodoquena tenha vocação para se inserir em um projeto voltado à fabricação de produtos semi-acabados e/ou acabados. Tal estratégia, além de agregar valor aos insumos locais, otimizaria os gastos com logística, além de se tirar proveito dos recursos naturais existentes e de custos operacionais mais baixos.

V. ASPECTOS GEOQUÍMICOS

Além da sua importância econômica, formações ferríferas constituem um dos temas geológicos de grande importância na compreensão dos fenômenos que levaram à evolução da vida, dos oceanos e da atmosfera no Pré-Cambriano (Trendall 2002, Beukes & Gutzmer 2004, Klein 2005). Os aspectos geoquímicos das formações ferríferas apresentam características indicativas das condições genéticas.

A questão sobre qual a origem do ferro motivou a realização de estudos extensivos sobre Elementos Terras Raras o que apontam para resultados consistentes à derivação do ferro a partir de fontes vulcânicas (Fryer 1983, Klein & Beukes 1989, Gross 1991, entre outros). Para o referido modelo evolutivo, as formações ferríferas depositariam-se a partir de precipitação química de salmouras hidrotermais, que, em ambiente oxidante, geraria anomalia positiva de Eu, que seria tanto maior quanto mais próximo da fumarola. Esta assinatura geoquímica atualmente se reproduz pela mistura de soluções hidrotermais de alta-temperatura com águas oceânicas (Dymek & Klein 1988).

O enfoque deste capítulo é o de descrever os resultados analíticos dos elementos maiores, menores e Elementos Terras Raras da formação ferrífera em estudo de forma a relacioná-los aos processos geoquímicos e ambientais responsáveis de deposição, assim como discutir as evidências dos modelos glaciogênicos de formação ferrífera.

V.1 – Coleta e Tratamento das Amostras

As amostras utilizadas neste estudo englobam trincheira aberta na Fazenda São Manoel, localizada na porção sul da área de estudo (20°39'18.81"S / 56°36'20.47"W) e paredão com exposição contínua por cerca de 30 m de altura na Fazenda Cachoeirinha, porção norte da região, às margens do Rio Betione (20°32'40.50"S / 56°36'37.89"W). As duas regiões selecionadas apresentam boa exposição, além da variação entre metadiamicrito ferruginoso até porções finamente laminadas e concentradas em ferro.

V.2 – Métodos Analíticos

A análise de elementos maiores e menores empregaram a técnica de Fluorescência de Raios-X (FRX). A preparação destas amostras, no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do Instituto de Geociências da USP, consistiu de fragmentação com marreta e prensa, lavagem e secagem, separação das partes alteradas (catação), britagem e

quarteamento seguido de pulverização em moinho de anéis utilizando panela de ágata. Para elementos menores, ainda é necessário micronização, pesagem de 7,5g da amostra e 20% de ligante (parafina), homogeneização manual e prensagem.

O Laboratório de Raios-X do DMP-IG da USP realizou as análises em pastilhas fundidas e prensadas para os elementos maiores SiO_2 , Al_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Fe_2O_3 e os elementos menores Ba, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, Sr, Y, Zn e Zr. A calcinação da amostra em mufla, a 1.000°C determinou a perda ao fogo (PF).

A análise de Elementos Terras Raras (ETR) e demais elementos traços analisados empregou a técnica de ICP-MS. O procedimento de abertura de 100 mg destas amostras utilizados foi o de ataque ácido em forno de microondas. Os procedimentos analíticos utilizados para o ICP-MS encontram-se em Navarro *et al.* (2008). As amostras foram normalizadas tanto para condrito, como para o NASC, ambos de Taylor & McLennan (1985). Os materiais de referência utilizados encontram-se em laudo do Laboratório de Química e ICP do DMG-IG-USP (**ANEXO VI**).

V.3 – Resultados

Formações ferríferas são rochas quimicamente simples. O resultados analítico das amostras analisadas mostrou que Fe_2O_3 somado à SiO_2 variam de 77,2% a 93,7%, com teores de Fe_2O_3 entre 21,5% a 76,4%. Teores elevados de Al_2O_3 (2,8 - 11,3%), P_2O_5 (0,3 - 1,2%), TiO_2 (0,3 - 0,6%) e Zr (30 - 153 ppm), e a forte correlação de Al com Rb ($r = 0,97$), Ti ($r = 0,97$) e Zr ($r = 0,93$), e moderada entre Al e P ($r = 0,63$), evidenciam contribuição detrítica durante a formação dos sedimentos químicos (**Figura V.3.a**). Esta característica também se evidencia pela marcante presença de clastos detríticos na formação ferrífera, e explica os elevados teores de K_2O (1,2 - 3,6%) Na_2O (0,39 - 2,9%) e CaO (0,1 - 1,7%) devido a presença, principalmente, de feldspato detrítico. Teores de Mn são praticamente nulos. Elementos menores medidos (Ba, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, Sr, Th, U e Zn) não apresentaram valores significativos. A **Tabela V.3.a** mostra os resultados das análises.

Há uma clara diferenciação química entre as amostras da região sul, quando comparadas com a região norte, que apresenta maior contribuição detrítica.

Figura V.3.a – Correlação interelementar. Notar que Al_2O_3 correlaciona-se muito bem com TiO_2 , Rb e Zr, e de forma moderada com P_2O_5 , o que sugere uma participação de componentes detríticos durante a deposição.

Tabela V.3.a - Resultados químicos dos elementos analisados.

Amostra / Elementos	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	BDQ 330/2	BDQ 330/8	BDQ 330/12	BDQ 330/13	BDQ 330/17	BDQ 330/18	BDQ 9/8C	BDQ 9/8D	BDQ 9/8E	BDQ 9/8F
%										
SiO_2	45,56	54,94	55,69	48,3	47,08	46,96	15,86	32,02	40,82	34,92
Al_2O_3	9,81	9,68	11,26	7,86	5,89	6,59	3,43	3,45	3,08	2,81
MnO	0,047	0,12	0,051	0,035	0,201	0,143	0,034	0,014	0,034	0,02
MgO	1,78	1,27	1,52	1,19	0,76	0,74	0,35	0,32	0,25	0,26
CaO	0,65	0,87	0,58	0,39	1,67	0,75	< 0,01	0,14	0,04	< 0,01
Na_2O	2,86	0,84	2,15	1,45	1,52	0,95	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02
K_2O	2,38	3,53	3,62	2,66	1,56	2,22	1,48	1,42	1,16	1,23
TiO_2	0,638	0,538	0,585	0,494	0,373	0,431	0,304	0,237	0,236	0,252
P_2O_5	0,474	0,555	0,395	0,284	1,24	0,586	0,162	0,309	0,354	0,162
Fe_2O_3	33,39	25,19	21,48	34,91	37,98	38,12	76,37	61,58	52,85	57,92
PF	2,02	1,86	2,08	1,77	0,92	1,54	0,73	0,58	1,99	1,49
Total	99,61	99,39	99,41	99,34	99,19	99,03	98,72	100,07	100,81	99,06
ppm										
Ba	331	616	707	475	519	381	340	338	403	353
Cr	50	36	26	30	29	35	31	28	21	42
Cu	35	30	26	27	29	18	13	7	11	6
Ni	23	18	9	15	19	16	11	12	10	12
Rb	136,99	155,22	162,61	145,38	73,04	89,07	39,05	38,23	36,65	39,75
Sr	72,87	76,92	50,77	31,33	147,83	64,85	2,6	11,73	157,84	6,53
Y	21,55	23,66	26,62	23,57	38,25	22,99	8,82	8,21	11,68	12,1
Zn	88	57	57	56	51	46	77	23	23	22
Zr	153,19	117,94	116,48	105,1	92,58	101,72	37,67	29,88	37,24	37
Nb	14,86	12,02	12,04	10,35	11,05	11,93	2,85	3,21	2,98	2,88
Cs	5,85	2,28	3,98	3,71	2,22	1,82	0,95	0,9	0,91	0,79
Hf	4,27	3,56	3,47	2,99	2,41	2,63	1,09	0,83	0,98	0,88
Pb	4,53	4,94	5,79	10,84	7,25	3,34	42,4	2,12	3,61	1,93
Th	13,11	11,27	12,49	9,95	7,68	8,84	3,24	2,75	2,91	2,86
U	1,33	1,14	1	0,98	0,94	0,92	0,3	0,21	0,36	0,38

Amostras 1 – 6: área norte (Fazenda Cachoeirinha); 7 – 10: área sul (Fazenda São Manoel)

V.3.1. Geoquímica dos Elementos Terras Raras

Os dados geoquímicos referentes às dez amostras analisadas encontram-se na **Tabela V.3.1.a**. Define-se quantitativamente a anomalia de Eu*, segundo Spier *et al.* (2007) como:

$$\frac{Eu}{Eu^*} = \left(\frac{Eu / Eu_{NASC}}{Sm / Sm_{NASC}} \times \frac{Gd}{Gd_{NASC}} \right)^{1/2}$$

onde Eu* refere-se a concentração hipotética de Eu. A realização do cálculo da anomalia de Ce foi com procedimento similar. As razões entre La e Yb (La/Yb), La e Sm (La/Sm) assim como Sm e Lu (Sm/Lu) referem-se ao grau de enriquecimento dos ETR leves em relação aos pesados.

Tabela V.3.1.a – Elementos Terras Raras.

Amostra / Elementos	1 BDQ 330/2	2 BDQ 330/8	3 BDQ 330/12	4 BDQ 330/13	5 BDQ 330/17	6 BDQ 330/18	7 BDQ 9/8C	8 BDQ 9/8D	9 BDQ 9/8E	10 BDQ 9/8F
La	49,12	35,51	35,67	29,72	36,03	33,91	22,92	16,71	15,04	16,87
Ce	108,13	73,29	74,74	61,34	70,82	71,06	53,6	36,47	33,2	34,9
Pr	12,95	9,43	9,52	7,61	9,28	9,01	6,24	4,47	4,44	4,24
Nd	48,45	36,1	36,06	29,06	36,27	34,58	25,39	18,06	18,73	16,46
Sm	8,68	7,08	7,2	5,52	7,45	6,38	4,71	3,49	3,51	2,75
Eu	1,46	1,3	1,33	0,99	1,62	1,18	0,83	0,68	0,6	0,48
Gd	5,68	5,16	5,42	4,37	6,86	5,26	3,61	2,93	2,81	2,35
Tb	0,86	0,88	0,93	0,68	1,16	0,78	0,44	0,41	0,4	0,33
Dy	4,45	4,59	5	3,76	6,31	4,06	2,61	2,48	2,53	2,2
Ho	0,89	0,91	1,03	0,82	1,31	0,83	0,51	0,46	0,51	0,46
Er	2,57	2,58	2,92	2,43	3,52	2,32	1,66	1,42	1,58	1,5
Tm	0,41	0,41	0,46	0,39	0,51	0,36	0,22	0,18	0,21	0,2
Yb	2,76	2,73	3,02	2,59	3,13	2,37	1,78	1,47	1,59	1,53
Lu	0,45	0,43	0,48	0,41	0,48	0,38	0,28	0,22	0,24	0,24
Σ ETR	246,87	180,4	183,77	149,7	184,75	172,47	124,79	89,46	85,39	84,51
La/Yb	17,80	13,01	11,81	11,47	11,51	14,31	12,88	11,37	9,46	11,03
La/Sm	5,66	5,02	4,96	5,38	4,84	5,32	4,87	4,79	4,28	6,13
La/Ce	0,45	0,48	0,48	0,48	0,51	0,48	0,43	0,46	0,45	0,48
Ce/Ce*	1,30	1,07	1,09	0,96	1,04	1,06	0,93	0,76	0,76	0,72
Eu/Eu*	0,93	0,93	0,96	0,84	1,17	0,94	0,76	0,72	0,66	0,61
Eu/Sm	0,17	0,18	0,19	0,18	0,22	0,18	0,18	0,19	0,17	0,18
Sm/Lu	19,1	16,37	15,03	13,34	15,41	16,81	16,87	15,99	14,4	11,66

Amostras 1 – 6: área norte (Fazenda Cachoeirinha); 7 – 10: área sul (Fazenda São Manoel).

A variação na quantidade de ETR das amostras analisadas é da ordem de 84 a 246 ppm, com média de 150 ppm, semelhante ao valor do NASC (160 ppm). Todas as amostras apresentam padrões similares (**Figura V.3.1.a**) e mostram claramente, enriquecimento nos elementos leves (La/Yb entre 9,46 e 17,80) em comparação aos pesados, quando observados no gráfico de normalização condritica. Os resultados mostram ainda

fracionamento dos ETR leves (La/Sm entre 4,28 e 6,13) e pronunciada anomalia negativa de Eu (Eu/Eu^* entre 0,61 e 0,96), com exceção da amostra 5. No geral, as amostras da porção norte apresentam anomalia positiva de Ce pouco pronunciada (Ce/Ce^* entre 1,04 e 1,30), exceto pela amostra 4; na porção sul, todas as amostras apresentam valores negativos.

Figura V.3.1.a – Padrão de comportamento para ETR da porção norte da área de estudo (Fazenda Cachoeirinha – linhas azuis) e sul (Fazenda São Manoel – linhas pretas). (A) normalização condritica: claro enriquecimento dos elementos leves em relação aos pesados com pronunciada anomalia negativa de Eu; (B) normalização NASC: padrão de distribuição com anomalias atenuadas.

V.4 – Discussão sobre os ETR

A **Tabela V.4.a** compara as relações de ETR da ocorrência de Bodoquena com depósitos de formação ferrífera com associação vulcânica, assim como depósitos sem relação com rochas vulcânicas.

Tabela V.4.a – Razões de ETR e Σ ETR.

GRUPO DE AMOSTRAS	La/Sm	La/Ce	Eu/Sm	Sm/Lu
Bodoquena (10) ¹	5,12 (1,78)	0,47 (0,99)	0,18 (0,04)	15,50 (6,39)
Associação Vulcânica				
New Brunswick, Canadá (18) ³	5,51 (1,88)	0,73 (0,50)	2,76 (2,37)	9,38 (4,87)
Ontário, Canadá (16) ⁴	5,85 (1,63)	0,82 (0,01)	1,52 (0,84)	6,91 (3,95)
Sem Associação Vulcânica				
Hamersley (8) ⁵	6,34 (2,47)	0,54 (0,10)	0,71 (0,60)	4,55 (3,00)
Transvaal (27) ⁶	6,74 (2,18)	0,74 (0,20)	0,40 (0,07)	4,48 (1,93)
Sokoman (16) ⁷	5,90 (1,70)	0,58 (0,15)	0,34 (0,07)	10,64 (7,77)
Jacadiço-Boqui Fe/Mn (32) ²	5,66 (1,84)	0,63 (0,26)	0,19 (0,04)	8,09 (3,54)
Jacadiço (6) ⁸	4,35 (0,54)	0,59 (0,08)	0,23 (0,02)	6,31 (5,13)
Rapitan (5) ⁹	3,60 (0,80)	0,48 (0,04)	0,27 (0,01)	7,67 (3,67)

NOTA: O nome do grupo acompanha, em parênteses, o número de amostras; desvio padrão em parênteses vem abaixo do valor médio das razões de cada grupo.

