UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004625

AMBIENTES DE SEDIMENTAÇÃO DO GRUPO CORUMBÁ
NA REGIÃO CENTRAL DA SERRA DA BODOQUENA,
MATO GROSSO DO SUL

Paulo César Boggiani

Orientador: Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Dr. T.R.Fairchild</u>	<u>Thomas R. Fairchild</u>
Examinadores:	<u>Dr. F.F.M.de Almeida</u>	<u>F.F.M. de Almeida</u>
	<u>Dr. A.M.Coimbra</u>	<u>Américo Alcino Coimbra</u>

São Paulo
1990

Aos meus pais.

RESUMO

O Grupo Corumbá é formado por rochas carbonáticas associadas a terrígenos com provável idade vendiana, constituindo parte da Faixa Paraguai e se estendendo sobre o Cráton Amazônico.

Neste trabalho, a Faixa Paraguai é considerada como Faixa de metassedimentos e sedimentos de idade cambriana a proterozóica superior, situada na borda do Cráton Amazônico, desde o vale do rio Apa até a região do Alto Araguaia, em Goiás. Na serra da Bodoquena, região escolhida para estudo dos ambientes de sedimentação do Grupo Corumbá, foram individualizadas duas faixas paralelas denominadas zonas Interna e Externa, semelhante a procedimento já adotado na porção da faixa aflorante no Estado de Mato Grosso.

A zona Interna, situada na parte leste da região estudada, é caracterizada por maior intensidade das deformações tectônicas, onde as camadas apresentam-se falhadas e com dobras isoclinais. Na zona Externa, situada na porção oeste, as dobras são abertas e suaves.

Na zona Externa ocorrem três fácies terrígenas (de conglomerados, de arcósios e de lamitos), associadas a cinco fácies carbonáticas: de *grainstones* com laminações cruzadas, de margas e *mudstones* alternados, de *mudstones* pseudonodulares, de *mudstones* e de estromatólitos. As fácies terrígenas predominam na base e as carbonáticas no topo de sucessão estratigráfica de aproximadamente 180m de espessura, onde se interpretou deposição de fanglomerado seguida por transgressão em rampa carbonática aberta.

A zona Interna, por se encontrar mais tectonizada, apresenta estratigrafia de difícil definição e pouco controle de espessura de sedimentos. Nesta se concentram as ocorrências de rochas fosfáticas associadas a dolomitos e estromatólitos. As demais fácies encontradas são de *grainstones* oolíticos, de brechas intraformacionais com clastos centimétricos discóides, de brechas com blocos e de *mudstones* dolomíticos, que sugerem ambientes de águas rasas, enquanto que fácies de lamitos e de *mudstones* calcíticos corresponderiam à águas profundas. O contraste de profundidades sugere a ocorrência de *upwelling* como possível fonte de fósforo para a origem dos depósitos fosfáticos.

A alternância de terrígenos e carbonatos, juntamente com a ocorrência de pseudomorfs de gipsita e de prováveis *tepees*, permite concluir que durante ao menos parte da deposição do Grupo Corumbá o clima era árido a semi-árido.

ABSTRACT

The Corumbá Group is made up of carbonate and terrigenous sediments of probable Vendian age that comprise part of the Paraguai belt and extend into the Amazon Craton. The Paraguai belt crops out along the margin of this craton as a band of sediments and metasediments of late Proterozoic to Cambrian age from the Apa Valley (Paraguay) to the Alto Araguaia region (State of Goiás).

In the serra da Bodoquena (State of Mato Grosso do Sul), the region chosen for the study of sedimentary environments of the Corumbá Group, two parallel bands, designated the inner and outer zones, have been identified, much as other workers have done further north in the Paraguai belt in the state of Mato Grosso. The inner zone, situated in the eastern portion of the study area, is much more deformed than the outer zone, isoclinally folded and intensely faulted beds being rather common. In the outer zone, more to the west, folds are open and gentle.

In the outer zone, three terrigenous facies, represented, respectively, by conglomerates, arkoses, and mudstones, are associated with five calcareous facies, characterized by cross-laminated grainstones, alternating marls and lime mudstones, pseudonodular lime mudstones, lime mudstones and silicified stromatolites. The terrigenous facies predominate at the base and the calcareous facies at the top of an approximately 180 m thick sequence. Sedimentation is interpreted as having begun with conglomerate deposition followed by marine transgression and open carbonate ramp.

Tectonic complications make definition of the stratigraphy or even calculation of thicknesses much more difficult in the inner zone. It is within this zone, however, that phosphatic rocks are concentrated. Shallow-water deposition is suggested by facies characterized by oolitic grainstones, intraformational centimetric flat-pebble breccias, intraformational breccias with decimetric clasts and mudstones dolomitic, whereas deep-water conditions are inferred from mudstones and lime mudstones facies in the extreme eastern portion of the area. This bathymetric setting comprises presumptive for upwelling as the source of phosphate in this zone.

The climate during at least part of Corumbá sedimentation may well have been semi-arid to arid, to judge from the alternation of terrigenous and carbonate facies and the presence of calcite pseudomorphs after gypsum and probable tepee structures in the carbonates.

ÍNDICE

Resumo	i
<i>Abstract</i>	ii
Índice	iii
Lista de figuras	vi
Lista de tabelas	viii
<i>Capítulo 1 - INTRODUÇÃO</i>	1
1.1. Generalidades	2
1.2. Área de estudo	4
1.3. A Faixa Paraguai na serra da Bodoquena	7
1.4. Objetivos	8
1.5. Agradecimentos	8
<i>Capítulo 2 - NOMENCLATURAS E MÉTODOS EMPREGADOS</i>	10
2.1. Nomenclaturas	10
2.1.1. Classificação de rochas carbonáticas	10
2.1.2. Classificação de rochas sedimentares fosfáticas	10
2.1.3. Classificação de rochas terrígenas	13
2.1.4. Terminologia de estruturas sedimentares	13
2.2. Métodos	14
2.2.1. Análise faciológica	14
2.2.2. Métodos analíticos	14
<i>Capítulo 3- ANÁLISE DOS TRABALHOS ANTERIORES</i>	16
3.1. Trabalhos pioneiros sobre o Grupo Corumbá	16
3.2. Evolução dos conhecimentos	17
3.2.1. Estratigrafia	17
3.2.2. Idade	22
3.2.3. Ambientes de sedimentação	23
3.2.4. Geologia estrutural e metamorfismo	23

3.2.5 Correlações estratigráficas	24
3.3. O Grupo Corumbá no contexto geotectônico da Faixa Paraguai.....	24
<i>Capítulo 4 - FÁCIES DA ZONA EXTERNA</i>	28
4.1. Introdução	28
4.2. Fácies terrígenas.....	28
4.2.1. Fácies de conglomerados.....	28
4.2.2. Fácies de arcósios	33
4.2.3. Fácies de lamitos.....	36
4.3. Fácies carbonáticas.....	36
4.3.1. Fácies de <i>grainstones</i> com laminações cruzadas.....	36
4.3.2. Fácies de margas e <i>mudstones</i> calcíticos alternados	40
4.3.3. Fácies de <i>mudstones</i> pseudonodulares	42
4.3.4. Fácies de <i>mudstones</i>	43
4.3.5. Fácies de estromatólitos	45
4.4. Modelo deposicional da zona Externa	48
<i>Capítulo 5 - FÁCIES DA ZONA INTERNA</i>	51
5.1. Introdução	51
5.2. Descrição e interpretação das fácies.....	51
5.2.1. Fácies de <i>grainstones</i> oolíticos.....	51
5.2.2. Fácies de brechas com clastos centimétricos discóides	54
5.2.3. Fácies de estromatólitos	54
5.2.4. Fácies de <i>mudstones</i> dolomíticos.....	56
5.2.5. Fácies de brechas com blocos	60
5.2.6. Fácies de lamitos.....	62
5.2.7. Fácies de <i>mudstones</i> calcíticos	62
5.2.8. Fácies de rochas fosfáticas.....	63
5.3. Gênese de rochas sedimentares fosfáticas.....	68
5.3.1. Fontes de fósforo na água do mar.....	68

5.3.2. Formação da apatita a partir da água do mar.....	71
5.4.. Considerações sobre os ambientes de sedimentação da zona Interna	74
<i>Capítulo 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS</i>	76
6.1. Proposta de modelo evolutivo da Faixa Paraguai na serra da Bodoquena.....	77
REFERÊNCIAS	79