FONTE: 1 – Este estudo; 2 – Graf *et al.* (1994); 3 – Graf (1977); 4 – Barrett *et al.* (1988); 5 – Fryer (1977a); 6 – Klein & Beukes (1989); 7 – Fryer (1977b); 8 – Klein & Ladeira (2004); 9 – Klein & Beukes (1993).

As relações entre La/Sm e La/Ce da formação ferrífera de Bodoquena são similares a de outros grupos de formação ferrífera, porém os valores de Eu/Sm são muito menores, exceto pelo Urucum, comparativamente as demais ocorrências, devido as rochas do presente estudo apresentarem anomalia negativa de Eu. Caracteristicamente, formações ferríferas apresentam anomalia positiva de Eu o que aponta para a origem do ferro como proveniente de fontes vulcânicas (Fryer 1983, Klein & Beukes 1989, Gross 1991, entre outros). A **Figura V.4.a** apresenta o padrão de ETR de outras ocorrências de formação ferrífera em ordem decrescente de idade. Todos os padrões de distribuição mostram similaridades e pronunciada anomalia positiva de Eu. Esta assinatura geoquímica atualmente se reproduz pela mistura de soluções hidrotermais de alta-temperatura com águas oceânicas (Dymek & Klein 1988). Nota-se ainda uma tendência consistente no

decréscimo da concentração de ETR assim como no tamanho da anomalia positiva de Eu conforme o decréscimo de idade. Este decréscimo sugere um declínio de contribuição hidrotermal nas bacias oceânicas do Arqueano ao Neoproterozóico (Klein 2005). Bau & Möller (1993) concluíram que este decréscimo na anomalia positiva de Eu resulta em uma redução de temperatura das soluções hidrotermais em virtude do decréscimo da temperatura do manto superior.

Figura V.4.a – Comparação no padrão de ETR, normalizados ao NASC, de formações ferríferas de vários períodos do Pré-Cambriano (modificado de Klein 2005).

O padrão das ocorrências do Neoproterozóico, Urucum e Rapitan, apresentam clara distinção das demais sendo a anomalia de Eu muito pouco pronunciada. Diante disso, Klein (2005) conclui que o componente hidrotermal responsável pela fonte dos metais (Fe, Mn e Si) parece estar muito mais diluído do que nas ocorrências mais antigas.

Para Bodoquena, o padrão de comportamento dos ETR apresenta características típicas de sedimentos terrígenos, muito similar ao *Post Archean Shale Composite* (PAAS) de Taylor & McLennan (1985) (**Figura V.4.b**)

Figura V.4.b – Padrão médio dos ETR referente a 10 amostras de Bodoquena. PAAS plotado em vermelho.

Pelo fato de anomalias positivas de Eu fazerem referência à contribuição hidrotermal na formação de depósitos ferríferos, os baixos valores de Eu/Sm sugerem que a contribuição hidrotermal foi mínima ou até mesmo ausente para a ocorrência descrita.

Evidências geológicas sugerem que a Formação Puga deve ter se depositado num ambiente hidrotermal distal misto com a precipitação de fluidos ferríferos hidrotermais em sedimentos detríticos glaciais ou, sedimentos detríticos com contribuição de um componente glacial, o que favorece a interpretação de um ambiente que foi periodicamente coberto por gelo (**Figura V.4.c**). A distância da fonte teria feito com que o Eu oxidasse e depositasse próximo às fumarolas. A salmoura então migraria até próximo ao continente e precipitaria em sedimentos sem apresentar anomalia positiva de Eu.

Figura V.4.c – Modelo tectônico e ambiental sugestivo da deposição de Bodoquena com precipitação de fluidos ferríferos hidrotermais distantes das fontes em sedimentação detritica glacial (modificado de Robb 2005).

V.5 – Conclusões

Quimicamente, as rochas estudadas são relativamente simples, compostas essencialmente por Fe, Si e O, o que caracteriza e distingue formações ferríferas dos demais grupos de rochas. A forte correlação de Al com Ti, Rb e Zr, e de maneira moderada com P, indica contribuição detritica na deposição. Esta característica também se evidencia pela marcante presença de clastos detriticos na formação ferrífera, e explica os elevados teores de K, Na e Ca devido a presença, principalmente, de feldspato detritico.

Os padrões de ETR da ocorrência de formação ferrífera de Bodoquena são semelhantes e mostram enriquecimento nos ETR leves em relação aos pesados, assim como fracionamento dos leves. As rochas apresentam ainda pronunciada anomalia negativa de Eu, o que as enquadra em padrões similares a de rochas detriticas.

As razões entre os ETR mostrou que os valores de Eu/Sm são muito menores comparativamente com as demais ocorrências, devido as rochas do presente estudo apresentarem anomalia negativa de Eu.

Evidências geológicas sugerem que a Formação Puga deve ter se depositado num ambiente hidrotermal distal misto com a precipitação de fluidos ferríferos hidrotermais em sedimentos detriticos glaciais ou, sedimentos detriticos com contribuição de um componente glacial, o que favorece a interpretação de um ambiente que foi periodicamente coberto por gelo. A distância da fonte teria feito com que o Eu oxidasse e depositasse próximo às fumarolas. A salmoura então migraria até próximo ao continente e precipitaria em sedimentos sem apresentar anomalia positiva de Eu.

VI – CONCLUSÕES

A formação ferrífera relacionada aos depósitos glaciogênicos da Formação Puga, revelou alto potencial em termos de recursos geológicos, visto que a ocorrência inicialmente descrita foi devidamente ampliada e caracterizada. Tal fato ficou claro diante de processamento de dados aeromagnéticos que, integrados aos dados geológicos, se mostraram eficazes para o delineamento da área de ocorrência, assim como sugerir novos alvos exploratórios. Tal fato, porém, só foi possível após transformações feitas por micronivelamento, em relação à análise direta das imagens geofísicas.

A exploração do alvo em questão revelou não só as relações com as demais unidades, mas principalmente, permitiu, com a diferenciação dos litotipos do alvo de estudo, diferenciar, em escala regional, uma unidade de mapeamento, visto a expressão superficial do mesmo.

Dentre as variações observadas, é marcante a constituição essencialmente por óxidos de granulação fina disseminados em matriz argilosa. A presença de clastos variados em meio à deposição química, sugestiva de ambiente glacial, não permite a observação de tais relações visto que ação tectônica oblitera as feições sedimentares. Estas deformações, por sua vez, refletem os padrões deformacionais do Ciclo Brasileiro, que apresentam-se, caracteristicamente através de xistosidade NS, por vezes crenulada, com caimento para leste.

As evidências geológicas observadas mostram ainda que a deposição da Formação Puga teve contribuição de um componente glacial, provavelmente relacionado ao evento do período Varangeriano/Marinoano.

Quimicamente, as rochas estudadas são relativamente simples, compostas essencialmente por Fe, Si e O, o que caracteriza e distingue formações ferríferas dos demais grupos de rochas. A forte correlação de Al com Ti, Rb e Zr, e de maneira moderada com P, indica contribuição detrítica na deposição. Esta característica também se evidencia pela marcante presença de clastos detríticos na formação ferrífera, e explica os elevados teores de K, Na e Ca devido a presença, principalmente, de feldspato detrítico.

Os padrões de ETR da ocorrência de formação ferrífera de Bodoquena são semelhantes e mostram enriquecimento nos ETR leves em relação aos pesados, assim como fracionamento dos leves. As rochas apresentam ainda pronunciada anomalia negativa de Eu, o que as enquadra em padrões similares a de rochas detríticas.

As razões entre os ETR mostrou que os valores de Eu/Sm são muito menores comparativamente com ocorrências do Arqueano ao Neoproterozóico, devido as rochas do presente estudo apresentarem anomalia negativa de Eu.

Evidências geológicas sugerem que a Formação Puga deve ter se depositado num ambiente hidrotermal distal misto com a precipitação de fluidos ferríferos hidrotermais em sedimentos detríticos glaciais ou, sedimentos detríticos com contribuição de um componente glacial, o que favorece a interpretação de um ambiente que foi periodicamente coberto por gelo. A distância da fonte teria feito com que o Eu oxidasse e depositasse próximo às fumarolas. A salmoura então migraria até próximo ao continente e precipitaria em sedimentos sem apresentar anomalia positiva de Eu.

Com base nos aspectos geológicos, geofísicos e geoquímicos levantados realizou-se o estudo de avaliação regional dos recursos de Bodoquena, através do uso de métodos convencionais. O uso do método dos Perfis Padrão mostra que a região tem um potencial em torno de um bilhão de toneladas de recursos de ferro. Considerando-se a existência de outros corpos com menor potencial, estima-se um acréscimo do potencial total da área.

O teor “*in situ*” do recurso é variável com um mínimo de 15%, e 71,87% Fe o maior valor registrado. Em virtude desta alta variação, o teor médio do depósito com base nos diferentes blocos delimitados, resultou em cerca de 30% de Ferro a uma densidade de 2,94.

A diferença no volume calculado pelos diferentes métodos utilizados resultou numa diferença menor que 1%, o que demonstra um erro nos cálculos relativamente baixo em função do uso de métodos convencionais.

Ensaio de beneficiamento que visaram aproveitamento futuro do recurso em questão demonstraram uma recuperação final de aproximadamente 65% em massa, com um teor médio de 55% de Fe total a uma recuperação de 86% do ferro contido. Isto implica em produtos que, atualmente, atendem as especificações de mercado.

Em virtude da coexistência numa região próxima dos principais insumos demandados por um empreendimento siderúrgico quais sejam, quantidade de recursos, e demais infra-estrutura necessária tais como calcário, água, energia elétrica, gás natural e infra-estrutura urbana, de transporte e de comunicações, que apresentam-se em disponibilidade na região, entende-se que a região de Bodoquena tenha vocação para se inserir em um projeto voltado à fabricação de produtos semi-acabados e/ou acabados. Tal estratégia, além de agregar valor aos insumos locais, otimizaria os gastos com logística, além de se tirar proveito dos recursos naturais existentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M. de 1948. Origem dos minérios de Ferro e Manganês de Urucum. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 119: 1-58.
- Almeida F.F.M. de 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim 219:1-96.
- Almeida, F.F.M. de 1984. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: O Pré-Cambriano do Brasil (ALMEIDA F.F.M. & HASUI Y., coord.). São Paulo, Edgard Blücher, p. 265-281.
- Almeida, F.F.M. de 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 2, Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia, 1985, 3-14.
- Alvarenga C.J.S. 1990. Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton. Exemple de chaîne Paraguai d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil. Thèse doct. Univ. Aix-Marseille III, France, 177 p.
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the later Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92**:85-105.
- Alvarenga C.J.S. Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. In.: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomas Filho, A., Campos, D.A. (eds). Tectonic Evolution of South América. 31st. International Geological Congress. Rio de Janeiro, p. 183-193,
- Alvarenga C.J.S., Santos R.V., Dantas R.V. 2004. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, 131: 1-21.
- Alvarenga S.M., Brasil A.E., Del'Arco D.M. 1982. Geomorfologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SF-21 Campo Grande. Rio de Janeiro, MME. P. 125-184. (Levantamento de Recursos Naturais, 28).
- Babinski M., Boggiani P.C., Trindade R.I.F., Fanning M. 2008. Datação U-Pb SHRIMP de zircões detríticos de diamictitos glaciais da Formação Puga, Faixa Paraguai Sul: qual a idade de deposição e de onde vêm os sedimentos? In: 44º Congresso Brasileiro de Geologia, 2008, Curitiba-PR. Anais, 2008. p.11
- Balaram V., Manikyamba C., Ramesh S.L., Anjaiah K.V. 1992. Rare earth element determination in iron formation reference samples by ICP-MS. *Atomic Spectroscopy*, 13(1): 19-25
- Baranov W. 1975. Potential fields and their transformations in Applied Geophysics. Berlin, Geoexploration Monographs Gebrueder-Bomtraeger. 121p. (Series 1, nº 2)
- Barret T.J., Fralick P.W., Jarvis I. 1988. Rare-earth-element geochemistry of some Archean iron formations north of Lake Superior, Ontario, Canada. *Canadian Journal of Earth Science*, 27, 570-580.
- Bau M. & Möller P. 1993. Rare earth element systematics of the chemically precipitated component in Early Precambrian iron-formations and the evolution of the terrestrial atmosphere-hydrosphere-lithosphere system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 2239-2249.