Lista de figuras

- Fig.1 - Mapa geológico da serra da Bodoquena.
- Fig.2 - Perfil geológico esquemático da serra da Bodoquena, entre Bonito e fazenda Baía das Garças.
- Fig.3 - Localização e acessos à área estudada.
- Fig.4 - Localização esquemática das principais localidades mencionadas no texto.
- Fig.5 - Esboço geológico da área estudada.
- Fig.6 - Classificação de rochas sedimentares fosfáticas segundo SLANSKY (1980).
- Fig.7 - Subdivisões estratigráficas propostas para o Grupo Corumbá e unidades subjacentes na serra da Bodoquena.
- Fig.8 - Gráficos das razões Ca/Mg de calcários da serra da Bodoquena.
- Fig.9 - Seixo isolado em arenito da Formação Puga.
- Fig.10 - Contexto geológico da Faixa Paraguai e geologia adjacente.
- Fig.11 - Localização das colunas estratigráficas descritas entre Bonito e Três Morros, ao longo da estrada para fazenda Baía das Garças.
- Fig.12 - Colunas estratigráficas descritas na estrada fazenda Baía das Garças - Três Morros.
- Fig.13 - Conglomerados aflorantes na borda oeste da serra da Bodoquena, próximo ao posto indígena da FUNAI.
- Fig.14 - Coluna estratigráfica da fazenda Taboquinha.
- Fig.15 - Grãos de feldspato (microclíneo) inalterado em arcósios.
- Fig.16 - Fácies de lamitos com cor de alteração amarela.
- Fig.17 - Coluna estratigráfica descrita na estrada Três Morros - Vila Gaúcha, ao norte do rio Perdido.
- Fig.18 e 19 - Fácies de *grainstones* com laminações cruzadas.
- Fig.20 - Fragmentos de laminações algálicas em *grainstones* com laminações cruzadas.
- Fig.21 - Provável glóbulo algálico em *grainstone* com laminações cruzadas.
- Fig.22 - Prováveis pseudomorfos de gipsita em *grainstones* com laminações cruzadas.

- Fig.23 - Fácies de margas e *mudstones* calcéticos alternados.
- Fig.24 - Fácies de *mudstones* pseudonodulares.
- Fig.25 - Estromatólitos colunares da fazenda Santa Cruz.
- Fig.26 - Fotomicrografia de estromatólito da fazenda Santa Cruz.
- Fig.27 - Modelo faciológico da zona Externa.
- Fig.28 - Oólito meia-lua indicando topo de camada para cima.
- Fig.29 - Fácies de brechas intraformacionais com seixos discóides.
- Fig.30 - Microbialitos.
- Fig.31 - Oncólitos.
- Fig.32 - Fácies de *mudstones* dolomíticos.
- Fig.33 e 34 - Fácies de brechas intraformacionais com blocos.
- Fig.35 - Microfosforito laminado da fazenda Ressaca.
- Fig.36 - Provável estromatólito fosfático da fazenda Ressaca.
- Fig.37 - Intraclastos de microfosforito em dolomito da fazenda Ressaca.
- Fig.38 - Fotomicrografia de dolomito fosfático da fazenda Camargo Corrêa.
- Fig.39 - Seixos discóides em microfosforito da fazenda da Camargo Corrêa.
- Fig.40 - Variação dos teores em P dissolvido em profundidade nas águas dos oceanos.
- Fig.41 - Teor de P de águas intersticiais sobre o platô continental peruano (BURNETT 1974 *apud* SLANSKI 1980).
- Fig.42 - Distribuição do oxigênio dissolvido e da temperatura em função da profundidade ao longo das costas peruanas e chilenas, com distribuição dos nódulos fosfáticos holocênicos (P), amostrados na mesma região (BURNETT 1974 *apud* SLANSKY 1980).
- Fig.43 - Esquema da distribuição das fácies na zona Interna em provável plataforma carbonática.
- Fig.44 - Proposta de modelo evolutivo do Grupo Corumbá na serra da Bodoquena.

Lista de tabelas

Tabela I - Análises químicas de *grainstones* com laminações cruzadas.

Tabela II - Análise química do pseudonódulo de amostra coletada na estrada vila Gaúcha - Três Morros, 30 km ao sul deste.

Tabela III - Análises químicas de *mudstones* calcíticos de amostras coletadas na região de Três Morros.

Tabela IV - Análise química de *mudstone* dolomítico da pedreira de Mármore Arco Íris.

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO

1.1. GENERALIDADES

Nas duas últimas décadas, cresceu muito o interesse pelo método de análise faciológica na interpretação de ambientes de sedimentação, inclusive de unidades pré-cambrianas. Tal fato decorre, em parte, do êxito deste método na prospecção de bens minerais, por exemplo, na pesquisa de petróleo. No presente trabalho, procurou-se aplicar este método em exposições do Grupo Corumbá na região central da serra da Bodoquena (Fig. 1). A escolha desta área foi devido a carência de trabalhos sobre ambientes de sedimentação no Grupo Corumbá e, também, por acreditar que estes estudos venham auxiliar no entendimento dos depósitos de rochas fosfáticas existentes e nos futuros trabalhos de prospecção deste minério.

O Grupo Corumbá é caracterizado por sedimentos predominantemente carbonáticos, de provável idade vendiana ou, possivelmente, cambriana, expostos ao longo de faixa alongada e descontínua com aproximadamente 600 km de comprimento, incluindo-se as exposições da serra da Bodoquena (MS), Corumbá (MS) e serra das Araras (MT), (Fig.1). Nesta última, os calcários são considerados como pertencentes à Formação Araras, a qual, apesar da descontinuidade geográfica com as unidades situadas ao sul, foi incluída no Grupo Corumbá por ALMEIDA (1984).

Os poucos estudos sobre o Grupo Corumbá, juntamente com a falta de mapeamentos de detalhe, têm contribuído para manter a controvérsia sobre suas subdivisões estratigráficas e suas relações com o Grupo Jacadigo, Formação Puga e Grupo Cuiabá. Em trabalhos sobre o Grupo Corumbá, encontram-se interpretações preliminares sobre os ambientes de sedimentação. ALMEIDA (1945, 1965 a) além de elaborar as primeiras propostas de subdivisão estratigráfica do Grupo Corumbá, contribuiu com interpretações iniciais sobre seus paleoambientes ao nível regional. Os trabalhos posteriores de CORRÊA *et al.* (1976) e NOGUEIRA *et al.* (1978) pouco evoluíram neste sentido e apresentam propostas estratigráficas de difícil aplicação à serra da Bodoquena.

Nesta dissertação, foram considerados como pertencentes ao Grupo Corumbá apenas as unidades carbonáticas e terrígenas associadas, não incluindo, assim, os sedimentos da Formação Puga. A exclusão da Formação Puga no Grupo Corumbá, seguindo as concepções de CORRÊA *et al.* (1976) e NOGUEIRA *et al.* (1978), é coerente devido ao caráter essencialmente terrígeno de suas litologias contrastando com a predominância de rochas carbonáticas no Grupo Corumbá.

Fig. 1

Mapa Geológico da Serra da Bodoquena
Mato Grosso do Sul

Qp Formação Pantanal

PCa Formação Aquidauana

GRUPO CORUMBA'

Predominância de calcários

Calcários e Terrígenos

Formação Puga

pCJc Grupo Jacadigo

pCcb Grupo Cuiabá

pCat Complexo Metamórfico Alto Tererê

pC Pré Cambriano Indiferenciado

ÁREA DE ESTUDO

(simplificado de Ordekowski et al. 1980)

FAIXA PARAGUAI - SERRA DE BODOQUENA, MATO GROSSO DO SUL

Fig.2 - Perfil geológico esquemático da serra da Bodoquena entre Bonito e fazenda Baía das Garças.

Em resposta à pouca operacionalidade das propostas até então existentes de subdivisão estratigráfica para o Grupo Corumbá (ALMEIDA 1965a, CORRÊA *et al.* 1976 e NOGUEIRA *et al.* 1978), embora acreditando na possibilidade de sua subdivisão, optou-se por considerá-lo indiviso a espera de posteriores estudos faciográficos e tectônicos, que levem em consideração sua distribuição em toda Faixa Paraguai, incluindo seus correspondentes na Bolívia e Paraguai, grupos Murciélago e Itapucumi, respectivamente. Acredita-se que o trabalho aqui apresentado com subdivisões litofaciográficas para o Grupo Corumbá, e identificação de seus prováveis ambientes geradores, ainda que de caráter preliminar, venha contribuir pioneiramente para elucidação da história geológica da Faixa Paraguai.

Foram notadas marcantes diferenças entre os estilos tectônicos e os tipos faciográficos entre as exposições de Leste e Oeste da serra da Bodoquena. Estas características levaram a distinção das zonas Externa e Interna, paralelas entre si e situadas, respectivamente, nas partes oeste e leste da Faixa Paraguai (Fig. 2).