- Beukes N.J. & Gutzmer J. 2004. Distribution, Genesis and Palaeocological Significance of Iron Formation Through Time. In: 1st Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana, Extend Abstracts, IGCP-478, Second Meeting, Brazil, p. 6-7.
- Boggiani P.C. 1998. Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. Tese de Doutorado, IGc-USP, 181p.
- Boggiani P.C., Babinski M., Yamamoto J.K., Fairchild T. R., Riccomini C., Diratgitch A.A., Liu D. 2005. U-Pb SHRIMP investigation of ash beds in the Corumbá Group (Ediacaran), Paraguay Belt, Brazil. In: 2nd Symposium on Neoproterozoic – Early Palaeozoic Events in southwestern Gondwana. Windhoek, Namibia, IGCP 478. Abstracts, p. 8-9.
- Boggiani P.C., Piacentini T., Fairchild T.R., Yamamoto J.K., Campanha G.A.C., Sá F.R., Zuquim M. de P.S. 2006. Banded Iron Formation (BIF) associated with glacial sediments of the Puga Formation (Marinoan) in the Serra da Bodoquena (Mato Grosso do Sul, Brazil). In: Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic events in SW-Gondwana, Expanded Abstracts, IGCP-478, Meeting, Punta del Este – Uruguay, p. 227-229.
- Bond G.C., Nickeson P.A., Kominz M.A. 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 595 Ma: New evidence and implications for continental histories. *Earth Planetary Sciences Letters*, 70: 325-345.
- Bonham-Carter G.F. 1994. *Geographic information systems for geoscientists: modelling with gis. Computer methods in the geosciences*. Pergamon, Ottawa, 398p.
- Brasil. 2008. Ministério de Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Sumário Mineral. Brasília, DNPM.
- Breitkopf J.H. 1988. Iron formations related to mafic volcanism and ensialic rifting in the southern margin zone of the Damara orogen, Namibia. *Precambrian Research*, 38:111-130.
- Briggs I.C. 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, 39:39-48.
- Corrêa J.A., Correia Filho F.C.L., Sóslewski G., Neto C., Cavallon L.A., Cerqueira N.L.S., Nogueira V.L. 1976. Geologia das regiões centro e oeste de Mato Grosso. Projeto Bodoquena. DNPM / CPRM. Relatório final, Goiânia.
- Corrêa J.A., Correia Filho F.C.L., Sóslewski G., Neto C., Cavallon L.A., Cerqueira N.L.S., Nogueira V.L. 1979. Geologia das regiões centro e oeste de Mato Grosso do Sul. Projeto Bodoquena. DNPM, Série Geológica Básica nº 3, 111p., mapa geol. Escala 1:250.000.
- Chumakov N.M. & Elston P.P. 1989. The paradox of Late Proterozoic glaciations at low latitudes. *Episodes*, 12:115-120.
- Cloud P. 1973. Paleocological significance of the banded iron-formation. *Economic Geology*, 68:1135-1143.
- Dana J.D. 1976. Manual de mineralogia. Rio de Janeiro, 3ªEd. 152 p.
- Dantas E.L. & Martinelli C.C. 2003. Nd isotopes from the Araés Metavolcano-sedimentary sequence in the Paraguay Belt, Nova Xavantina, Mato Grosso, Central Brazil. In: In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers, Salvador, Brasil, v. 1, p. 168-169.

- Da Rosa A.A.S., Pinho F.E., Gheler W.L. 1997. Formações ferríferas no Grupo Cuiabá, Neoproterozóico (?), MT. In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, Anais... Cuiabá, MT, p. 99-102.
- Davy R. 1983. A contribution on the chemical composition of Precambrian Iron-formations. In: Trendall A.F. & Morris R.C. (eds.) *Iron Formation: Facts and Problems*. Amsterdam, Elsevier, 325-343.
- Dorr II J.V.N. 1945. Manganese and iron deposits of Morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil. *Bull. U.S. Geol. Surv.*, 946A, 47 p.
- Drummond D. & Pereira P.G. 1980. "Projeto Bodoquena: Aerogeofísica (análise e interpretação)". Ministério das Minas e Energia, Empresas Nucleares Brasileiras S.A. - NUCLEBRÁS / DEGE, Relatório de Fase, 35 p., il., tab., perfis, mapas, Rio de Janeiro.
- 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 Research*, 39, 247–302.
- Embleton B.J.J. & Williams G.E. 1986. Low paleolatitude of deposition for late Precambrian periglacial varvites in South Australia: implications for paleoclimatology. *Earth Planetary Science Letters*, 79: 419-430.
- Eyles N. & Januszczak N. 2004. 'Zipper-rift': a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews* 65 (2004) 1 –73
- Fryer B.J. 1977a. Rare earth evidence in iron formations for changing Precambrian oxidation states. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 41, 361-367
- Fryer B.J. 1977b. Trace element geochemistry of the Sokoman Iron Formation. *Canadian Journal of Earth Science*, 14, 1598-1610
- Fryer B.J. 1983. Rare earth elements in iron-formation. In: Trendall A.F. & Morris R.C. (eds.) *Iron-formation: facts and problems*. Amsterdam, Netherlands, Elsevier, p. 345-358.
- Geosoft. 2007. Geosoft Technical Note: microlevelling using bi-directional gridding. In: www.geosoft.com
- Godoi H.O. de 2001. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Aquidaua. Folha SF.21-X-A. Escala 1:250.000. Estado de Mato Grosso do Sul. Brasília: CPRM.
- Govindaraju K. 1989. 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandards. *Geostandards Newsletter*, 13 (Special Issue), 113p.
- Graf J.L. 1977. Rare earth elements as hydrothermal tracers during the formation of massive sulfide deposits in volcanic rocks. *Economic Geology*, 72, 527-548
- Graf J.L., O'Connor E.A., Van Leeuwen P. 1994. Rare earth element evidence and depositional environment of Late Proterozoic ironstone beds and manganese-oxide deposits, SW Brazil and SE Bolivia. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(2): 115-133
- Gromet L. P., Dymek R. F., Haskin L. A., Korotev R. L. (1984) The 'North American Shale Composite': its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 2469–2482.
- Gross G.A. 1980. A Classification of Iron-formation Based on Depositional Environments. *Canadian Mineralogist*, v. 18, p. 215-222.

- Gross G.A. 1991. Geochemical data on iron-formations. In: G.A. Gross & J.A. Donaldson (eds.) Iron-formation and metalliferous sediments in c
- Gunn P.J., Maidment D. Milligan P.R. 1997. Interpreting aeromagnetic data in areas of limited outcrop. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, v.17, n.2, p.175-185.
- Hahn G., Hahn R., Pflug H.D., Leonardos O.H., Walde D.A.G. 1982. Körperlich erhaltene scyphozoen - reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Paleontologica*, 16:1-18.
- Hoffman P.F. 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *Journal of African Earth Sciences*, 28: 17-33.
- Hoffman P. & Schrag D.P. 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, 14(3): 129-155.
- Imai N., Terashima S., Itoh S., Ando A. 1995. 1994 compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, "Igneous Rock Series". *Geostandards Newsletter*, 19, 135-213.
- Islev A.E. 1995. Hydrothermal plumes and the delivery of iron to banded iron formations. *J. Geol.* 103, 169–185.
- James H.L. 1954. Sedimentary facies of iron formation. *Economic Geology*, 49: 235-293.
- Kaufman A.J. & Knoll A. H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, 73: 27-49.
- Kin F.D., Prudêncio M.I., Gouveia M.A., Magnusson E. 1999. Determination of rare earth elements in geological reference materials: a comparative study by INAA and ICP-MS. *Geostandards Newsletter*, 23, n.1, p. 47-58
- Kirschvink J.L. 1992. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth. In: Schopf J.W. & Klein C. (eds.). *The Proterozoic Biosphere – A Multidisciplinary Study*. Cambridge, 51-52.
- Klein C. 2005. Some Precambrian banded iron-formation (BIFs) from around the world: Their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, V.90, pp. 1473-1499.
- 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*, 84, 1733-1774.
- Klein C. & Beukes N.J. 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late Proterozoic Rapitan iron-formation, in Canada. *Econ. Geol.*, 80, 542-565.
- Klein C. & Ladeira E.A. 2004. Geochemistry and Mineralogy of Neoproterozoic Banded Iron-Formations and some selected, Siliceous Manganese Formations from the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic Geology*, 99:1233-1244
- Knoll A.H. & Bambach R.K. 2000. Directionality in the history of life: diffusion from the left wall or repeated scaling of the right? In: Erwin, D. H. & Wing, S. L., eds., *Deep Time. Paleobiology's Perspective*. Lawrence: The Paleontological Society, p. 1-14. (Supplement to *Paleobiology*, v. 26, no. 4).

- Lacerda Filho J.V., Brito R.S.C., Silva M.G., Oliveira C.C., Moreton L.C., Martins E.G., Lopes R.C., Lima T.M., Larizatti J.H., Valente C.R. 2006. Geologia e recursos minerais do Estado do Mato Grosso do Sul – Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Mato Grosso do Sul – Escala 1: 1.000.000. Campo Grande, CPRM. 121p.
- Luiz J.G. & Silva L.M.C. 1995. Geofísica de Prospecção. Belém: UFPA; Cejup, 1995. 311p.
- Maciel P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 81:31-39.
- Martins-Neto M.A., Pedrosa-Soares A.C., Lima S.A.A. 2001. Tectono-sedimentary evolution of sedimentary basins from late Paleoproterozoic to late Neoproterozoic in the Sao Francisco craton and Aracuai fold belt, eastern Brazil. *Sediment. Geol.* 141– 142, 343– 370.
- Milligan P.R. & Gunn P.J. 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v.17, n.2, p.63-75.
- Minty B.R.S. 1991. Simple Micro-levelling for aeromagnetic data. *Exploration Geophysics*, v.22, p.591-592.
- Navarro M.S. 2004. A implantação de rotina, e seu refinamento, para a determinação de elementos terras raras em materiais geológicos por ICP-OES e ICP-MS : aplicação ao caso dos granitóides de Piedade-Ibiúna (SP) e Cunhaporanga (PR). Dissertação de Mestrado, IGc-USP, 132 p.
- Navarro M.S., Andrade S., Ubrich H., Gomes C.B., Girardi V.A.V. 2008. The direct determination of rare earth elements in basaltic and related rocks using ICP-MS: testing the efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 32 (2): 167-180.
- Nogueira V.L., Oliveira C.C., Figueiredo J.A., Corrêa Filho F.C.L., Scislewski G., Souza M.R., Moraes Filho J.C.R., Leite E.A., Souza N.B., Souza J.O., Cerqueira N.L.S., Vanderlei A.A., Takaschi A.T., Abreu Filho W., Rosito J., Olivatti O., Hausen J.E.P., Gonçalves G.N.D., Ramalho R., Pereira L.C.B. 1978 – Projeto Bonito – Aquidauana, relatório final. Goiânia, DNPM / CPRM, 14v. (Relatório de Arquivo Técnico do DGM, 2744).
- Piacentini T. 2006. Caracterização da formação ferrífera bandada associada à formação glacial Puga na região de Bodoquena, MS. Monografia de Trabalho de Formatura, IGc-USP, 58p.
- Piacentini T., Boggiani P.C., Yamamoto J.K. 2006. Formação Ferrífera Bandada Associada à Formação Glacial Puga na região da Bodoquena, MS. In: 43º Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracajú-SE. Anais, 2006. p. 155
- Piacentini T., Boggiani P.C., Yamamoto J.K., Freitas B.T., Campanha, G.A.C. 2007. Formação ferrífera associada à sedimentação glaciogênica da Formação Puga (Maínoano) na Serra da Bodoquena, MS. *Revista Brasileira de Geociências*, 37 (3): 530-541.
- Pinheiro J.C.F. 2000. A Mineração Brasileira de Ferro e a Reestruturação do Setor Siderúrgico. UNICAMP, Campinas.
- Pinho F.E. 1990. Geoquímica do depósito de ouro de Nova Xavantina – leste do Estado de Mato Grosso. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, RN, Anais..., v. 3, p. 1316-1330.

- Popoff C.C. 1966. Computing Reserves of Mineral Deposits: Principles and Conventional Methods. Washington, Bureau of Mines, 1966, 113 p.
- Ramdohr P. 1969. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press. 1174p.
- Robb L. 2005. Introduction to Ore-Forming Processes. Blackwell Publishing, 373 p.
- Ross J.L.S. 2000. Fundamentos da Geografia da natureza. In: ROSS, J.L.S., ed. Geografia do Brasil. São Paulo, EDUSP. P. 13-65.
- Rampazzo G.J. 2007. Avaliação dos recursos minerais de ferro associados aos metadiamicitos da Formação Glacial Puga na região da Bodoquena-MS. Monografia de Trabalho de Formatura, IGc-USP, 50p.
- Sá F.R. 2005. Análise Tectônica de parte da Faixa Paraguai, na região da Serra da Bodoquena, entre os municípios de Morraria e Bodoquena, MS. Monografia de Trabalho de Formatura. IG-USP, 40p.
- Sameshima R.H. 1995. O Erro Geométrico na Avaliação e Reservas do Minério Residual de Fosfato do Complexo Alcalino de Anitápolis – SC. Dissertação de Mestrado, IGc-USP, 105 p.
- Saylor B.Z., Kaufman A.J., Grotzinger J.P., Urban F. 1998. A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia. *Journal of Sedimentary Research*, 68 (6): 1223–1235.
- Simonson B.M. 1985. Sedimentological constraints on the origins of Precambrian iron-formations. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 244– 252.
- Spier C.A., Oliveira S.M.B., Sial A.N., Rios F.J. 2007. Geochemistry and genesis of the banded iron formations of the Cauê Formation, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research* 152: 170–206
- Taylor S.R. & McLennan S.M. 1985. The continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell. 298p.
- Trendall A.F. 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. In: *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Special Publication n.33 of the IAS (W. Altermann and P. L. Corcoran eds.), Blackwell Science, p.33-66.
- Trendall A.F. & Blockley J.G. 2004. Precambrian Iron-Formation. In: Eriksson, P.G.; Altermann, W.; Nelson, D.R.; Mueller, W.U.; Catuneanu, O. *The Precambrian Earth: Times and Events*. Developments in Precambrian Geology, 12. Elsevier. p. 403-421.
- Trindade R.I.F., Font E., D'Agrella Filho M.S., Nogueira A.C.R., Riccomini C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Terra Nova*, 15 (6): 441-446.
- Trompette R. 2000. Gondwana evolution; its assembly at around 600 Ma. *Académie Des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des Planètes/Herat and Planetary Sciences*, 330: 305-315.
- Trompette R., Alvarenga C.J.S., Walde D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South America Earth Sciences*, 11(6):587-597.
- Urban H., Stribny B., Lippolt H. 1992. Iron and manganese deposits of the Urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic. Geology*, **87**: 1375-1392.

- Van Hise C.R. & Leith C.K. 1911. the geology of the Lake Superior Regions. U.S. Geol. Survey, Mon, 52, p. 480.
- Vasconcellos R.M., Metello M.J., Motta A.C., Gomes R.D. 1994. Geofísica para levantamentos geológicos. Rio de Janeiro: CPRM, 165p.
- Vilela O.V. 1986. As jazidas de minério de ferro dos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão-Mogol, norte de Minas Gerais. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. Principais Depósitos Minerais do Brasil: Ferro e Metais da Indústria do Aço, 2:111-120.
- Yamamoto J.K. 2001. Métodos Convencionais. In: Yamamoto, J.K. 2001. Avaliação e classificação de reservas minerais. São Paulo, EDUSP. p. 93-122.
- Yeo G.M. 1981. The Late Proterozoic Rapitan glaciation in the northern Cordillera. In: F.H.A. Campbell (Editor). Proterozoic Basins of Canada. Geological Survey of Canada, Paper, 81(10):25-46.
- Young G.M. 1976. Iron formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories Canada. Precambrian Research, 3:137-158.
- Young G.M. 2002. Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded iron-formations: relevance to the snowball Earth debate. Journal of African Earth Sciences, 35:451-466.
- Zaine M. F. & Fairchild T.R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW Brasil. In: CONGRESSO. BRASILEIRO DE . PALEONTOLOGIA., 10,
- Zuquim M.P.S. 2005. Evolução tectônica de um segmento da faixa Paraguai Meridional - área Alto Salobra - Fazenda Palmares do Peixe (MS). Monografia de Trabalho de Formatura, IGc-USP, 45p.

ANEXOS

ANEXO I

GEOLOGIA LOCAL

Piacentini T., Boggiani P.C., Yamamoto J.K., Freitas B.T.,
Campanha G.A.C.

*“FORMAÇÃO FERRÍFERA ASSOCIADA À SEDIMENTAÇÃO
GLACIOGÊNICA DA FORMAÇÃO PUGA (MARINOANO) NA SERRA
DA BODOQUENA, MS”*

REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIA, 37 (3): 530-541

SETEMBRO 2007

Formação ferrífera associada à sedimentação glaciogênica da Formação Puga (Marinoano) na Serra da Bodoquena, MS

**Thiago Piacentini¹, Paulo César Boggiani², Jorge Kazuo Yamamoto²,
Bernardo Tavares Freitas³ & Ginaldo Ademar da Cruz Campanha⁴**

Resumo No presente artigo descreve-se ocorrência de formação ferrífera associada a diamictitos da Formação Puga (Marinoano) em contexto geológico diferente das formações ferríferas do Grupo Jacadigo, no Maciço de Urucum. A formação ferrífera ocorre em camada de 2 m de espessura, de direção NS, com mergulho de 45° E, e encontra-se associada a diamictito de matriz ferruginosa, foliado e com metamorfismo de baixo grau. Apresenta bandamento centimétrico com camadas de hematita e magnetita alternadas com camadas submilimétricas de sílica, em parte estiradas devido às deformações tectônicas da Faixa Paraguai. Os teores de Fe_2O_3 variam da ordem de 75%, na base e no topo do pacote, para 52% nas porções intermediárias da seção. A concentração do teor de Fe nas bordas se dá pela remobilização da sílica para o centro do corpo devido, provavelmente, à ação tectônica. Análises químicas mostram que os teores de Al_2O_3 são altos (2,89 - 3,45%) e a forte correlação com TiO_2 e Zr indicam contribuição de componentes terrígenos nos sedimentos predominantemente químicos. Blocos isolados de granito ocorrem na formação ferrífera, mas a ação tectônica dificulta a observação das relações entre os clastos e o bandamento original. Apesar da Formação Puga ter sua origem relacionada a eventos glaciogênicos, não foram encontradas evidências seguras que permitissem relacionar a origem desta formação ferrífera a processos glaciais.

Palavras Chave: formação ferrífera, Formação Puga, glaciação, Marinoano, Faixa Paraguai.

Abstract *Iron formation associated with the glaciogenic deposits of the Puga Formation (Marinoan) in the Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul, Brazil.* Iron formation associated with diamictite interpreted as belonging to the Puga Formation (Marinoan) is reported here in a different context from the already known deposits of the Jacadigo Group, at the Urucum's Massif. The iron formation occurs as a bed about 2 m thick, oriented NS and dipping 45° to East, confined in a massive foliated diamictite with ferruginous matrix presenting low metamorphism. It's composed of centimetric hematite and magnetite layers alternated with submillimetric layers of silica, sometimes stretched due to the tectonic deformation of the Paraguay Mobile Belt. Fe_2O_3 vary from 75% in the borders, to 52% in the center of the body. The iron concentration in the borders is due to the remobilization of silica to the center of the body, probably because of the tectonic events. Chemical analyses show that Al_2O_3 concentrations are high (2,89 – 3,45%), and the strong linear correlation with TiO_2 and Zr indicate terrigenous contribution during chemical deposition. Isolated blocks of granite occur within the BIF, but tectonic overprinting makes it difficult to have a clear observation of the relationship between the clasts and original lamination. Despite the Puga Formation has its origin related to glaciogenic events, there are no clear evidence to link this iron formation origin to the glacial processes.

Keywords: iron formation, Puga Formation, glaciation, Marinoan, Paraguay Mobile Belt

INTRODUÇÃO Formações ferríferas Pré-Cambrianas, conhecidas genericamente como formações ferríferas bandadas (Banded Iron Formation - BIF), são únicas ao longo do registro sedimentar, face aos processos de formação (não atualísticos) e às potencialidades minerais.

É de consenso geral que a maior concentração deste tipo de deposição situa-se entre unidades arqueanas e paleoproterozóicas, sem ocorrência após 1,8 G.a, com exceção dos depósitos do final do

Neoproterozóico, geralmente associados a sucessões sedimentares com influência glacial (Fig. 1). Exemplos desta associação encontram-se no Grupo Rapitan no noroeste canadense (Young 1976), Grupo Umberatana na Austrália (Trendall 1973), Supergrupo Damara na Namíbia (Beukes 1973), Grupo Jacadigo no Maciço de Urucum (Dorr II 1945, Almeida 1946). A importância destas associações aumentou recentemente devido às implicações para o entendimento das mudanças globais que ocorreram durante as glaciações neoproterozóicas.

1 - Pós-Graduando no Programa de Recursos Minerais, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil. E-mail: tptini@yahoo.com.br

2 - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil. E-mails: boggiani@usp.br, jkyamamo@usp.br

3 - Pós-Graduando Programa de Geotectônica, IGc, Universidade São Paulo, São Paulo, SP, Brasil. E-mail: bernardo_tf@yahoo.com.br

4 - Instituto de Geociência, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil. E-mail: ginaldo@usp.br

Figura 1 - Localização de formações ferríferas associadas a depósitos glaciais do Neoproterozóico (Adaptado de Yeo 1986). A seta marca o local da ocorrência na Formação Puga, na Serra da Bodoquena, MS, descrita neste trabalho; 1 – Grupo Bisokpabe, Togo (Trompette 1981); 2 – Formação Chuos, Namíbia (Beukes 1973); 3 – Formação Numees, Namíbia e África do Sul, do Supergrupo Damara (Beukes 1973, Martin 1978); 4 – Subgrupo Yudnamutana, Sul da Austrália (Delgarno & Johnson 1965); 5 – Grupo Tindir, leste do Alasca (Young 1982); 6 – Grupo Rapi-tan, Canadá (Young 1976); 7 – Formação Kingston Peak, Califórnia – EUA (Miller 1985); 8 – Grupo Jacadigo no Maciço de Urucum, Corumbá – MS (Dorr II 1945); 9 – Grupo Macaúbas, Porteirinha – MG (Vilela 1986).

O presente artigo tem por objetivo apresentar descrição de ocorrência de formação ferrífera associada à sedimentação glaciogênica da Formação Puga, anteriormente notificada por Boggiani *et al.* (2006) e Piacentini *et al.* (2006). Esta ocorrência foi descoberta na Fazenda São Manoel (20°39'18.81"S / 56°36'20.47"W) e situa-se ao sul da cidade de Bodoquena, em Mato Grosso do Sul.

A formação ferrífera da Fazenda São Manoel situa-se em posições estratigráficas superiores da Formação Puga, no contexto da Faixa de Dobramentos Paraguai, em situação geológica distinta das amplamente conhecidas formações ferríferas do Grupo Jacadigo, no Maciço de Urucum, onde ocorrem aproximadamente 300 m de BIF sobre depósitos siliciclásticos arcoseanos de centenas de metros (Dorr II 1945, Almeida 1946).

CONTEXTO GEOLÓGICO E DESCRIÇÃO DA OCORRÊNCIA Existem diversas propostas de subdivisão das unidades estratigráficas da Faixa Paraguai e de suas respectivas coberturas cratônicas. Alvarenga & Trompette (1992) apresentaram proposta na qual individualizaram uma unidade inferior, formada por sedimentos glácio-marinhos (Formação Puga) com turbiditos distais, os quais seriam correspondentes aos metasedimentos do Grupo Cuiabá. Esta unidade inferior seria recoberta por rochas carbonáticas (grupos Corumbá e Araras) e, na porção setentrional da Faixa Paraguai, uma unidade superior, siliciclástica, correspondente ao

Grupo Alto Paraguai (Fig. 2).

Atribui-se a deposição da Formação Puga ao evento glacial Varangeriano/Marinoano (Alvarenga & Trompette 1992, Alvarenga *et al.* 2000, Alvarenga *et al.* 2004), com duração de 620 a 600 Ma (Kendall *et al.* 2004). Porém, até o presente momento, não há datação radiométrica que possibilite comprovar esta correlação. Interpreta-se a idade marinoana para a Formação Puga de forma indireta em função dos diamictitos serem sobrepostos por calcários da Formação Tamengo (Grupo Corumbá) que contém os fósseis metazoários *Cloudina* e *Corumbella* (Hahn *et al.* 1982, Zaine & Fairchild 1987), de idade ediacarana, além de intercalações de tufos vulcânicos, com idade por volta de 545 Ma obtida pela datação de zircões (Boggiani *et al.* 2005).

Na região da Serra da Bodoquena, ocorrem sedimentos interpretados como glácio-marinhos e como turbiditos com influência glacial correspondentes à Formação Puga. Esta é recoberta pelo Grupo Corumbá que marca o fim da influência glacial e a subida do nível do mar e inclui unidades siliciclásticas e carbonáticas alternadas atingindo uma espessura de aproximadamente 600 m (Almeida 1965, Boggiani 1998) (Fig. 3). Este grupo possui, da base para o topo, as formações Cadiueus, representada por um espesso pacote conglomerático, interpretada como depósitos de leques aluviais sin-tectônicos durante a abertura da bacia Corumbá; Cerradinho, composta por conglomerados, are-

Figura 2 - Mapa geológico da Faixa Paraguai indicando, através das flechas, as ocorrências de formações ferríferas de Nova Xavantina, Maciço de Urucum e São Manoel (estudada no presente trabalho. Mapa modificado de Alvarenga et al. 2000).

nitos e pelitos; Bocaina, constituída por carbonatos dolomíticos de águas rasas ricos em estromatólitos com grande variação faciológica lateral incluindo fosforitos; Tamengo, formada por calcários e pelitos carbonosos interpretados como depósitos de águas profundas, e a Formação Guaicurus composta por siltitos acinzentados, que marcam o final da deposição na bacia Corumbá. As unidades presentes encontram-se deformadas com falhamentos inversos e dobras isoclinais, denotando vergência tectônica para oeste.

No local da ocorrência da formação ferrífera (Fazenda São Manoel) e em núcleos de anticlinais, a sudoeste dessa ocorrência, afloram corpos extensos de diamictitos com matriz arenosa a argilosa, com clastos de tamanhos, formas e litologias variadas que não chegam a compor 20% da rocha. No núcleo do anticlinal da Fazenda Santa Terezinha (20°53'18.69"S / 50°40'14.54"W) ocorre um bloco anguloso de 1,5 m de gnaiss (Fig. 4) e blocos decimétricos de granito. No topo dos diamictitos observa-se uma camada de

dolomito, de 3 m de espessura, de cor marrom clara a branco, laminada, possível representante de capa carbonática pós-glacial, como observado no topo da Formação Puga no Morro do Puga (Boggiani & Coimbra 1996, Boggiani et al. 2003) e em Mirassol do Oeste (Nogueira et al. 2003, Trindade et al. 2003, Alvarenga et al. 2004).

A formação ferrífera da Fazenda São Manoel ocorre como camada única de 2 m de espessura, atitude NS, 45°E, limitada, por contato brusco, no topo e na base por um diamictito de matriz ferruginosa (Fig. 5) com aproximadamente 35% de Fe_2O_3 . Exposição de diamictito semelhante, com matriz ferruginosa, observa-se desde a Fazenda Paredão, situado a cerca de 10 km ao sul da ocorrência, até a Fazenda Potreiro, a cerca de 20 km a norte da Fazenda São Manoel. Mapeamentos geológicos identificaram estes metassedimentos como pertencentes ao Grupo Cuiabá (Corrêa et al. 1979, Nogueira et al. 1978, Godói 2001) e foram redefinidos como pertencentes à Formação Puga (Lacerda

Figura 3 - Coluna estratigráfica mostrando a Formação Puga e o Grupo Corumbá. Cad: Formação Cadiueus (modificado de Gaucher et al. 2003).

Filho et al. 2006).

Os metadiamicritos da Formação Puga, na área de ocorrência, são de matriz cinza esverdeada, pelítica, e apresentam xistosidade, por vezes, crenulada. Clastos de quartzito e gnaiss, centimétricos a decimétricos, perfazem cerca de 15% e estão geralmente estirados em função das deformações tectônicas. A matriz desta rocha grada para uma composição rica em magnetita/hematita (Fig. 6) até o contato brusco com a formação ferrífera (Fig. 7).

Ainda no contexto da Faixa Paraguai há a ocorrência das formações ferríferas do Grupo Jacadigo, no Maciço de Urucum, em Corumbá (MS). Trompette et al. (1998) questionaram a interpretação de origem gla-

Figura 4 - Fotografia de bloco angular de gnaiss com cerca de 1,5 m de diâmetro (circundado pela linha pontilhada) imerso em diamictito de matriz areno-argilosa.

cial (Urban et al. 1992) desta ocorrência pelos clastos isolados nos BIFs, que chegam a atingir dimensões métricas, poderem ser resultado de fluxo de detritos associados a turbiditos, já que a deformação na laminação abaixo dos clastos é ausente, e porque todos os blocos são aparentemente derivados do embasamento granítico exposto próximo ao Maciço de Urucum. Existem também referências sobre formações ferríferas no Grupo Cuiabá, na porção setentrional da Faixa Paraguai, nas regiões de Poconé (Da Rosa et al. 1997), associado a sedimentos, possivelmente, equivalentes a porções distais da Formação Puga, e em Nova Xavantina, associado a uma seqüência metavulcano-sedimentar (Pinho 1990, Dantas & Martinelli 2003) (Fig. 2).

MÉTODOS ANALÍTICOS Foram realizadas análises petrográficas e químicas no intuito de se caracterizar química e mineralogicamente a ocorrência de formação ferrífera da Fazenda São Manoel. Para as análises, realizou-se coleta sistemática de amostras em uma trincheira, da base até o topo do pacote de BIF, a intervalos de aproximadamente 15 centímetros, incluindo o diamictito com matriz ferruginosa.