1.2 - Área de estudo

Após reconhecimento regional da serra da Bodoquena, a região de Bonito (Fig.3) foi escolhida para detalhe por apresentar boas exposições, de acesso relativamente fácil, e pela concentração de ocorrências e depósitos de rochas fosfáticas.

Na direção leste-oeste, a área é cortada pela estrada Bonito- fazenda Baía das Garças, que passa pela região de Três Morros, constituindo perfil básico para entendimento da geologia da serra da Bodoquena (Fig.4 e 5).

A parte leste da área é cortada, na direção norte-sul, pela estrada que liga Bonito a Bodoquena. Em estradas secundárias, perpendiculares a esta, têm-se bons afloramentos e acesso às ocorrências de rochas fosfáticas.

Fig.3 - Localização e acessos à área estudada.

Fig.4 - Esquema da localização das principais localidades mencionadas no texto.

A região de Bonito é conhecida por suas cavernas, com destaque para as grutas do Lago Azul e Nossa Senhora Aparecida, bem como pelos rios de águas transparentes onde desenvolve-se deposição carbonática recente, associada, principalmente, à ação de algas carófitas. O relevo é parcialmente cárstico, com morros isolados e serras alongadas constituídas de rochas carbonáticas, com cotas altimétricas variando de 320 m, na parte oeste, a 739m, na região central.

A rede de drenagem na região é constituída, principalmente, pelo rio Formoso, situado a leste da área estudada, córrego Olaria e o rio Perdido, assim denominado por apresentar sumidouros e ressurgências, com passagem subterrânea pelos depósitos carbonáticos cenozóicos. O principal sumidouro, localizado próximo à ponte da estrada Bonito-fazenda Baía das Garças sobre o rio Perdido, na região de Três Morros, só é observado na época seca, de vez que, na estação chuvosa, é tomado totalmente pelas águas.

1.3 - A Faixa Paraguai na serra da Bodoquena

Na serra da Bodoquena, a Faixa Paraguai é diferenciada, quanto às litologias predominantes e o estilo deformacional, em duas faixas distintas com direção norte-sul. A situada a oeste, em zona tectônica externa da faixa de dobramentos, é pouco tectonizada, com dobras abertas e em flexura; as camadas mergulham para leste, com ângulos de 20° a 30° , ou se encontram horizontalizadas. Na faixa localizada a leste, o tectonismo foi mais intenso e as camadas apresentam-se com falhas inversas e dobras isoclinais. Além das diferenças tectônicas, as litofácies presentes em cada faixa também são distintas. Estas diferenças litológicas e estruturais foram inicialmente constatadas por ALMEIDA (1984), que a subdividiu em Brasilides metamórficas e Brasilides não metamórficas, correspondentes às zonas Interna e Externa que ALVARENGA (1986,1988) individualizou nas exposições da faixa no Estado de Mato Grosso.

Segundo ALMEIDA (1984), as Brasilides metamórficas compreendem as estruturas mais internas da faixa de dobramentos, incluindo o Grupo Cuiabá e a parte deformada do Grupo Corumbá. Já as Brasilides não metamórficas compreendem a Formação Bauxi, o Grupo Boqui, a Formação Puga, a parte não deformada do Grupo Corumbá e o Grupo Alto Paraguai.

A zona Externa, na serra da Bodoquena, limita-se a oeste com gnaisses e xistos do Complexo Metamórfico Alto Tererê e a leste com a zona Interna. O limite oriental da zona Interna encontra-se coberto por sedimentos da Bacia do Paraná. Na zona Externa foi possível levantar colunas estratigráficas representativas de uma sucessão estratigráfica com espessura em torno de 180 m. A leste, na zona Interna, a determinação das espessuras é prejudicada pelo intenso tectonismo.

1.4 - Objetivos

O objetivo deste trabalho foi a interpretação dos ambientes de sedimentação da parte do Grupo Corumbá aflorante na região central da serra da Bodoquena, nos arredores de Bonito, Mato Grosso do Sul.

Este estudo levou ao questionamento das propostas estratigráficas de ALMEIDA (1965 a), CORRÊA *et al.* (1976) e NOGUEIRA *et al.* (1978), apresentando subsídios para futuros trabalhos estratigráficos na região.

Para poder alcançar o objetivo principal de esclarecer a faciologia do Grupo Corumbá, foram cumpridas as seguintes metas:

- levantamento de colunas estratigráficas;
- caracterização petrográfica dos carbonatos;
- descrição dos depósitos de rocha fosfáticas e formulação de hipóteses sobre suas gêneses;
- elaboração de modelo deposicional para a zona Externa e interpretação dos ambientes de sedimentação da zona Interna.

Como decorrência do desenvolvimento deste trabalho, foram constatadas novas ocorrências de rochas fosfáticas, aqui descritas.

1.5. Agradecimentos

Muitos foram os que me auxiliaram a atingir o estágio de conhecimento que possuo desta ciência tão complexa que é a geologia, de tal forma que não é possível relacionar todos.

Ao Thomas Fairchild fica meu agradecimento pela oportunidade de executar meus trabalhos de pesquisa, desde os tempos da graduação até a orientação no mestrado.

Ao Armando Coimbra também devo grande parte de minha formação geológica e apoio recebido em determinados momentos difíceis, cujo incentivo e orientação foram fundamentais para a finalização deste trabalho.

Durante a realização desta dissertação, foram muito proveitosas as discussões com os professores Paulo Tibana e Armand Boujo, cuja dedicação e vontade de ensinar espero um dia poder retribuir.

Agradeço aos funcionários do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo e do Instituto Geológico - Secretaria de Estado do Meio Ambiente - pelo apoio recebido. Ao fundamental apoio logístico da Companhia de Desenvolvimento da Indústria, Comércio e Mineração de Mato Grosso do Sul - CODESUL através de seu diretor Yassuo Kasai, e aos geólogos desta empresa Joel Ordacowiski e Paulo Jó da Silva pelo acompanhamento nos trabalhos de campo. À FAPESP (Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São

Paulo) pela verba destinada ao trabalho de campo e bolsa de mestrado, e ao CNPQ (Conselho Nacional de Pesquisa) e CAPES (Coordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pelas bolsas de mestrado concedidas no final dos trabalhos.

Aos amigos Mário Motidome, Luis Alberto Fernandes, Daniel Atêncio, Cláudio Riccomini, Romalino Fragoso Cesar e Ana Lúcia Desenzi Gesick pela revisão e leitura crítica dos manuscritos e, em especial, a esta última pelo carinho e paciência que dedicou-me nestes últimos anos.

Ao meu irmão Luiz Roberto Boggiani e ao Alex Ubiratan G. Peloggira pelos desenhos e normografias. Ao Max Brandt Neto pelas análises de raios-X e fotomicrografias em microscópio eletrônico, e ao Jairo Tadeu pelas fotomicrografias de seções delgadas.

Em fim, a todos que de alguma forma auxiliaram na realização deste trabalho registro o meu muito obrigado.

Capítulo 2 - NOMENCLATURA E MÉTODOS EMPREGADOS

2.1 - Nomenclaturas

2.1.1. - Classificação de rochas carbonáticas

Durante o estudo das rochas carbonáticas do Grupo Corumbá, foi utilizada a classificação de DUNHAM (1962), com ampliações de EMBRY & KLOVAN (1971), por melhor se adaptar aos tipos encontrados.

A classificação de DUNHAM (1962) baseia-se em três características texturais:

- 1) presença ou ausência de lama carbonática, o que diferencia os carbonatos lamosos dos *grainstones* ;
- 2) abundância de grãos, o que permite a subdivisão dos carbonatos lamosos em *mudstones*, *wackestones* e *packstones* , os *mudstones* são diferenciados dos *wackestones* por apresentarem menos de 10% de grãos, nos *packstones* o arcabouço é constituído por grãos, e nos *mudstones* e *wackestones* é a matriz que dá suporte a rocha.
- 3) ocorrência de indícios de atividade de bioconstrução com aglutinação das partículas carbonáticas durante a deposição, o que caracteriza os *boundstones*.

EMBRY & KLOVAN (1971) ampliaram a classificação original de DUNHAM (1962), com inclusão dos termos *floatstone* e *rudstones* para classificar rochas carbonáticas que apresentam componentes com tamanho maior que 2 mm ocorrendo com frequências superiores a 10%, sendo o primeiro termo utilizado para rochas suportadas pela matriz e o segundo quando os grãos constituem o arcabouço da rocha. Para DUNHAM (1962), os termos grão e lama são empregados com o sentido de tamanho de partícula, sendo o grão maior que 20 micra e lama menor que 20 micra.