Foram realizadas análises petrográficas por microscopia óptica (luz refletida e transmitida) e microscopia eletrônica de varredura (MEV) em equipamento LEO 440I, com recobrimento das amostras com carbono pela máquina evaporadora Emitech K250. Análise por difratometria de raios X em amostras de pó foram efetuadas em equipamento Siemens D5000, operando a 40 kV e 40 mA com 2θ entre 3 e 65°, em passos de 0,05° e 1s/passos, sendo utilizada a radiação Cu-K α . Utilizou-se o banco de dados JCPDS-ICDD para interpretação dos difratogramas.

Análises químicas de rocha total foram realizadas por fluorescência de raios X (Philips Analytical PW 2400) em pastilhas fundidas e prensadas para os elementos maiores e menores SiO₂, Al₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, TiO₂, P₂O₅, Fe₂O₃ e os elementos tra-

Figura 5 – Exposição, em trincheira, da formação ferrífera. A) Contato do diamictito de matriz ferruginosa (abaixo da linha tracejada) com a camada de BIF; B) Contato do diamictito de matriz ferruginosa (acima da linha tracejada) com a camada de BIF – escala 0,5 m; C) Esquema simplificado da trincheira aberta na Fazenda São Manoel onde é possível observar a camada de BIF: A e B indicam as posições das fotos A e B.

Figura 6 - Aspecto macroscópico de diamictito de matriz ferruginosa contendo clastos centimétricos a decimétricos de gnaiss/quartzito.

Figura 7 - Aspecto microscópico da formação ferrífera da Fazenda São Manoel. Notar o bandamento destacado pelas finas lâminas de sílica (Escala: 7 mm).

Figura 8 - Fotomicrografia de grão mostrando finas lâminas de hematita ao longo dos planos octaédricos da magnetita (Escala: 10 μm).

Figura 9 - Grão martitizado. Observar hematita, representada pelas bordas de coloração cinza escura, substituindo a magnetita, preservada no centro do grão (imagem de MEV obtida por elétrons retroespalhados. Escala: 100 μm) – mt: magnetita, hem: hematita.

ços Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, S, Sr, V, Y, Zn e Zr. A perda ao fogo (PF) foi determinada mediante calcinação da amostra em mufla, a 1.000 °C.

As análises foram realizadas nos Laboratórios do Instituto de Geociências (LABMEV, LABPETRO, Química, FRX e DRX) da Universidade de São Paulo.

CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DA FORMAÇÃO FERRÍFERA A formação ferrífera da Fazenda São Manoel constitui-se de

bandas centimétricas de magnetita/hematita alternadas com lâminas de sílica. Próximo ao centro do corpo, o bandamento torna-se milimétrico. A magnetita e a hematita são os principais constituintes mineralógicos, ocorrendo goethita de forma subordinada. Magnetita também ocorre como relictos no interior dos cristais de martita e hematita. Quartzo e muscovita compõem os demais minerais presentes.

Observa-se a alteração de magnetita para hematita por meio do processo de martitização (Fig. 9) atra-

Tabela 1 - Análise química por fluorescência de raios X da formação ferrífera. As amostras foram coletadas a intervalos aproximados de 15 cm da base (9-8A) para o topo (9-8I) da camada. Os valores dos óxidos são em porcentagem e os dos elementos em parte por milhão (ppm).

	9 - 8 A	9 - 8 C	9 - 8 D	9 - 8 E	9 - 8 F1	9 - 8 F2	9 - 8 G	9 - 8 H	9 - 8 I	LD (%)
SiO ₂	46,81	15,86	32,02	40,82	34,92	35,78	25,66	19,82	57,74	0,03
Al ₂ O ₃	7,78	3,43	3,45	3,08	2,81	3,07	2,80	2,49	6,01	0,01
MnO	0,077	0,034	0,014	0,034	0,020	0,020	0,050	0,052	0,012	0,002
MgO	0,77	0,35	0,32	0,25	0,26	0,31	0,30	0,25	0,65	0,01
CaO	0,17	< 0,01	0,14	0,04	< 0,01	< 0,01	0,02	< 0,01	0,02	0,01
Na ₂ O	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	< 0,02	0,02
K ₂ O	2,33	1,48	1,42	1,16	1,23	1,24	1,19	1,04	2,11	0,01
TiO ₂	0,565	0,304	0,237	0,236	0,252	0,260	0,250	0,243	0,392	0,007
P ₂ O ₅	0,621	0,162	0,309	0,354	0,162	0,160	0,529	0,308	0,452	0,003
Fe ₂ O ₃	38,05	76,37	61,58	52,85	57,92	58,03	66,30	73,47	31,05	0,01
PF	2,42	0,73	0,58	1,99	1,49	1,47	2,68	2,02	2,43	0,01
Total	99,59	98,72	100,07	100,81	99,06	100,34	99,78	99,69	100,87	(ppm)
Ba	571	340	338	403	353	355	321	283	632	37
Co	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	6
Cr	45	31	28	21	42	44	31	26	18	13
Cu	24	13	7	11	6	6	13	14	12	5
Ni	19	11	12	10	12	14	12	11	11	5
Pb	< 4	40	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	4
Rb	98	61	60	46	49	52	51	42	85	3
S	< 300	< 300	< 300	1139	< 300	< 300	< 300	< 300	< 300	300
Sr	129	7	21	192	12	12	29	12	159	2
V	89	88	83	63	64	73	60	85	51	9
Y	34	28	24	20	20	23	27	27	22	2
Zn	27	77	23	23	22	22	27	25	24	2
Zr	86	56	44	33	48	49	49	47	72	2

vés de finas lâminas de hematita que se formaram ao longo dos planos octaédricos da magnetita (Fig. 8).

Os teores de Fe₂O₃ da formação ferrífera apresentam variações (Tab. 1). Fe₂O₃ mais SiO₂ compõem entre 91,9% e 93,8% do total, com teores de Fe₂O₃ variando da ordem de 76% na base e topo do pacote, a 52% nas porções intermediárias da seção. Os teores de Al₂O₃ (2,89 - 3,45%) e P₂O₅ (0,160 - 0,529%) são altos quando comparados com outras formações ferríferas (Horstmann & Hälbig 1995). Teores de MnO são praticamente nulos, da ordem de 0,010 - 0,080%, assim como dos demais óxidos medidos (MgO, CaO, Na₂O e TiO₂). Teores da ordem de 2% para K₂O ocorrem devido à presença de clastos feldspáticos. Elementos traços medidos (Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, S, Sr, V, Y, Zn e Zr) não apresentaram teores significativos (Tab. 1).

Há forte correlação linear entre Al e Ti (coeficiente de correlação [r] = 0,97) assim como Al e Zr (r = 0,92), e moderada correlação entre Al e P (r = 0,66) (Fig. 10), sugerindo, segundo Beukes *et al.* (1990) e Horstmann & Hälbig (1995), contribuição detrítica durante a formação dos sedimentos predominantemente químicos. Esta característica também se evidencia pela marcante presença de sedimentos detríticos na formação ferrífera.

Blocos isolados de granito ocorrem em meio à formação ferrífera (Fig. 11), mas a ação tectônica dificulta a observação das relações entre os clastos e o bandamento original. Apesar da deformação, é possível observar o bandamento típico ferrífero/silicoso em algumas porções.

Veios milimétricos de quartzo estirados e ondulados são frequentes, e evidenciam a remobilização da sílica para o centro da ocorrência durante a deformação, enriquecendo as bordas do corpo com teores médios de Fe₂O₃ da ordem de 75%.

Em determinadas porções, a remobilização da sílica foi tão eficaz que concentrou o teor de ferro em até 97% de Fe₂O₃ em bandas centimétricas e maciças (Boggiani *et al.* 2006).

A ação tectônica também pode ser evidenciada pela recristalização dinâmica de cristais de quartzo, onde a característica microestrutural que os distingue é dada pela recristalização rotacionada dos grãos durante a deformação.

DISCUSSÃO Os registros de formações ferríferas mais antigos conhecidos são os da região de Isua, oeste da Groenlândia, datados de 3,8 Ga e relacionados a núcleos cratônicos arqueanos (Dymek & Klein 1988).

Figura 10 - Correlação interelementar. Notar que Al_2O_3 correlaciona-se muito bem com TiO_2 e Zr, e de forma moderada com P_2O_5 , sugerindo a participação de componentes detríticos durante a deposição.

Outros exemplos arqueanos ocorrem associados a seqüências do tipo greenstone belt, com idades entre 3,5 a 2,5 Ga, nos quais se inserem as ocorrências do Grupo Nova Lima de Minas Gerais (Dorr II 1969). O registro das maiores ocorrências (em tamanho e volume de depósito) ocorre a aproximadamente 2,5 Ga, devido ao tamanho das bacias de Hamersley, na Austrália, situado entre 2,6 a 2,45 Ga (Trendall & Blockley 1970), assim como de Transvaal, na África do Sul, de idade aproximada entre 2,5 a 2,3 Ga (Klein & Beukes 1989). Associados a esse intervalo de tempo encontram-se os depósitos brasileiros do Grupo Itabira, no Quadrilátero Ferrífero, e Grão Pará, na Serra dos Carajás.

É marcante a interrupção da deposição ferrífera por volta de 1,8 Ga, com o retorno das ocorrências destas formações no Neoproterozóico, entre 0,8 e 0,6 Ga, geralmente associadas a depósitos glaciais (Trendall & Blockley 2004). Na Fig. 12 encontra-se representada

a distribuição relativa das ocorrências conhecidas com relação ao volume dos depósitos australianos de Hamersley (Trendall 2002, Klein 2005).

As formações ferríferas do intervalo de tempo compreendido entre 3,8 e 1,8 Ga são mineralógica e quimicamente similares, constituídas por hematita, magnetita, sílica e carbonatos, mais comumente siderita, e membros da série dolomita-anquerita, localmente pirita, e outros minerais indicativos de condições anóxicas durante a deposição. A origem do Fe e Si, interpretada com base em dados isotópicos do sistema Sm-Nd e Elementos Terras Raras, estaria relacionada a fontes vulcânicas (Fryer 1983, Klein & Beukes 1989, Gross 1991, Klein & Ladeira 2004) pela presença de atividade ígnea associada. Aproximadamente 20% do Grupo Hamersley, da Austrália, é constituído por rochas ígneas (Trendall & Blockley 1970). Porém, não há evidência geológica segura capaz de vincular o depósito desse Grupo a um centro vulcânico específico. Além disso, outras ocorrências, como as do Quadrilátero Ferrífero, não possuem rochas vulcânicas intimamente associadas com as formações ferríferas.

As ocorrências neoproterozóicas são mineralogicamente mais simples e consistem basicamente em hematita e sílica, e, subordinadamente, carbonatos.

De acordo com a hipótese *Snowball Earth* (Hoffman *et al* 1998), os BIFs neoproterozóicos surgiram em consequência do acúmulo de Fe dissolvido nos oceanos, isolados da atmosfera por espessa camada de gelo que recobriu a Terra. A precipitação das formações ferríferas, de acordo com o mencionado modelo, teria se dado após o degelo, com a mistura de águas ricas em Fe dissolvido com águas oxigenadas, provavelmente por meio de circulações oceânicas associadas a correntes ascendentes (Kirschvink 1992).

Gross (1973) acreditava que a atividade das fumarolas seria a principal fonte do ferro. Yeo (1981) em estudo estratigráfico, sedimentológico e geoquímico detalhado na formação ferrífera Rapitan, chegou à mesma conclusão. O mesmo autor concluiu ainda que a precipitação química de ferro e sílica estava diretamente relacionada a correntes ascendentes de salmouras ricas em ferro, formada pela atividade hidrotermal. Estas salmouras resfriadas pela presença das geleiras se precipitariam em águas profundas. Uma interpretação similar em estudo sedimentológico e geoquímico detalhado foi formulada no sudoeste africano (Breitkopf 1988).

Young (2002) questionou a relação genética entre os BIFs como evidência da hipótese *Snowball Earth* em função das ocorrências de formações ferríferas serem relativamente menos abundantes do que os depósitos glaciais. Exemplificou ainda que, no caso do Grupo Rapitan, um dos depósitos de ferro neoproterozóico mais conhecido, a alta proporção de sedimentos ricos em ferro ocorre em argilitos no topo da Formação Sayunei, subjacente ao espesso pacote de diamictito (Young 1976, Klein & Beukes 1993), o que demonstraria que as formações ferríferas se depositaram antes da formação da cobertura de gelo e, assim, não poderia ser

Figura 11 - Formação ferrífera com seixo de granito imerso. A foliação tectônica não permite visualizar os contatos originais entre o seixo e a laminação subjacente.

Figura 12 - Abundância esquemática de formação ferrífera através do Pré-Cambriano (modificado de Klein 2005). O tempo decorre da esquerda para a direita, e os números mostram bilhões de anos (Ga) antes do presente. O eixo das ordenadas, não quantificado, representa uma estimativa subjetiva de abundância, relativa ao volume dos depósitos do Grupo Hamersley. No destaque a ocorrência estudada no presente trabalho (Fazenda São Manoel) situada entre depósitos do Neoproterozóico.

atribuída à oxigenação pós-glaciação.

A inexistência de ambientes modernos de formação de BIFs dificulta a formulação de modelos genéticos, de tal forma que não há consenso sobre os mecanismos de precipitação, gênese do bandamento, influência de processos biológicos assim como a proveniência do ferro.

O modelo clássico de interpretação dos mesmos por aumento do teor de oxigênio nos oceanos, devido à proliferação de organismos fotossintetizantes, formulado por Cloud (1973), tem sido questionado frente às recentes datações radiométricas dos depósitos

paleoproterozóicos, as quais demonstram que os mesmos teriam sido depositados em amplo intervalo de tempo, por volta de 50 milhões de anos, e não de forma relativamente instantânea, como admitido pelo referido modelo (Trendall 2002). Alternativamente, modelos de precipitação abiogênica (Trendall 2002) têm sido formulados: a ausência de carbono orgânico nas formações ferríferas tem sido um argumento contrário à associação de atividade microbiana fotossintetizante a este tipo de deposição (Klein & Beukes 1989).