2.1.2. - Classificação de rochas sedimentares fosfáticas

SLANSKY (1980) apresentou classificação de rochas fosfáticas empregando os parâmetros descritivos *bio*, *intra*, *pel* e *oo* da nomenclatura de FOLK (1959) (Fig.6), acrescentando o radical *extra*, para definir o tipo de partícula fosfática presente. A classificação de SLANSKY (1980) é empregada para rochas com teores de P_2O_5 superiores a 18%, sendo este valor escolhido como limite por englobar rochas com mais de 50% de minerais fosfáticos. Para rochas com teores inferiores a 18% em P_2O_5 , utiliza-se o nome da fração não fosfática, acrescido do adjetivo fosfático. Por exemplo: argilito fosfático, calcário fosfático, arenito fosfático, etc.

Fig. 6: Classificação de Rochas Sedimentares Fosfáticas (SLANSKY 1980)

A classificação é ainda complementada com a caracterização da endoganga e da exoganga.

Tem-se empregado o termo fosfatito para rochas com predominância de minerais da série da apatita (minerais de fosfato de cálcio), sendo o termo fosforito mais genérico e utilizado para rochas com predominância de minerais fosfáticos tanto de Ca como de Al, Fe, etc.

Em um fosforito, ou fosfatito, a fase não fosfática é denominada endoganga, quando presente no interior da partícula fosfática, e exoganga quando externa à mesma (VISSE 1953).

A nomenclatura apresentada tem como base a frequência e os tipos de partículas presentes maiores que 10 micra, aqui denominadas por grão no sentido de *élément figuré* dos petrógrafos franceses. Rochas que contém menos de 10% de partículas fosfáticas maiores que 10 micra, e constituídas por apatita criptocristalina ou mal cristalizada (colofano), são denominadas colofanito. Este termo, porém, tem sido usado com significados diversos, o que dificulta sua aplicação. Por esta razão, é preferível a adoção do termo microfosforito ou microfosfatito, quando a presença de minerais da série da apatita é certa.

No caso da rocha apresentar partículas maiores que 10 micra com frequências superiores a 10% a denominação do fosforito depende do tamanho das partículas:

- fosfalutito, de 10 micra a 63 micra;
- fosfarenitos, de 63 micra a 2 mm;
- fosfarrudito, superiores a 2 mm.

A natureza das partículas mais frequentes pode ser introduzida ao nome da rocha acrescentando o prefixo *bio*, *intra*, *extra*, *oo* e *pel*. Por exemplo: intrafosfarrudito, pelfosfarenito, etc. Frações fosfáticas subordinadas podem ser indicadas por adjetivos: biofosfarrudito arenolútico, pelfosfarenito microfosfático, fosfalutito arenoso, pelfosfarenito microfosfático, fosfalutito arenítico. Se a fração subordinada é da classe dos ruditos emprega-se "com grânulos", "com seixos", etc., ou se preferir rudáceo.

A endoganga é representada pela sua natureza e importância relativa. Por exemplo: pelfosfarenito com rara endoganga de quartzo, pelfosfalutito com endoganga frequente de pirita. A exoganga tem sua natureza, frequência e tamanho do grão ou cristal caracterizada, por exemplo fosfalutito com 30% de exoganga de quartzo-silte, intrafosfarrudito com 20% de exoganga de lama carbonática, etc.

Em resumo, a proposta de SLANSKY (1980) permite informar sobre a natureza e classe granulométrica da fração fosfática principal, da fração subordinada, da endoganga e da exoganga.

2.1.3. - Classificação de rochas terrígenas

Para classificação de rochas terrígenas do Grupo Corumbá empregou-se a apresentada por FOLK (1954), que tem como parâmetro básico as dimensões das partículas segundo escala granulométrica de WENTWORTH (1922). Especificamente para os arenitos, definidos segundo FOLK (1954) como rochas com mais de 90% de areia e ausência de cascalho (partículas com dimensões maiores que 2 mm), foi utilizada a classificação de DOTT (1964), complementada com termos texturais (seleção e granulometria).

2.1.4. - Terminologia de estruturas sedimentares

Na análise das fácies, deu-se preferência à utilização de termos descritivos, em decorrência dos problemas gerados nas interpretações paleoambientais devido ao uso de termos genéticos.

Os termos descritivos devem agrupar feições de acordo com a presumida origem. A utilização de termos estritamente genéticos conduz a nomenclatura controvertida, que pode dar mais ênfase ao termo do que à feição em estudo (HECKEL 1972). Sob este aspecto, o termo perde seu objetivo original e assume implicações genéticas.

Existe a tradição de se definir como pisólito os grãos envelopados com tamanho superior a 2 mm, porém a utilização deste termo tem sido reservada para casos em que os grãos envelopados são de origem vadosa. Portanto, no texto foram definidos como oólitos os grãos envelopados com 1 a 4 mm de diâmetro.

As definições de lâmina e estrato são empregadas para corpos de rocha sedimentar tabular com extensão lateral, apresentando a lâmina espessura inferior a 1 cm e o estrato espessura superior a 1 cm. O termo *set* é empregado para definir um conjunto de lâminas ou estratos paralelos entre si.

A preocupação em se distinguir rochas carbonáticas compostas por remanescentes de esqueletos de algas calcárias daquelas formadas por algas não calcárias (incluindo cianobactérias) conduziu AITKEN (1967) a denominar criptalgas a rocha cuja origem teria sido por aprisionamento e/ou por precipitação de carbonato através de algas não calcárias. A designação criptalgas foi usada porque a influência da alga na rocha é, com frequência, apenas inferida. Apesar deste termo ser amplamente empregado, BURNE & MOORE (1987) sugeriram sua substituição por microbialito, porque cianobactérias não são algas e outros componentes microbianos, e não somente algas, são presentes. Por este motivo, microbialito é utilizado, neste trabalho, no sentido de BURNE & MOORE (1987), ou seja, depósitos organossedimentares que tiveram origem pelo aprisionamento e cimentação de

sedimentos detríticos por comunidades microbianas bentônicas e/ou formação por nucleação de cristais em carapaças de microorganismos.

2.2 - MÉTODOS

Para elaboração do modelo deposicional, foi utilizado o método de análise faciológica, com observação, descrição e amostragem de afloramentos, levantamento de colunas estratigráficas, e petrografia e análises químicas de amostras.

As atividades de campo compreenderam um período total de 60 dias, com fase de reconhecimento regional seguida do detalhamento da área estudada, tendo sido descritos cerca de 200 pontos.

A localização dos pontos de observação e amostragem foi realizada a partir de fotografias aéreas do levantamento da USAF (United States Air Force, 1960) na escala 1:60.000 e mapas topográficos na escala 1:100.000 da DGE - Divisão Geográfica do Exército (folhas Rio Perdido, e Bodoquena - antiga Vila Campão). Tanto mapas topográficos como fotografias aéreas estão desatualizados, e não apresentam grande parte das estradas da região. Desta forma a localização dos pontos ficou relativamente difícil.

2.2.1. - Análise faciológica

A análise faciológica consiste na descrição e classificação de corpos sedimentares, seguida da interpretação dos processos e ambientes de sedimentação.

As fácies foram individualizadas pela geometria, litologia, estruturas sedimentares, padrões de paleocorrentes, fósseis e outras características sedimentológicas (WALKER 1980, READING 1982). A chave para interpretação reside na análise conjunta das fácies, fornecendo, assim, mais informações do que o estudo destas isoladamente (MIDDLETON 1978).

2.2.2. - Métodos analíticos

Apesar da principal fonte de dados ter sido o trabalho de campo, informações obtidas em laboratório foram úteis para detalhar a descrição das litofácies. A petrografia, além de permitir a classificação mais precisa das rochas coletadas, possibilitou a observação dos tipos de grãos das rochas carbonáticas e fosfáticas.

Para identificação das rochas fosfáticas no campo, foi utilizado o teste a base de molibdato de amônio e ácido nítrico diluído a 50% que, na presença de fosfato, forma um precipitado de cor amarela. Tal método se mostrou pouco preciso, dando positivo para teores muito baixos de até 0,2 % de P_2O_5 , requerendo análises químicas para

determinação mais precisa dos teores. A diferenciação entre calcários e dolomitos foi realizada a partir da observação da efervescência da solução de ácido clorídrico diluído a 10 %, a frio, quando colocado no pó da rocha.

Foram realizadas análises químicas de carbonatos e rochas fosfáticas e estudados os resultados de análises químicas de carbonatos apresentados por ALMEIDA (1965a) - 4 análises, CORRÊA *et al.* (1976) - 35 análises, e NOGUEIRA *et al.* (1978) - 56 análises. As análises químicas realizadas para esta dissertação foram efetuadas na PAULO ABIB Eng. S.A. - 19 análises, TOGNI - 8 análises, ambas pelo método de absorção atômica. Os autores antes referidos não relacionaram os métodos empregados nas suas análises.