Três condições básicas para o sítio deposicional têm sido apontadas como necessárias para a deposição

de formação ferrífera: estabilidade tectônica por período de aproximadamente um milhão de anos, suficiente profundidade e geometria do corpo d'água que permita a livre circulação do ferro dissolvido, acrescida ainda da existência de fitoplâncton (Trendall 2002). Essas premissas têm por base a relativa ausência de material epiclástico na maioria das formações ferríferas conhecidas, com raras exceções como os BIFs do Grupo Jacadigo, no Maciço de Urucum, onde ocorrem inúmeras intercalações de arcóseos entre os pacotes de formações ferríferas (Almeida 1946, Dorr II 1945, Urban *et al.* 1992, Trompette *et al.* 1998).

Os dados isotópicos do sistema Sm-Nd e Elementos Terras Raras são consistentes com a derivação do ferro das formações ferríferas a partir de fontes vulcânicas (Fryer 1983, Klein & Beukes 1989, Gross 1991). Porém, esta interpretação não é excludente em relação às hipóteses de origem glacial, global ou não, ou com os modelos de bacias riftes com influência glacial (Young 2002), o que pode ser um modelo apropriado para os depósitos do Maciço de Urucum (Dardenne 1998).

No caso da formação ferrífera de Bodoquena, uma única ocorrência tectonicamente deformada, dificulta o entendimento das relações estratigráficas e sedimentológicas não sendo possível uma interpretação segura. Os diamictitos associados à formação ferrífera encontram-se também deformados e não foram observadas evidências claras da deposição glacial, de tal forma que a hipótese de deposição através de processos de fluxos gravitacionais sem a influência do gelo não pode ser descartada.

Embora ocorram rochas metabásicas nas proximidades da Fazenda São Manoel, descritas originalmente por Nogueira *et al.* (1978), as relações de contato entre essas rochas e os metassedimentos ainda não foram estabelecidas, não sendo possível associá-las à gênese dos BIFs.

CONCLUSÕES A ocorrência da Fazenda São Manoel consiste de uma formação ferrífera, com alternância de bandas de hematita e sílica, em parte estiradas devido às deformações tectônicas da Faixa Paraguai.

Essa formação ferrífera ocorre como camada de 2 m de espessura, limitada, por contato brusco no topo e na base por diamictito de matriz ferruginosa da Formação glaciogênica Puga. Os teores de Fe_2O_3 na camada de BIF variam de 76%, na base e topo do pacote, a 52% nas porções intermediárias. Lâminas milimétricas de sílica evidenciam a remobilização da sílica para o centro da ocorrência durante a deformação, o que promoveu o enriquecimento em Fe nas bordas do corpo. Em determinadas porções, a remobilização foi tão eficaz, concentrando o teor de ferro em até 97% de Fe_2O_3 devido, provavelmente, a ação tectônica.

Os teores de Al_2O_3 e P_2O_5 são relativamente elevados quando comparados com outras formações ferríferas, devido à contribuição detrítica observada nos sedimentos predominantemente químicos.

A presença de clastos isolados de granito, de dimensões centimétricas a métricas, imersos em meio à formação ferrífera não é conclusiva para associá-los a sedimentação glacial devido à obliteração causada no bandamento original pela ação tectônica.

Apesar dos diamictitos da Formação Puga terem sua origem relacionada a eventos glaciogênicos, provavelmente Marinoano, não foram encontradas evidências seguras que permitissem relacionar a origem das formações ferríferas aqui descritas a estes eventos.

Agradecimentos O presente artigo é produto de projeto de pesquisa financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP processo 04/01233-0) e vinculado ao Projeto IGCP-478 “Neoproterozoic to Early Palaeozoic Paleogeographic, Palaeoclimatic, Palaeobiologic and Tectonomagmatic events within the Framework of SW-Gondwana”. Contamos ainda com apoio da Mineração Horii, à qual agradecemos na pessoa de Kazuto Horii. Os autores agradecem ao CNPq pelas bolsas de produtividade à pesquisa e o primeiro autor pela bolsa de mestrado da FAPESP (Processo 06/58566-6). Aos professores João B. Moreschi e Gianna Garda do IG-USP, pelas discussões nas diversas etapas do trabalho, aos funcionários da Fazenda São Manoel pelo apoio durante as atividades de campo e aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

Referências

- Almeida F.F.M. 1946. Origem dos minérios de Ferro e Manganês de Urucum. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, **119**:1-58.
- Almeida F.F.M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, **219**:1-96.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu, F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomas Filho, D.A. Campos (eds.) *Tectonic Evolution of South América*. International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, p: 183-193.
- Alvarenga C.J.S., Santos R.V., Dantas E.L. 2004. C-O-Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, **131**:1-21.
- Alvarenga C.J.S. & Trompette R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the later Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92**:85-105.
- Beukes N.J. 1973. Precambrian iron-formations of southern Africa. *Economic Geology*, **68**: 960-1004.
- Beukes N.J., Klein C., Kaufman A.J., Hayes J.M. 1990. Carbonate petrography, kerogen distribution, and carbon and oxygen isotope variations in an early Proterozoic transition from limestone to iron-formation depositon, Transvaal Supergroup, South Africa. *Economic Geol-*

- ogy, **85**(4):663-690.
- Boggiani P.C. 1998. *Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) - Mato Grosso do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 181p.
- Boggiani P.C. & Coimbra A.M. 1996. The Corumbá Group (Central South America) in the context of Late Neoproterozoic Global Changes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Resumo das Comunicações, **68**(4):595-596.
- Boggiani P.C., Ferreira V.P., Sial A.N., Babinski M., Trindade R.I.F., Aceñolaza G., Toselli A.J., Parada M.A. 2003. The cap carbonate of the Puga Hill (Central South America) in the context of the post-Varanger Glaciation. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, *Short Papers*, Salvador, Brasil, v. 1, p. 324-327.
- Boggiani P.C., Babinski M., Yamamoto J.K., Fairchild T.R., Riccomini C., Diratgitch A.A., Liu D. 2005. U-Pb SHRIMP investigation of ash beds in the Corumbá Group (Ediacaran), Paraguay Belt, Brazil. In: 2 Symposium on Neoproterozoic – Early Palaeozoic Events in southwestern Gondwana, 2, Windhoek - Namibia, *Abstracts*, IGCP-478, p. 8-9.
- Boggiani P.C., Piacentini T., Fairchild T.R., Yamamoto J.K., Campanha G.A. C., Sá F.R., Zuquim M. P.S. 2006. Banded Iron Formation (BIF) associated with glacial sediments of the Puga Formation (Marinoan) in the Serra da Bodoquena (Mato Grosso do Sul, Brazil). In: South American Symposium on Isotope Geology, 5 (IGCP-478, Meeting), Punta del Este, Uruguay, *Short Papers*, p. 227-229.
- Breitkopf J.H. 1988. Iron formations related to mafic volcanism and ensialic rifting in the southern margin zone of the Damara orogen, Namibia. *Precambrian Research*, **38**:111-130.
- Cloud P. 1973. Paleoeological significance of the banded iron-formation. *Economic Geology*, **68**:1135-1143.
- Corrêa J.A., Correia Filho F.C.L., Scislawski G., Neto C., Cavallon L.A., Cerqueira N.L.S., Nogueira V.L. 1979. *Geologia das regiões centro e oeste de Mato Grosso do Sul. Projeto Bodoquena*. DNPM, Série Geológica Básica nº 3, mapa geológico. Escala 1:250.000.
- Dantas E.L. & Martinelli C.C. 2003. Nd isotopes from the Araés Metavolcano-sedimentary sequence in the Paraguay Belt, Nova Xavantina, Mato Grosso, Central Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, *Short Papers*, Salvador, Brasil, v. 1, p.168-169.
- Da Rosa A.A.S., Pinho F.E., Gheler W.L. 1997. Formações ferríferas no Grupo Cuiabá, Neoproterozóico (?), MT. In: Simpósio de Geologia do Cento-Oeste, *Anais*. Cuiabá, MT, p. 99-102.
- Dardenne M.A. 1998. Modelo Hidrotermal Sedimentar Exalativo para os Depósitos Fe-Mn da Região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 152.
- Delgarno C.R. & Johnson J.E. 1965. The Holowilena ironstone, a Sturtian glaciogene unit. *South Australia Geological Survey*, Geological Notes, **11**:3-4.
- Dorr II J.V.N. 1945. *Manganese and iron deposits of Morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil*. Bulletin U.S. Geological Survey, 946A, 47 p.
- Dorr II J.V.N. 1969. *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. U.S. Geological Survey Professional Paper, vol. 641A, 110p.
- Dymek R.F. & Klein C. 1988. Chemistry, petrology and origin of banded iron formation lithologies from the 3.800 Ma Isua Supracrustal Belt, West Greenland. *Precambrian Research*, **39**:247-302
- Fryer B.J. 1983. Rare earth elements in iron-formation. In: Trendall A.F. & Morris R.C. (eds.) *Iron-formation: facts and problems*. Amsterdam, Netherlands, Elsevier, p. 345-358.
- Gaucher C., Boggiani P.C., Sprechmann P., Sial A. N., Fairchild T.R. 2003. Integrated correlation of Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implactions. *Precambrian Research*, **120**(3-4):241-278.
- Godói H.O. 2001. *Aquidaua. Folha SF.21-X-A*. (Estado de Mato Grosso do Sul). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Brasília, CPRM, Escala 1:250.000.
- Gross G.A. 1973. The depositional environment of principal types of Precambrian iron-formations. In: UNESCO (ed.) *Genesis of Precambrian iron and manganese deposits*. Proceedings of the Kiev Symposium, 20-25 August 1970, Earth Sciences, 9, p. 15-21.
- Gross G.A. 1991. Geochemical data on iron-formations. In: G.A. Gross & J.A. Donaldson (eds.) *Iron-formation and metalliferous sediments in central Canada*. Geological Survey of Canada, p. 57-59.
- Hahn G., Hahn R., Pflug H.D., Leonardos O.H., Walde D.A.G. 1982. Körpelich erhaltene scyphozoen - reste aus dem Jungpräkambrum Brasiliens. *Geologica et Palaeontologica*, **16**:1-18.
- Hoffman P.F., Kaufman A.J., Halverson G. P., Schrag D. P. 1998. A Neoproterozoic snowball Earth. *Science*, **281**:1342-1346.
- Horstmann U.E. & Hålbich I.W. 1995. Chemical composition of banded iron-formation of the Griqualand West Sequence, Northern Cape Province, South Africa, in comparison with other Precambrian iron formations. *Precambrian Research*, **72**:109-145.
- Kendall B.S., Craeser R.A., Ross G.M., Selby D. 2004. Constraints on the timing of Marinoan “Snowball Earth” glaciation by ¹⁸⁷Re-¹⁸⁷Os dating of a Neoproterozoic, post-glacial black shale in western Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, **222**:729-740.
- Kirschvink J.L. 1992. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth. In: J.W. Schopf & C. Klein (eds.). *The Proterozoic Biosphere – A Multidisciplinary Study*. Cambridge, p. 51-52.
- Klein C. 2005. Some Precambrian banded iron-formation (BIFs) from around the world: their age, geologic setting, mineralogy, metamorphism, geochemistry, and origin. *American Mineralogist*, **90**:1473-1499.
- 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*, **84**:1733-1774.

- Klein C. & Beukes N.J. 1993. Sedimentology and geochemistry of the glaciogenic late Proterozoic Rapitan iron-formation, in Canada. *Economic Geology*, **88**:542-565.
- Klein C. & Ladeira E.A. 2004. Geochemistry and Mineralogy of Neoproterozoic Banded Iron-Formations and some selected, Siliceous Manganese Formations from the Urucum District, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic Geology*, **99**:1233-1244.
- Lacerda Filho J.V., Brito R.S.C., Silva M.G., Oliveira C.C., Moreton L.C., Martins E.G., Lopes R.C., Lima T.M., Larizzatti J.H., Valente C.R. 2006. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso do Sul*. CPRM-SE-PROTUR/MS, texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado de Mato Grosso do Sul, Escala 1:1.000.000, Campo Grande, 121p.
- Martin H. 1978. The mineralization of the ensialic Damara orogenic belt. *South Africa Geological Survey, Special Publication*, **4**:405-415.
- Miller J.M.G. 1985. Glacial and syntectonic sedimentation: The upper Proterozoic Kingston Peak Formation, southern Panamint Range, eastern California. *Geological Society America Bulletin*, **96**:1537-1553.
- Nogueira A.C.R., Riccomini C., Sial A.N., Moura C., Fairchild T.R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid ice-house-greenhouse transition in snowball earth. *Geology*, **31**(7):613-616.
- Nogueira V.L., Oliveira C.C., Figueiredo J.A., Corrêa Filho F.C.L., Scislawski G., Souza M.R., Moraes Filho J.C.R., Leite E.A., Souza N.B., Souza J.O., Cerqueira N.L.S., Vanderlei A.A., Takaschi A.T., Abreu Filho W., Rosito J., Olivatti O., Hausen J.E.P., Gonçalves G.N.D., Ramalho R., Pereira L.C.B. 1978. *Projeto Bonito – Aquidauana*, relatório final. Goiânia, DNPM / CPRM, 14v. (Relatório de Arquivo Técnico do DGM, 2744 p.).
- Piacentini T., Boggiani P.C., Yamamoto J.K. 2006. Formação Ferrífera Bandada Associada à Formação Glacial Puga na região da Bodoquena, MS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Aracajú-SE. *Anais*, p. 155.
- Pinho F.E. 1990. Geoquímica do depósito de ouro de Nova Xavantina – leste do Estado de Mato Grosso. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal-RN, *Anais*, v. 3, p. 1316-1330.
- Trendall A.F. 1973. Iron-formations of the Hamersley Group of Western Austrália: examples of varied Precambrian evaporates. In: UNESCO (ed.) *Genesis of Precambrian iron and manganese deposits*. Proceedings of the Kiev Symposium, 20-25 August 1970, Earth Sciences, 9, p. 377-380.
- Trendall A.F. 2002. The significance of iron-formation in the Precambrian stratigraphic record. In: W. Alteramann & P. L. Corcoran (eds.) *Precambrian Sedimentary Environments: A Modern Approach to Ancient Depositional Systems*. Special Publication n.33 of the IAS, Blackwell Science, p. 33-66.
- Trendall A.F. & Blockley J.G. 1970. The Iron-Formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia. *Geological Survey of Western Australia Bulletin*, **119**:366.
- Trendall A.F. & Blockley J.G. 2004. Precambrian iron-formation. In: P.G. Eriksson, W. Alteramann, D.R. Nelson, Mueller W.U., O. Catuneanu (eds.) *The Precambrian Earth: tempos and events*. Developments in Precambrian Geology, Elsevier, 12:403-421.
- Trindade R.I.F., Font E., D'Agrella Filho M.S., Nogueira A.C.R., Riccomini, C. 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Terra Nova*, **15**(6):441-446.
- Trompette R. 1981. Late Precambrian tillites of the Volta basin and the Dahomeyides orogenic belt (Benin, Ghana, Niger, Togo and Upper Volta). In: M.J. Hmabrey & W.B. Harland (eds.) *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge, Cambridge University Press, p.745-748.
- Trompette R., Alvarenga C.J.S., Walde D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South America Earth Sciences*, **11**(6):587-597.
- Urban H., Stribny B., Lippolt H. 1992. Iron and manganese deposits of the urucum district, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Economic Geology*, **87**:1375-1392.
- Vilela O.V. 1986. As jazidas de minério de ferro dos municípios de Porteirinha, Rio Pardo de Minas, Riacho dos Machados e Grão-Mogol, norte de Minas Gerais. In: Schobbenhaus C. & Coelho C.E.S. *Principais Depósitos Minerais do Brasil: Ferro e Metais da Indústria do Aço*, **2**:111-120.
- Yeo G.M. 1981. The Late Proterozoic Rapitan glaciation in the northern Cordillera. In: F.H.A. Campbell (Editor). *Proterozoic Basins of Canada*. Geological Survey of Canada, Paper, **81**(10):25-46.
- Yeo G.M. 1986. Iron formation in the Late Proterozoic Rapitan Group, Yukon and Northwest Territories. *Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume*, **37**:142-153.
- Young G.M. 1976. Iron formation and glaciogenic rocks of the Rapitan Group, Northwest Territories Canada. *Precambrian Research*, **3**:137-158.
- Young G.M. 1982. The Late Proterozoic Tindir Group, east-central Alaska: Evolution of a continental margin. *Geological Society of America Bulletin*, **93**:759-783.
- Young G.M. 2002. Stratigraphic and tectonic settings of Proterozoic glaciogenic rocks and banded iron-formations: relevance to the snowball Earth debate. *Journal of African Earth Sciences*, **35**:451-466.
- Zaine M.F. & Fairchild T.R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW Brasil. In: Sociedade Brasileira de Paleontologia, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 10, *Resumo das Comunicações*, Rio de Janeiro, p. 54.