Difratometria de raios-X foi utilizada para determinar os tipos de argilomineral, em quatro amostras, e o mineral presente em três amostras de rochas fosfáticas.

Capítulo 3 - ANÁLISE DOS TRABALHOS ANTERIORES

3.1. - Trabalhos pioneiros sobre o Grupo Corumbá

As primeiras observações sobre as rochas do Grupo Corumbá foram realizadas às margens do rio Paraguai por ser este, no século passado, o único meio de acesso à região. São características dos trabalhos deste período, breves relatos e citações feitas por viajantes e naturalistas, devendo-se ao Conde Francis de Castelnau (1852 *apud* OLIVEIRA & MOURA 1944) as primeiras descrições sobre os carbonatos da região de Nobres, Corumbá e Forte Coimbra. Posteriormente, EVANS (1894) denominou os calcários da região de Nobres de "Araras Limestones" e os correlacionou aos da região de Corumbá e Forte Coimbra, os quais chamou de "Corumbá Limestones".

Com a construção da Estrada de Ferro Noroeste do Brasil, no início deste século, os estudos sobre o Grupo Corumbá se estenderam à serra da Bodoquena. LISBOA (1909) correlacionou os calcários desta serra aos de Corumbá e reuniu todas estas seqüências carbonáticas na "Série Bodoquena", justificando o uso desta denominação por ser a serra homônima a mais importante área de exposição desta unidade.

A convite de Orville A. Derby, Diretor do Serviço Geológico e Mineralógico, o engenheiro de minas Euzébio Paulo de Oliveira participou da expedição científica chefiada pelo Marechal Cândido Rondon, percorrendo também o traçado da ferrovia anteriormente citada. De suas observações, publicou relatório (OLIVEIRA 1915), com breves descrições sobre a geologia da região.

PAIVA & LEINZ (1939), em trabalho no sudoeste de Mato Grosso do Sul, consideraram os calcários da serra da Bodoquena como única formação geológica na região com interesse para prospecção de petróleo. Porém, até hoje, nenhum estudo a este respeito foi realizado.

O descobrimento de jazidas de ferro e manganês no Grupo Jacadigo em Corumbá, na década de 1940, resultou em diversos trabalhos, dos quais destacam-se os de OLIVEIRA & LEONARDOS(1943), OLIVEIRA & MOURA (1944), DORR II(1945) e BARBOSA(1949), que, apesar de direcionados às unidades do Grupo Jacadigo, contribuíram, também, para o conhecimento do Grupo Corumbá na região.

ALMEIDA (1943) descreveu sobre calcários da região de Corumbá e, posteriormente, foi o primeiro a subdividi-los (ALMEIDA 1945), dando início, assim, ao estudo estratigráfico destas unidades.

3.2- Evolução dos Conhecimentos

3.2.1. - Estratigrafia

ALMEIDA (1945) subdividiu a ainda denominada "Série Bodoquena" em Grupo Bocaina e Grupo Tamengo, sendo o primeiro basal e predominantemente dolomítico, e o segundo constituído por folhelhos, siltitos, arenitos e calcários negros. Posteriormente, ALMEIDA (1965a) reuniu as unidades carbonáticas de Corumbá e da serra da Bodoquena num mesmo grupo retomando, para este o nome Corumbá, definindo-o da base para o topo em:

Formação Cerradinho - conjunto basal de sedimentos arenosos e argilosos, calcários, dolomitos e camadas de silexito.

Formação Bocaina - dolomitos.

Formação Tamengo - ardósias, filitos, quartzitos e calcários.

Formação Guaicurus - ardósias e filitos.

Com a realização de mapeamento geológico na escala 1:250.000 no sudoeste de Mato Grosso do Sul (Projeto Bodoquena), CORRÊA *et al.* (1976) redefiniram o Grupo Corumbá como constituído pelas Formações Puga, Cerradinho e Bocaina. Uma síntese deste projeto foi publicada, posteriormente, em CORRÊA *et al.* (1979). Os filitos, tidos por ALMEIDA (1965a) como constituintes das formações Tamengo e Guaicurus, foram atribuídos ao Grupo Cuiabá. Este procedimento foi adotado devido a CORRÊA *et al.* (1976) terem constatado que, nas zonas de ocorrência destas formações, o que anteriormente era considerado dobra sinclinal foi interpretado como anticlinal. Em decorrência, as rochas presentes nos núcleos destas estruturas seriam mais antigas que as dos flancos.

No mapeamento geológico na escala 1:50.000, do Projeto Bonito-Aquidauana, NOGUEIRA *et al.* (1978) mantiveram a estratigrafia estabelecida por CORRÊA *et al.* (1976) e subdividiram a Formação Cerradinho nos membros clástico-calcítico e clástico-dolomítico e a Formação Bocaina em membros calcítico e dolomítico (Fig.7).

Com base em análises químicas de ALMEIDA (1965a), CORRÊA *et al.* (1976) e NOGUEIRA *et al.* (1978) foram elaborados gráficos com as relações Ca/Mg (Fig. 8) que demonstram que não há diferenças nestas razões entre os calcários considerados como Formação Bocaina e os classificados como Formação Cerradinho.

DEL'ARCO *et al.* (1981, 1982) e ALMEIDA (1984) observaram a passagem gradativa dos dolomitos da Formação Bocaina para a base dos calcários negros da Formação Tamengo, inviabilizando, assim, a proposta estratigráfica de CORRÊA *et al.* (1976) que

ALMEIDA 1965 a			
CAMBRIANO	GRUPO CORUMBÁ	FORMAÇÃO GUAICURUS	
		FORMAÇÃO TAMENGO	
		FORMAÇÃO BOCAINA	
		FORMAÇÃO CERRADINHO	
EOCAMBRIANO		FORMAÇÃO PUGA	
		"SÉRIE" CUIABÁ	
		FORMAÇÃO CADIEUS	

CORRÊA (et al) 1976		
CAMBRIANO	GRUPO CORUMBÁ	FORMAÇÃO BOCAINA
		FORMAÇÃO CERRADINHO
		FORMAÇÃO PUGA
		GRUPO CUIABÁ
PRÉ - CAMBRIANO SUP.		

NOGUEIRA (et al) 1978			
CAMBRIANO	GRUPO CORUMBÁ	FORMAÇÃO BOCAINA	MEMBROS CALCÍTICOS E DOLOMÍTICOS
		FORMAÇÃO CERRADINHO	MEMBROS CLÁSTICO CALCÍTICOS E CLÁSTICO DOLOMÍTICOS
		FORMAÇÃO PUGA	
PRÉ - CAMBRIANO SUP.		GRUPO CUIABÁ	

ARAÚJO (et al) 1981		
CAMBRIANO	GRUPO CORUMBÁ	FORMAÇÃO BOCAINA
		FORMAÇÃO CERRADINHO
		FORMAÇÃO PUGA
		GRUPO CUIABÁ
PRÉ - CAMBRIANO SUP.		

ALMEIDA 1984			
EOCAMBRIANO	GRUPO CORUMBÁ	FORMAÇÃO TAMENGO	FORMAÇÃO ARAÚJO
		FORMAÇÃO BOCAINA	
		FORMAÇÃO CERRADINHO	
		FORMAÇÃO PUGA	
		GRUPO CUIABÁ

Relação Ca/Mg de calcários da Formação Cerradinho
 (17 análises) - CORRÊA *et al.* (1976)
 (21 análises) - NOGUEIRA *et al.* (1978)
 (1 análise) - ALMEIDA (1965a)

Relação Ca/Mg de calcários da Formação Bocaina
 (18 análises) - CORRÊA *et al.* (1976)
 (35 análises) - NOGUEIRA *et al.* (1978)
 (3 análises) - ALMEIDA (1965a)

Fig. 8 - Classificação de calcários e dolomitos com base
 razão Ca/Mg, segundo BISSEL & CHILINGAR (1967).

Nº do campo	nome	variação na razão Ca/Mg	
1	calcário calcítico	105,0	
2	calcário magnesiano	105,0	60,0
3	calcário dolmítico	60,0	16,0
4	calcário muito dolomítico	16,0	4,7
5	dolomito calcítico	4,7	2,0
6	dolomito pouco calcítico	2,0	1,7
7	dolomito	1,7	1,5
8	dolomito magnesiano	1,5	1,0

colocava os calcários negros na Formação Cerradinho, unidade situada, por definição, na base do grupo (ALMEIDA 1965a).

Considerando-se que a Formação Bocaina foi originalmente definida como constituída apenas por dolomitos (ALMEIDA 1945), questiona-se novamente a definição estratigráfica de CORRÊA *et al.* (1976) por incluírem nesta formação os espessos pacotes de calcários que ocorrem na serra do Rio Perdido e vale do Rio Salôbra. O conceito de CORRÊA *et al.* (1976) foi seguido por NOGUEIRA *et al.* (1978) que descreveram estes calcários como membro calcítico da Formação Bocaina. As dimensões destes pacotes de calcários, compatíveis com mapeamento na escala 1:25 000, justificam a individualização desta unidade com hierarquia de formação, podendo ser incluída na Formação Tamengo, como inicialmente considerado por ALMEIDA (1965a), como individualizada em nova formação.

ALMEIDA (1965a) descreveu arcósios e conglomerados com clastos de litologias variadas na borda oeste da serra da Bodoquena, na estrada para o Posto Bodoquena da FUNAI, denominando-os Formação Cadieus. CORRÊA *et al.* (1976) incluíram estes arenitos na Formação Urucum. Posteriormente, NOGUEIRA *et al.* (1978) inseriram estes sedimentos na base da Formação Cerradinho sem, no entanto, apresentarem argumentos que justificassem plenamente tal procedimento. A distribuição restrita dos seus sedimentos dificulta sua caracterização como formação à parte do contexto sedimentar do Grupo Corumbá e, atualmente, o termo estratigráfico Cadieu não é mais empregado.

Outro aspecto controvertido na definição estratigráfica do Grupo Corumbá é a inclusão ou não da Formação Puga. Esta formação foi definida por MACIEL (1959) no Morro do Puga, na margem direita do rio Paraguai próximo a Porto Esperança, que a interpretou como de origem glacial. Foi considerada como constituída por tilitos na base, recobertos por siltitos, margas, mármore e dolomitos marmorizados, seguidos, sem descontinuidade, pelos dolomitos típicos do Grupo Corumbá. ALMEIDA (1965a), observando a mesma localidade, considerou como Formação Puga apenas os sedimentos conglomeráticos, posicionando os dolomitos, siltitos e margas na Formação Cerradinho e sugere contato gradativo com os conglomerados apesar de não demonstrar segurança nesta constatação.

Em visita à região do morro do Puga, foram observados clastos isolados em arenitos, deformando laminações subjacentes, evidenciando provável processo de desprendimento de seixo a partir de blocos de gelo flutuante, o que reforça a hipótese de influências glaciais na Formação Puga (Fig. 9).

Fig.9 - Seixo isolado de quartzito deformando laminação subjacente de arenito da Formação Puga no morro do Puga. Na mesma localidade foram também observados seixos e blocos de calcário isolados.

ALVARENGA (1988), estudando as seqüências da Faixa Paraguai no Estado de Mato Grosso, concluiu que na base as formações Bauxi e Puga passam lateralmente para unidades superiores do Grupo Cuiabá, não havendo nenhuma evidência da presença de discordância. Para estas unidades, ALVARENGA (1988) interpretou fácies glaciomarinhas com retrabalhamento por correntes gravitacionais, na borda do Cráton Amazônico.

Na serra da Bodoquena, observou-se semelhanças litológicas entre rochas da Formação Puga e metaconglomerados do Grupo Cuiabá, diferenciadas apenas pela intensidade das deformações, mais intensas no Grupo Cuiabá.

WALDE & OLIVEIRA (1980) propuseram englobar unidades dos grupos Corumbá e Jacadigo em um mesmo grupo, conservando a denominação Corumbá, por terem encontrado evidências de suposta interdigitação na região de Corumbá. Esta proposta não encontrou receptividade em trabalhos posteriores.

Para a serra das Araras, também conhecida por Província Serrana, localizada ao norte da serra da Bodoquena, no Estado de Mato Grosso, a subdivisão do Grupo Corumbá é ainda mais controversa, pelo fato de alguns autores incluírem neste grupo unidades do Grupo Alto Paraguai. OLIVATTI (1976) considerou o Grupo Corumbá como constituído, da base para o topo, pelas Formações Puga, Cerradinho, Bocaina, Araras, Raizama e

Diamantino. SCHOBENHAUS FILHO & OLIVA (1979) e SCHOBENHAUS FILHO & SOARES (1979) também incorporaram, no Grupo Corumbá, formações do Grupo Alto Paraguai, e englobaram as formações Bocaina e Tamengo na Formação Araras, ficando o Grupo Corumbá como constituído pelas formações Puga, Cerradinho, Araras, Raizama e Diamantino.

Com base nesta análise e no presente estudo, acredita-se que o melhor esquema estratigráfico do Grupo Corumbá seja o de ALMEIDA (1984). Neste, a Formação Puga é considerada como unidade à parte e a Formação Araras, aflorante na serra das Araras, como unidade correlacionável ao conjunto das Formações Cerradinho, Bocaina e Tamengo (Fig.7). No presente trabalho, porém, as subdivisões do Grupo Corumbá em formações foi evitada por se considerar necessário revisão detalhada da estratigrafia deste grupo.

3.2.2. - Idade

HASUI & ALMEIDA (1970) dataram, pelo método K/Ar, uma ardósia de testemunho de sondagem na fazenda Bodoquena, próximo à cidade homônima, que forneceu idade de 639 ± 17 Ma. Consideraram que a ardósia pertencia ao Grupo Corumbá e concluíram que tal idade, mais antiga do que a esperada, seria decorrente do Ar^{40} radiogênico remanescente nos detritos da rocha. CORRÊA *et al.* (1976), ao discutirem estas interpretações, demonstraram que a ardósia coletada por HASUI & ALMEIDA (1970) pertencia ao Grupo Cuiaba.

CORDANI *et al.* (1978, 1985), através do método Rb-Sr obtiveram isócrona de 547 ± 5 Ma. para folhelhos da porção média do Grupo Alto Paraguai (Formação Sepotuba) interpretando tal idade como a de sedimentação. Considerando-se que os calcários da Formação Araras situam-se abaixo do Grupo Alto Paraguai, supões-se que a idade do Grupo corumbá seja mais antigas que a revelada nesta datação.

A idade do Grupo Corumbá foi tida por muito tempo como cambriana superior, com base na identificação incorreta da suposta alga *Aulophycus luciano* na Formação Tamengo na região de Corumbá, Mato Grosso do Sul (SOMMER 1957, BEURLIN & SOMMER 1957, SOMMER 1971). No entanto, a consideração deste fóssil como invertebrado do gênero *Cloudina* (Vendiano) Namíbia, por FAIRCHILD (1978), juntamente com a descoberta do invertebrado *Corumbella werner* (WALDE *et al.* 1982; HAHN *et al.* 1982), sugerem idade vendiana ou cambriana inferior, embora tais evidências não sejam seguras.

Os estromatólitos descritos por ALMEIDA (1957, 1958a, 1958b) e por NOGUEIRA *et al.* (1978) não constituem fósseis indicadores de idade. Recentemente, FAIRCHILD & ZANE (1987) identificaram na Formação Tamengo o gênero *Vandalosphaeridium*,

considerado, até o momento, restrito ao Vendiano. Salientam, porém, que os dados paleontológicos são ainda insuficientes para se concluir sobre a idade desta formação, posicionada no topo do Grupo Corumbá.

3.2.3. - Ambientes de Sedimentação

Os trabalhos anteriores sobre o Grupo Corumbá pouco enfocaram as interpretações dos ambientes de sedimentação. ALMEIDA (1945) sugeriu, para a região de Corumbá, ambiente litorâneo sob condições evaporíticas com formação de camadas centimétricas de gipsita ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) e de cristais de quartzina. Na serra da Bodoquena, este grupo foi definido como originado em ambiente marinho nerítico sob clima quente (ALMEIDA 1965a). CORRÊA *et al.* (1976) interpretaram sedimentação em plataforma continental em ambiente marinho transgressivo nerítico a costeiro, que de leste avançou para oeste, sem no entanto demonstrarem evidências para estas interpretações.

Apesar de ALMEIDA (1965a) já ter mencionado a movimentação de detritos calcários que teriam dado origem a oólitos, conglomerados intraclásticos e estratificações cruzadas, CORRÊA *et al.* (1979) interpretaram todo Grupo Corumbá como tendo sido depositado em águas calmas e protegidas de ondas.

3.2.4. - Geologia estrutural e metamorfismo

A leste da serra da Bodoquena, as camadas do Grupo Corumbá encontram-se dobradas isoclinalmente, com superfícies axiais submeridionais mergulhando para leste com ângulos entre 30° e 40° , onde falhamentos inversos colocam unidades do Grupo Cuiabá sobre o Grupo Corumbá. A oeste, as camadas estão menos deformadas, com dobras mais abertas e acamamentos subhorizontais e posicionam-se em discordância erosiva sobre rochas do Complexo Metamórfico Alto Tererê.