Manuscrito AE-071/2006

Submetido em 09 de janeiro de 2007

Aceito em 22 de agosto de 2007

ANEXO II

MAPA DE PONTOS

ANEXO III

MAPA GEOLÓGICO

CENOZÓICO

Aluvião, areias, argilas e cascalhos

NEOPROTEROZÓICO

Grupo Corumbá

- Formação Bocaina: mármore dolomítico, estromatolítico, com laminações algáceas fosfatizadas, brecha carbonática
- Formação Cerradinho: paraconglomerados, arcócio, arenito com lâminas de argilito, folhelho com intercalações de calcário

Formação Puga

- Metadiamicitos e paraconglomerados com blocos e seixos de quartzito, calcário, gnaiss, anfibolito, granito, mili a decimétricos, caoticamente dispersos em matriz silto-arenosa com clorita e sericita
- Subunidade com enriquecimento da matriz em ferro, contendo porções altamente concentradas, finamente laminadas, formação ferrífera

Grupo Cuiabá

- Mármore calcítico e dolomítico, por vezes intraclásticos, com metabrechas calcárias
- Filitos, por vezes quartzíticos, e raramente conglomeráticos
- Sericita xisto, muscovita-quartzo xisto e clorita xisto
- Quartzitos e metarenitos

- Foliação com mergulho medido
- Falha inversa e/ou empurrão inferido
- Lineamento
- Lineamento inferido
- Divisa municipal
- Contorno topográfico
- Drenagem

LOCALIZAÇÃO DO PROJETO

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA

Planimetria obtida através de originais cartográficos em escala 1:50.000, editados pelo Serviço Geográfico do Exército, em 1969 / 73 / 74, folhas SF.21 - X - A - IV - 2 (Bodoquena) e SF.21 - X - A - I - 4 (Córrego Potreiro). Compilação de dados geológicos do Projeto Bodoquena DNPM/CPRM, 1978, Folhas Bodoquena e Córrego Potreiro

ESCALA 1:50.000

MAPA GEOLÓGICO

PROJEÇÃO ELIPSÓIDE MERIDIANO CENTRAL ZONA DATUM	UTM HAYFORD 1910 -57 21 SAD 69	UF MUNICÍPIOS	MS BODOQUENA / BONITO
A FORMAÇÃO FERRÍFERA DA FORMAÇÃO PUGA: AVALIAÇÃO REGIONAL DOS RECURSOS DA SERRA DA BODOQUENA, MS DISSERTAÇÃO DE MESTRADO THIAGO PIACENTINI (2008)			

ANEXO IV

**PERFIS GEOLÓGICOS / ANÁLISES QUÍMICAS PARA
AVALIAÇÃO DE RECURSOS**

ÁREA SUL

PERFIS GEOLÓGICOS

PROJEÇÃO	UTM	ZONA	21
ELIPSÓIDE	HAYFORD 1910	DATUM	SAD 69
MERIDIANO	-57	ESCALA	1:25.000

A FORMAÇÃO FERRÍFERA DA FORMAÇÃO PUGA:
AVALIAÇÃO REGIONAL DOS RECURSOS DA SERRA DA BODOQUENA, MS
DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
THIAGO PIACENTINI (2008)

ANEXO V

BASE DE CÁLCULOS PARA AVALIAÇÃO DOS RECURSOS

ÁREA NORTE BLOCO W			RECURSOS					
Perfil	Amostra	Teor (%Fe)	med		med+ind		med+ind+inf	
			Área (m ²)	tms	Área (m ²)	tms	Área (m ²)	tms
90	4	20,69	1.018,69		11.948,62		22.878,55	
	5	21,60	1.527,47	19,23	12.836,98	19,38	24.146,49	19,39
	6	15,68	1.435,08		11.953,04		22.471,00	
91	7	29,28	5.150,00	29,28	42.478,09	29,28	79.806,18	29,28
92	6	55,94	3.148,98	55,94	48.055,26	55,94	92.961,54	55,94
93	6	33,13	6.015,89	33,13	39.186,68	33,13	72.357,47	33,13
94	5	57,16	4.280,64	57,16	43.801,68	57,16	83.322,72	57,16
104	3	43,18	3.084,75		17.394,08		31.703,41	
	5	46,14	1.702,08	43,81	14.253,02	43,54	26.803,96	43,52
	6	40,57	628,59		10.363,28		20.097,97	
106	4	33,75	3.952,50	33,75	38.227,59	33,75	72.502,68	33,75
112	4	59,60	2.564,62	59,60	31.093,08	59,60	59.621,54	59,60
114	5	17,10	5.509,74	17,10	38.651,68	17,10	71.793,62	17,10
120	4	21,25	2.682,71	21,25	24.611,75	21,25	46.540,79	21,25
122	4	22,21	1.151,15		11.849,63		22.548,11	
	5	36,57	1.351,08	29,96	12.466,95	29,57	23.582,82	29,55
132	3	22,86	5.123,92	22,86	31.146,69	22,86	57.169,46	22,86
134	2	26,05	1.123,62		6.146,16		11.168,70	
	3	14,10	899,47	19,99	8.288,85	18,91	15.678,23	18,86
	4	18,68	1.155,82		16.780,68		32.405,54	

med = medido ind = indicado inf = inferido tms = teor médio da seção

ÁREA SUL BLOCO W			RECURSOS					
Perfil	Amostra	Teor (%Fe)	med		med+ind		med+ind+inf	
			Área (m ²)	tms	Área (m ²)	tms	Área (m ²)	tms
1	6	45,85	5.980,97		20.432,11		34.883,25	
	8	37,98	4.576,59	40,33	21.192,00	37,56	37.807,41	37,22
	10	46,20	6.928,96		30.471,61		54.014,26	
	13	16,56	2.648,49		21.024,90		39.401,31	
3	6	35,15	5.428,61		14.242,99		23.057,37	
	7	39,17	3.606,43		10.936,80		18.267,17	
	8	21,26	2.115,27	31,37	10.314,26	30,22	18.513,25	30,04
	9	22,90	2.231,29		12.213,07		22.194,85	
	10	29,82	2.945,67		12.825,55		22.705,43	
4	11	30,85	7.521,63		29.356,50		51.191,37	
	6	35,33	3.704,93		16.167,65		28.630,37	
	7	32,24	3.153,87		17.426,54		31.699,21	
	9	19,41	7.344,25	25,89	24.682,46	26,73	42.020,67	26,87
	10	22,05	5.319,89		16.139,25		26.958,61	
6	11	28,26	5.488,64		13.806,00		22.123,36	
	5	33,60	5.325,46		16.881,82		28.438,18	
	6	23,90	4.728,01	25,28	18.038,59	24,93	31.349,17	24,88
	8	18,06	5.516,10		21.114,85		36.713,60	
8	9	25,81	3.906,98		19.667,77		35.428,56	
	4	15,85	683,71		11.985,42		23.287,13	
	5	29,48	1.855,49		11.928,81		22.002,13	
	6	32,12	2.839,65	24,69	13.755,34	24,26	24.671,03	24,21
	7	22,51	4.583,64		14.904,82		25.226,00	
	8	20,44	3.122,31		11.002,59		18.882,87	
	9	24,08	1.184,16		9.422,63		17.661,10	

med = medido ind = indicado inf = inferido tms = teor médio da seção

ÁREA SUL BLOCO W			RECURSOS					
Perfil	Amostra	Teor (%Fe)	med		med+ind		med+ind+inf	
			Área (m ²)	tms	Área (m ²)	tms	Área (m ²)	tms
9	4	36,29	3.686,76		24.096,44		44.506,12	
	6	19,98	5.872,39	26,12	20.378,01	28,06	34.883,63	28,3
	7	25,67	3.109,61		14.007,39		24.905,17	
10	3	41,52	5.975,02		16.812,94		27.650,86	
	4	26,60	5.263,73		15.145,02		25.026,31	
	5	27,81	6.794,26		18.327,24		29.860,22	
	6	32,86	7.485,29	32,12	17.819,22	32,23	28.153,15	32,23
	7	31,25	5.859,14		14.786,07		23.713,00	
	8	33,50	4.577,96		13.739,20		22.900,44	
12	9	31,76	1.190,28		9.219,69		17.249,10	
	2	34,66	4.420,08		14.429,06		24.438,04	
	3	32,33	1.027,16		7.202,03		13.376,90	
	7	25,97	6.510,68	29,85	17.016,90	31,22	27.523,12	31,45
	8	25,88	4.163,86		12.172,42		20.180,98	
14	9	41,42	1.547,46		9.466,47		17.385,48	
	7	30,53	6.629,53		16.170,82		25.712,11	
	8	26,91	4.727,19	29,58	12.256,18	29,92	19.785,17	29,98
	9	31,72	2.764,54		12.559,10		22.353,66	
35	10	30,70	403,24		5.389,61		10.375,98	
	7	7.135,32	32,49		25.518,55		43.901,78	
	8	3.208,01	16,58	33,05	16.909,63	31,78	30.611,25	31,63
	10	5.918,97	46,80		25.211,92		44.504,87	
37	13	3.789,53	26,57		26.895,75		50.001,97	
	6	24,64	3.150,21		12.099,99		21.049,77	
	7	33,47	3.872,63		14.441,12		25.009,61	
	8	28,90	4.516,67		24.446,88		44.377,09	
	12	22,65	5.797,99	29,79	32.349,64	29,93	58.901,29	29,95
	13	37,13	1.176,37		11.253,70		21.331,03	
39	14	30,57	1.292,78		10.784,57		20.276,36	
	15	48,32	2.031,87		10.103,93		18.175,99	
	7	35,08	1.628,34		17.542,16		33.455,98	
	10	19,00	2.085,71	24,02	6.242,01	24,89	10.398,31	24,95
	11	22,61	2.030,69		10.478,03		18.925,37	
	12	16,79	648,77		14.599,16		28.549,55	

med = medido

ind = indicado

inf = inferido

tms = teor médio da seção

ÁREA SUL BLOCO E			RECURSOS					
Perfil	Amostra	Teor (%Fe)	med		med+ind		med+ind+inf	
			Área (m ²)	tms	Área (m ²)	tms	Área (m ²)	tms
1	17	32,10	14.126,80		36.648,83		59.170,86	
	18	24,67	5.341,41		17.593,62		29.845,83	
	20	19,22	7.295,12		23.416,85		39.538,58	
	21	20,33	4.932,21	27,09	13.362,13	27,63	21.792,05	27,74
	22	24,81	3.559,00		11.687,68		19.816,36	
	23	21,17	2.853,17		11.047,42		19.241,67	
	24	43,64	3.509,44		17.963,03		32.416,62	

med = medido

ind = indicado

inf = inferido

tms = teor médio da seção

ÁREA SUL BLOCO E			RECURSOS					
Perfil	Amostra	Teor (%Fe)	med		med+ind		med+ind+inf	
			Área (m ²)	tms	Área (m ²)	tms	Área (m ²)	tms
3	16	38,40	9.086,92	25,39	22.885,88	24,91	36.684,84	24,82
	17	19,53	6.957,74		14.984,96		23.012,18	
	18	20,61	4.937,52		13.192,91		21.448,30	
	19	18,48	5.645,72		16.330,04		27.014,36	
	20	19,18	6.722,54		17.100,59		27.478,64	
	21	27,68	4.315,67		12.243,31		20.170,95	
	22	42,67	3.314,75		11.688,20		20.061,65	
	23	26,39	3.048,92		12.427,83		21.806,74	
	24	14,21	2.264,31		10.460,92		18.657,53	
	25	16,81	1.961,83		11.174,64		20.387,45	
	26	30,99	1.078,39		9.391,96		17.705,53	
	27	16,23	785,63		9.524,62		18.263,61	
4	16	28,06	11.096,20	30,47	25.609,96	29,44	40.123,72	29,18
	17	33,26	9.563,35		19.867,34		30.171,33	
	18	19,22	7.922,09		16.573,74		25.225,39	
	19	30,28	7.259,19		16.250,57		25.241,95	
	20	17,27	8.311,13		18.622,24		28.933,35	
	21	45,31	9.116,06		18.907,59		28.699,12	
	22	47,13	7.663,89		15.656,61		23.649,33	
	23	38,27	5.865,39		13.357,68		20.849,97	
	24	25,46	5.205,52		13.749,56		22.293,60	
	25	25,93	5.066,13		14.043,55		23.020,97	
	26	20,09	2.822,19		9.531,99		16.241,79	
	27	21,52	2.111,71		10.490,33		18.868,95	
	28	23,84	1.278,69		9.621,16		17.963,63	
	29	26,67	642,29		8.293,11		15.943,93	
5	19	31,64	22.370,52	30,88	45.120,19	31,63	67.869,86	31,82
	20	21,02	8.754,48		17.779,25		26.804,02	
	21	25,45	9.373,23		18.629,86		27.886,49	
	22	42,37	7.083,54		14.542,83		22.002,12	
	23	25,02	6.051,15		13.935,63		21.820,11	
	24	32,90	3.205,28		10.013,56		16.821,84	
	25	50,40	2.896,52		10.884,56		18.872,60	
	26	34,51	2.201,65		10.302,29		18.402,93	
	27	32,71	1.150,55		8.858,11		16.565,67	
	28	29,41	600,83		8.783,29		16.965,75	
	29	33,05	1.018,79		1.944,57		2.870,35	
6	19	21,10	18.290,03	20,86	34.952,61	21,22	51.615,19	21,31
	20	21,92	10.278,20		19.810,69		29.343,18	
	21	19,46	6.910,32		15.330,42		23.750,52	
	22	17,46	7.266,77		17.081,47		26.896,17	
	23	20,00	7.699,88		18.070,23		28.440,58	
	24	20,99	5.438,64		13.147,31		20.855,98	
	25	12,57	4.766,16		13.875,23		22.984,30	
	26	32,85	3.745,19		11.852,09		19.958,99	
	27	37,35	2.014,41		10.844,30		19.674,19	
	28	17,29	3.840,46		22.031,27		40.222,08	