Na porção mais tectonizada, a leste da serra, CORRÊA *et al.* (1976) identificaram metamorfismo incipiente, e NOGUEIRA *et al.* (1978) consideraram a marmorização dos dolomitos e desenvolvimento de clivagem espaçada nos pelitos como evidência de metamorfismo na fácies xisto verde superior.

De acordo com CORRÊA *et al.* (1976) e NOGUEIRA *et al.* (1978), parte das rochas do Grupo Corumbá foi afetada apenas pelo último evento tectônico que teria ocorrido na região associado às falhas de empurrão. Porém, nos trabalhos de campo, identificou-se clivagem de crenulação em xistosidade em pelitos ao sul da sede da fazenda Serradinho, sugerindo a possibilidade de ocorrência de duas fases de deformação para o Grupo Corumbá.

3.2.5. - Correlações estratigráficas

O Grupo Corumbá apresenta continuidade geográfica com os grupos Murciélago na Bolívia e Itapucumi no Paraguai (LITHERLAND & BLOOMFIELD 1981). Nestes países, os referidos grupos não apresentam subdivisão estratigráfica.

A relação do Grupo Corumbá com o Grupo Jacadigo, que ocorre em Corumbá, continua pouco esclarecida. Todas posições relativas possíveis entre os dois grupos já foram propostas na literatura. Existe a hipótese de que os dois grupos sejam contemporâneos (DEL'ARCO *et al.* 1982) com possibilidade de variação faciológica lateral (WALDE & OLIVEIRA 1980), faltando porém, informações mais seguras para esta suposição.

Correlações entre os grupos Corumbá e Bambuí têm sido inferidas com base em semelhanças litológicas e de evolução tectônica (ALMEIDA 1945, 1984; SCHOBENHAUS *et al.* 1984), sem dados paleontológicos e radiométricos que comprove esta interpretação.

3.3 - O Grupo Corumbá no contexto geotectônico da Faixa Paraguai

O Grupo Corumbá ocorre sobre o Cráton Amazônico (Guaporé) e na Faixa Paraguai. Antigamente, esta faixa era denominada Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia, englobando metassedimentos e sedimentos de idade proterozóica superior a cambriana, aflorante na borda oriental do Cráton Amazônico, desde o vale do rio Apa até próximo à divisa do Estado do Pará. Assim definida, constitui faixa alongada de 2500 km com deformação tectônica atribuída ao Ciclo Brasileiro (ALMEIDA 1964).

Devido à descontinuidade física das unidades desta faixa e com base em datações radiométricas realizadas por HASUI *et al.* (1980), ALMEIDA (1984) colocou em dúvida a simultaneidade dos processos tectônicos e metamórficos por toda sua extensão. Desta forma, ALMEIDA (1984) denominou seu ramo norte de Faixa Araguaia, correspondente à Faixa Orogenética Araguaia-Tocantins ou Araguaídes (SILVA *et al.* 1974) de idade uruaçuana, enquanto para o setor sul manteve o nome de Faixa Paraguai-Araguaia, de idade brasileira. Para se evitar dúvidas com a antiga definição, ALVARENGA (1986) utilizou a denominação Faixa Paraguai, ou cinturão Paraguai (ALVARENGA 1988), procedimento aqui adotado.

A Faixa Paraguai, assim definida, encontra-se grandemente coberta pelos sedimentos das bacias do Paraná e do Pantanal, subdividindo-se em três segmentos geográficos de maior extensão: o de Mato Grosso do Sul, compreendendo a serra da Bodoquena e região metamórfica a leste; o da baixada cuiabana e província Serrana, no Estado de Mato Grosso, e do Alto Araguaia, no Estado de Goiás (Fig. 10).

Fig.10- Contexto geológico da faixa Paraguai: 1. embasamento de idade arqueana a proterozóica inferior e média; 2. unidades do Proterozóico Superior, incluindo a sedimentação cratônica sub-horizontal e a faixa de dobramentos a leste e sudeste; 3. granitos intrusivos eocambrianos; 4. bacias paleozóicas-mesozóicas do Paraná e do Parecis; 5. sedimentos quaternários das bacias do Pantanal e Araguaia. No texto, o Complexo Rio Apa é considerado como Complexo Metamórfico Alto Tererê e as zonas Externa e Interna correspondem, respectivamente, às Brasilídes não metamórficas e metamórficas de ALMEIDA (1984). (mapa extraído de ALVARENGA 1988).

As descontinuidades geográficas entre as unidades da Faixa Paraguai têm causado controvérsias quanto ao estabelecimento de relações estratigráficas para toda faixa de dobramentos como exposto anteriormente. Portanto, para facilitar a compreensão da evolução geológica da área, tem-se adotado a coluna estratigráfica de ALMEIDA (1984), que foi criada levando em conta o zoneamento estrutural, com subdivisão da Província Estrutural do Tocantins em Brasilides metamórficas, Brasilides não metamórficas, antepaís e coberturas brasileiras.

As Brasilides metamórficas constituem zona estrutural mais intensamente deformada da faixa, tendo como principal representante litoestratigráfico o Grupo Cuiabá, caracterizado por espesso pacote psamo-pelítico inferior e psefítico superior com evidências escassas de vulcanismo. Este grupo apresenta quatro fases de deformação (SEER & NILSON 1985), as três primeiras coaxiais, e a quarta ortogonal às demais, observada apenas na região de Cuiabá (ALVARENGA 1986). ALMEIDA (1984) define como Brasilides não metamórficas a zona estrutural desenvolvida na borda do Cráton Amazônico. É caracterizada por dobramentos lineares e falhamentos inversos, sendo estas deformações pertencentes sobretudo à terceira fase de deformação do Ciclo Brasileiro. Nesta zona estrutural, ocorrem a Formação Bauxi, Grupo Boqui, Formação Puga e os Grupos Corumbá e Alto Paraguai.

ALMEIDA (1965b, 1984) elaborou modelo geossinclinal para a Faixa Paraguai cuja natureza ensiálica é evidenciada por exposição do seu embasamento a leste na região a sul de Bom Jardim de Goiás. Neste modelo de evolução, teria ocorrido reativação da borda do Cráton Amazônico no término da Orogenia Sunsas, com formação de bacia sedimentar geossinclinal e início da sedimentação terrígena do Grupo Cuiabá, refletindo ambiente tectônico instável sujeito a escassa manifestação vulcânica nas porções mais a leste. Concomitantemente com a deposição do Grupo Cuiabá, uma tectônica vertical teria afetado a área cratônica, originando bacias sedimentares, onde se depositaram os grupos Boqui, Jacadigo, Tucavaca e talvez a Formação Bauxi. Em áreas cratônicas, manifestaram-se vulcanismo cálcio-alcalino e intrusões de diques básicos (LITHERLAND & BLOOMFIELD 1981). Neste modelo, foram distinguidos dois ciclos sedimentares, um formado pelas unidades anteriormente citadas, e outro iniciado com a sedimentação da Formação Puga, seguida de acumulação de espessas seqüências de rochas predominantemente carbonáticas do Grupo Corumbá e unidades correspondentes na Bolívia e Paraguai, os Grupos Murciélago e Itapucumi, respectivamente. Prosseguiu-se possante acumulação detrítica de caráter molássico, representada pelo Grupo Alto Paraguai.

PENA (1974) também admitiu evolução geossinclinal para a Faixa Paraguai, relacionando sua origem a processos de colisão de placas que teriam originado a faixa

Paraguai e a Faixa Brasília. As duas faixas posicionam-se em simetria tectônica bilateral entre as margens dos crátons Amazônico e São Francisco separadas pelo maciço Central Goiano e, segundo o referido autor, teriam idêntica evolução tectônica, provavelmente contemporânea.

BRITO NEVES *et al.* (1985) e JONES (1985) propuseram, independentemente, modelo de junção tríplice para demonstrar a origem destas seqüências. JONES (1985) distinguiu, na Faixa Paraguai, quatro bacias de idade variando do Proterozóico Superior ao Cambriano: a do Alto Paraguai, a da serra da Bodoquena, a de Tucavaca (na Bolívia) e a de Corumbá. O arranjo espacial destas bacias define ângulo de 120° entre elas, o que lembra junções tríplices de *rift*. Os sedimentos terrígenos, na base da seqüência na região de Corumbá, são considerados possível evidência de soerguimentos com presença de *hot spot* mostrando movimento de Rincón del Tigre para Corumbá, com atividade vulcânica entre 1130 e 850 Ma.