med = medido

ind = indicado

inf = inferido

tms = teor médio da seção

ÁREA SUL BLOCO E			RECURSOS					
Perfil	Amostra	Teor (%Fe)	med		med+ind		med+ind+inf	
			Área (m ²)	tms	Área (m ²)	tms	Área (m ²)	tms
7	19	31,31	11.911,54	29,13	24.397,23	29,00	36.882,92	28,96
	20	23,40	8.879,59		18.314,42		27.749,25	
	21	24,38	7.410,35		15.812,50		24.214,65	
	22	37,55	8.265,85		17.298,33		26.330,81	
	23	25,80	5.809,50		13.840,84		21.872,18	
	24	21,76	6.102,45		16.076,03		26.049,61	
	25	33,94	4.257,09		12.605,88		20.954,67	
	26	22,89	4.867,08		14.927,30		24.987,52	
	27	37,32	4.063,41		12.468,69		20.873,97	
	28	46,92	3.529,85		12.097,82		20.665,79	
	29	15,93	2.385,52		12.251,17		22.116,82	
8	22	22,47	15.476,49	23,25	35.527,48	22,59	55.578,47	22,45
	23	22,87	7.788,21		18.008,44		28.228,67	
	24	27,13	6.614,39		15.354,87		24.095,35	
	25	22,34	5.774,95		14.568,27		23.361,59	
	26	22,08	4.728,20		16.402,62		28.077,04	
	28	26,00	2.662,77		13.291,96		23.921,15	
	29	12,36	655,71		10.159,53		19.663,35	
9	21	19,62	10.653,74	23,48	26.162,23	23,71	41.670,72	23,75
	22	25,59	10.008,56		27.120,22		44.231,88	
	25	29,89	5.661,39		22.510,87		39.360,35	
	26	21,95	3.253,27		13.420,29		23.587,31	
	27	19,30	2.677,17		11.470,64		20.264,11	
	28	23,49	1.988,31		11.056,52		20.124,73	
	29	23,08	670,59		9.981,12		19.291,65	
12	24	17,87	1.893,10	23,66	18.124,13	22,93	34.355,16	22,86
	26	23,16	2.889,25		16.317,94		29.746,63	
	27	21,10	3.017,71		16.179,32		29.340,93	
	29	32,25	2.347,31		12.596,22		22.845,13	
14	23	21,28	5.333,99	20,96	30.020,21	21,76	54.706,43	21,84
	26	18,30	6.952,77		29.944,84		52.936,91	
	28	25,39	2.263,82		14.645,54		27.027,26	
	29	28,72	876,82		9.274,32		17.671,82	
16	25	46,63	5.586,55	39,02	28.036,36	36,57	50.486,17	36,36
	28	27,99	1.928,93		19.033,05		36.137,17	
	29	22,17	1.262,40		8.244,37		15.226,34	
18	27	20,19	4.228,48	20,19	35.273,31	20,19	66.318,14	20,19
35	16	21,33	8.204,01	18,90	22.303,12	18,60	36.402,23	18,54
	17	15,71	6.566,19		18.591,55		30.616,91	
	19	18,52	5.621,66		20.859,83		36.098,00	
	20	14,94	5.049,15		17.617,28		30.185,41	
	21	24,95	6.027,54		19.116,41		32.205,28	
	23	17,43	3.658,79		16.306,64		28.954,49	
	24	15,92	2.717,43		16.377,98		30.038,53	
37	18	21,63	7.484,19	17,80	24.894,40	17,88	42.304,61	17,89
	22	15,85	14.716,51		46.041,23		77.365,95	
39	20	16,95	8.375,29	16,95	45.626,14	16,95	82.876,99	16,95

med = medido

ind = indicado

inf = inferido

tms = teor médio da seção

ANEXO VI

RESULTADOS ANALÍTICOS DE ICP-MS

	JGb-1			BR			Branco
	obtido	recomendado	sd	obtido	recomendado	± CLs	
Rb	5,94	6,87	3	46,9	47	3	0,02
Sr	323	327	39	1375	1320	51	<0.01
Y	9,03	10,4	2,4	28,6	30,0	1,5	<0.01
Zr	28,4	32,8	6,8	267	260	16	<0.01
Nb	3,76	3,34	1,33	107	98	6	<0.01
Cs	0,24	0,26	0,076	0,83	0,80	0,15	<0.01
Ba	62,4	64,3	17,1	1107	1050	44	0,47
La	4,27	3,6	0,56	84,1	82,0	1,5	<0.01
Ce	9,33	8,17	1	156	151	4	<0.01
Pr	1,03	1,13	0,14	18,0	17	0,6	<0.01
Nd	5,32	5,47	0,83	68,9	65,0	2	<0.01
Sm	1,50	1,49	0,19	12,5	12,2	0,3	<0.01
Eu	0,68	0,62	0,052	3,76	3,70	0,2	<0.01
Gd	1,71	1,61	0,14	9,46	9,50	0,6	0,02
Tb	0,29	0,29	0,071	1,35	1,25	0,1	<0.01
Dy	1,74	1,56	0,37	6,46	6,40	0,2	<0.01
Ho	0,39	0,33	0,052	1,13	1,10	0,13	<0.01
Er	1,08	1,04	0,24	2,77	2,50	0,1	<0.01
Tm	0,16	0,16	0,033	0,34	0,30	0,04	<0.01
Yb	1,00	1,06	0,3	1,88	1,80	0,2	<0.01
Lu	0,16	0,15	0,025	0,27	0,25	0,03	<0.01
Hf	0,94	0,88	0,19	5,88	5,60	0,2	<0.01
Ta	1,09	0,18	0,076	5,96	6,20	0,7	<0.01
Pb	1,95	1,92	0,74	5,73	5,00	2,5	0,19
Th	0,51	0,48	0,1	10,8	11,0	1	<0.01
U	0,11	0,13	0,048	2,55	2,50	0,3	<0.01

OBS.: JGb-1 - (gabro) - material de referência do GSJ (Japão)
BR - (basalto) - material de referência do CRPG (França)
Valores em ppm
± CLs: limite de confiança de 95%
sd: desvio padrão

N. Lab. N.Campo	07-744 BDQ-330/2	07-746 BDQ-330/8	07-750 BDQ-330/12	07-751 BDQ-330/13	07-753 BDQ-330/17	07-754 BDQ-330/18
Rb	137	155	163	145	73,0	89,1
Sr	72,9	76,9	50,8	31,3	148	64,8
Y	21,5	23,7	26,6	23,6	38,2	23,0
Zr	153	118	116	105	92,6	102
Nb	14,9	12,0	12,0	10,3	11,0	11,9
Cs	5,85	2,28	3,98	3,71	2,22	1,82
Ba	334	619	713	471	498	369
La	49,1	35,5	35,7	29,7	36,0	33,9
Ce	108	73,3	74,7	61,3	70,8	71,1
Pr	13,0	9,43	9,52	7,61	9,28	9,01
Nd	48,4	36,1	36,1	29,1	36,3	34,6
Sm	8,68	7,08	7,20	5,52	7,45	6,38
Eu	1,46	1,30	1,33	0,99	1,62	1,18
Gd	5,68	5,16	5,42	4,37	6,86	5,26
Tb	0,86	0,88	0,93	0,68	1,16	0,78
Dy	4,45	4,59	5,00	3,76	6,31	4,06
Ho	0,89	0,91	1,03	0,82	1,31	0,83
Er	2,57	2,58	2,92	2,43	3,52	2,32
Tm	0,41	0,41	0,46	0,39	0,51	0,36
Yb	2,76	2,73	3,02	2,59	3,13	2,37
Lu	0,45	0,43	0,48	0,41	0,48	0,38
Hf	4,27	3,56	3,47	2,99	2,41	2,63
Ta	1,24	0,92	0,95	0,79	0,60	0,62
Pb	4,53	4,94	5,79	10,8	7,25	3,34
Th	13,1	11,3	12,5	9,95	7,68	8,84
U	1,33	1,14	1,00	0,98	0,94	0,92

Valores em ppm
a,b: duplicatas

	N. Lab. N.Campo massa	06 147 9-8C	06 148 9-8D	06 149 9-8E	06 150a 9-8F	06 150b 9-8F
Rb	85	39,1	38,2	36,7	39,7	40,4
Sr	88	2,60	11,7	158	6,53	6,54
Y	89	8,82	8,21	11,7	12,1	12,5
Zr	90	37,7	29,9	37,2	37,0	36,6
Nb	93	2,85	3,21	2,98	2,88	3,68
Cs	133	0,95	0,90	0,91	0,79	0,78
Ba	135	301	281	342	300	287
La	139	22,9	16,7	15,0	16,9	16,6
Ce	140	53,6	36,5	33,2	34,9	33,5
Pr	141	6,24	4,47	4,44	4,24	4,09
Nd	143	25,4	18,1	18,7	16,5	15,8
Sm	147	4,71	3,49	3,51	2,75	2,64
Eu	151	0,83	0,68	0,60	0,48	0,49
Gd	157	3,61	2,93	2,81	2,35	2,22
Tb	159	0,44	0,41	0,40	0,33	0,33
Dy	161	2,61	2,48	2,53	2,20	2,05
Ho	165	0,51	0,46	0,51	0,46	0,43
Er	166	1,66	1,42	1,58	1,50	1,38
Tm	169	0,22	0,18	0,21	0,20	0,20
Yb	173	1,78	1,47	1,59	1,53	1,38
Lu	175	0,28	0,22	0,24	0,24	0,22
Hf	179	1,09	0,83	0,98	0,88	0,83
Pb	média	42,4	2,12	3,61	1,93	1,54
Th	232	3,24	2,75	2,91	2,86	2,57
U	238	0,30	0,21	0,36	0,38	0,34

Valores em $\mu\text{g.g}^{-1}$

a,b: duplicatas

	IF-G obtido	IF-G (1)	FER-1 obtido	FER-1 (1)	FER-2 obtido	FER-2 (1)	FER-3 obtido	FER-3 (1)	FER-4 obtido	FER-4 (1)
Rb	0,33	0,43	0,89	0,64	69,6	66,9	0,97	1	18,33	15,72
Sr	3,18	2,93	92,39	86,64	51,7	59,03	32,8	33,5	56,33	61,86
Y	8,94	9,49	18,80	17,68	14,0	15,49	2,63	2,5	6,83	6,77
Zr	0,66	2,54	8,01	6,09	44,8	38,62	4,46	2,34	21,64	17,37
Nb	0,18	0,21	0,81	1,62	2,66	2,96	0,72	1,62	1,88	2,83
Cs	0,07		0,11		4,44		0,18		0,65	
Ba	2,22	1,82	1043	1017	213	219,33	9,09	11,02	36,85	38,36
La	3,44	3,23	9,34	11,67	11,5	13,35	2,56	2,75	8,01	8,74
Ce	3,71	3,96	9,00	7,48	22,9	22,83	3,55	2,36	13,30	11,42
Pr	0,43	0,39	1,41	1,17	2,66	2,45	0,25	0,2	1,42	1,49
Nd	1,80	2,12	6,70	5,68	10,9	10,23	1,18	1,17	6,97	6,57
Sm	0,40	0,46	1,61	1,69	2,33	2,26	0,46	0,44	1,96	2,01
Eu	0,37	0,41	3,06	2,92	1,14	1,23	0,23	0,23	0,66	0,68
Gd	0,49	0,74	1,61	1,68	1,97	2,26	0,27	0,28	0,97	1,12
Tb	0,11	0,1	0,23	0,21	0,31	0,29	0,04	0,05	0,13	0,17
Dy	0,74	0,82	1,48	1,61	1,88	1,79	0,26	0,33	0,74	0,84
Ho	0,20	0,21	0,37	0,36	0,42	0,38	0,06	0,07	0,16	0,17
Er	0,60	0,64	1,03	0,94	1,22	0,94	0,18	0,19	0,48	0,53
Tm	0,09	0,1	0,15	0,14	0,19	0,23	0,03	0,03	0,07	0,09
Yb	0,55	0,58	0,80	0,98	1,19	1,26	0,16	0,21	0,45	0,52
Lu	0,09	0,11	0,12	0,17	0,18	0,19	0,03	0,04	0,08	0,1
Hf	0,03	0,15	0,15	0,35	1,03	0,86	0,06	0,1	0,48	0,55
Ta	0,09	0,3	0,03	0,19	0,17	0,26	0,00	0,09	0,08	0,15
Pb	1,99		4668		7,17		5,80		6,17	
Th	0,04		0,36		2,58		0,11		0,84	
U	0,03		0,67		0,97		0,43		1,56	

Valores em ppm

a,b: duplicatas

(1) Balaram,V., Manikyamba,C., Ramesh,S.L., Anjaiah, K.V. Rare earth and trace element determination in iron formation reference samples by ICP-MS. (1992) *Atomic Spectroscopy* 13 (1) 19-25