Capítulo 4 - FÁCIES DA ZONA EXTERNA

4.1. - Introdução

A zona Externa localiza-se na porção ocidental da serra da Bodoquena, limitando-se a oeste com granitos gnáissicos e xistos do Complexo Metamórfico Alto Tererê através de discordância erosiva. O limite oriental situa-se na borda leste da serra do rio Perdido, em zona de falha.

Foram estudadas, na zona Externa, apenas as fácies que ocorrem na região cortada pela estrada Bonito-fazenda Baía das Garças e pela estrada que liga a região de Três Morros à vila Gaúcha, próxima ao autoposto Tupã.

As relações entre as fácies podem ser observadas nas colunas estratigráficas descritas nessas duas estradas. Nota-se o predomínio das fácies terrígenas na base e das carbonáticas na posição intermediária e no topo do pacote sedimentar, que apresenta ao redor de 180m de espessura (Figs. 11 e 12).

São descritas, ainda, duas fácies isoladas do contexto das colunas estratigráficas descritas, a fácies de conglomerados e a fácies de estromatólitos da fazenda Santa Cruz, ambas localizadas ao norte da fazenda Baía das Garças.

4.2 - Fácies Terrígenas

As fácies terrígenas são representadas por arcósios, lamitos e conglomerados presentes na borda oeste da serra da Bodoquena. Os conglomerados e arcósios ocorrem apenas nas camadas basais. Já os lamitos são encontrados tanto na base como em porções medianas da sucessão estratigráfica, associados às rochas carbonáticas (Fig. 12).

4.2.1 - Fácies de conglomerados

Na escarpa oeste da serra da Bodoquena, a caminho do posto Bodoquena da FUNAI - Fundação Nacional do Índio, na aldeia indígena Cadiueu, ALMEIDA (1965a) descreveu sedimentos imaturos definidos como Formação Cadiueu, em sucessão de pelo menos 300 m e 2 a 3 km de extensão, apresentando conglomerados com seixos e blocos angulosos de granito, gnaiss, biotita-xisto, quartzito, anfíbolito e outras rochas derivadas do Complexo Metamórfico Alto Tererê, aflorante na região vizinha (Fig.13). A frequência dos seixos é variada, de 30 a 60%, geralmente dispostos caoticamente, com matriz arcossiana grossa, micácea, de coloração avermelhada. Em geral, a estratificação é indistinta, marcada às vezes pela disposição dos seixos e blocos em arranjo planar incipiente. Para o topo, a

Fig.12 - Colunas estratigráficas descritas na estrada fazenda Baía das Garças - Bonito (localização dos setores na figura 11).

granulação torna-se mais fina e uniforme com arcósios com estratificação cruzada associados a camadas de siltito e folhelho.

Fig.13 - Conglomerado aflorante na borda oeste da serra da Bodoquena próximo ao posto indígena da FUNAI. Inicialmente, estes conglomerados foram definidos por ALMEIDA (1965a) como Formação Cadieu. Atualmente, são posicionados, preliminarmente, na base do Grupo Corumbá.

Em seções delgadas da matriz, ALMEIDA (1965a) observou a presença de quartzo (80%) e feldspato (20%), com predomínio do microclínio comumente alterado; foram também observados grãos de feldspato frescos e esporádicos agregados poliminerálicos de quartzito, de calcedônia, de granito e de calcário. CORRÊA *et al.* (1976) inseriram estes conglomerados na Formação Puga enquanto que NOGUEIRA *et al.* (1978) consideraram estas rochas como basais do Grupo Corumbá, incluindo-as na Formação Cerradinho.

Os conglomerados desta fácies distinguem-se dos conglomerados da base do Grupo Corumbá na fazenda Taboquinha, localizada na estrada Três Morros - Vila Gaúcha, devido a variedade litológica e angulosidade dos blocos e seixos, ao contrário dos seixos de quartzitos bem arredondados que predominam na fazenda Taboquinha (Fig.14).

Fig.14 - Coluna estratigráfica da fazenda Taboquinha.

Interpretação

Devido ao fato de não ter sido observado o contato destes conglomerados com os arcósios, que caracterizam a base do Grupo Corumbá na zona Externa, a inclusão destes no grupo é apenas especulativa e baseada na semelhança da matriz feldspática com os arcósios. ALMEIDA (1965a) interpretou estes depósitos rudáceos como sedimentos típicos de origem tectônica, na maior parte representativos de fanglomerados depositados nas bordas de escarpas, provavelmente originadas por falhamentos, do Complexo Metamórfico Alto Tererê, que provavelmente constituía a área fonte destes sedimentos. ALMEIDA (1965a) inferiu clima favorável à decomposição química de granitos durante a deposição, com base na observação de alguns grãos de feldspato alterados. Tal hipótese é questionável, dada a dificuldade de se encontrar amostras frescas, além das possibilidades dos feldspatos terem sido alterados pelo intemperismo recente, ou mesmo pela água do próprio magma.

4.2.2. - Fácies de arcósios

Esta fácies ocorre na forma de pacote único com 15 a 20 m de espessura, posicionada na base do Grupo Corumbá e com afloramentos na borda oeste da serra da Bodoquena. A camada se encontra de forma contínua desde o sudoeste da vila Gaúcha, até aproximadamente 30 km ao norte da fazenda Baía das Garças, em discordância erosiva sobre rochas do Complexo Metamórfico Alto Tererê. Arcósios também foram encontrados na parte central do sinclinal do Rio Perdido (fazenda Campo Verde), sob pacotes de lamitos e de rochas carbonáticas.

Em geral, os arcósios apresentam estrutura maciça e granulometria média a grossa, com grãos angulosos e matriz siltico-argilosa. Mineralogicamente são caracterizados por 20 a 30% de grãos de feldspatos, principalmente microclínio, e o restante por grãos angulosos de quartzo (Fig. 15). Em seção delgada foi observado contato suturado entre os grãos, provavelmente devido ao metamorfismo. São cimentados, em parte, por quartzo microcristalino ou calcedônia fibrorradiada ou por calcita espática quando situados próximos ao contato com os carbonatos. Localmente, esta fácies é representada por quartzo arenitos sem matriz, com grãos arredondados, bem selecionados, cimentados por calcedônia.

As estruturas sedimentares são raras, restritas a poucas marcas onduladas e estratificações cruzadas planares. A duzentos metros a oeste da sede da fazenda Baía das Garças, foi observado apenas um conjunto de marcas onduladas simétricas com comprimento de onda de 20 cm e amplitude de 2 cm. Ao norte desta fazenda, constatarem-se arcósios com estratificação cruzada tabular com *set* de 20 cm de espessura e planos

Fig. 15 - Grão de feldspato (microclíneo) inalterado em amostra de arcósio coletada na borda oeste da serra da Bodoquena, próximo à fazenda Baía das Garças.

Fig.16 - Fácies de lamitos com cor de alteração amarela em local situado 10 km a oeste de Três Morros, na estrada fazenda Baía das Garças-Bonito.

mergulhando para nordeste.

Na fazenda Campo Verde, localizada no centro do sinclinal do Rio Perdido, estruturas sedimentares são relativamente mais freqüentes, onde os arcósios apresentam marcas onduladas associadas a lentes centimétricas de argila constituindo *flaser*. O arcósio apresenta lentes centimétricas de grânulos angulosos de quartzo, granodecrescência ascendente e estratificação cruzada planar com mergulhos para sudeste. Também ocorrem, localmente, lentes métricas de quartzo arenito de granulação média, com grãos subarredondados e moderadamente selecionados.

Na antiga rodovia Jardim-Porto Murtinho, a oeste da Vila Gaúcha, o arcósio ocorre em camadas de 10 a 15 cm de espessura, algumas destas apresentando granodecrescência ascendente e concentração de moscovita detrítica no topo de cada camada.

Interpretação

A presença de marcas onduladas indica águas pouco profundas e, em vista da predominância da fração areia média e fina, a energia do ambiente seria média, o suficiente para lavagem da matriz, porém com períodos de baixa energia, com decantação de finos e de cristais de moscovita.

Esta fácies é interpretada como representando porções distais de depósitos fanglomeráticos. As porções proximais seriam representadas pelos conglomerados do posto Bodoquena da FUNAI. A estrutura maciça marcante desta fácies teria sido causada possivelmente por processos de fluidificação, relacionados a tectonismo sinsedimentar.

O acamamento gradacional teria sido originado por fluxos de terrígenos no corpo aquoso, finalizados por processos de decantação das micas detríticas que se acumulariam juntamente com as frações siltico-argilosas. Estes depósitos distais sofreram retrabalhamento em ambiente litorâneo, o que explicaria a existência localizada de arenitos mineralógica e texturalmente maduros e estruturas *flaser*.

A angulosidade dos grãos de quartzo caracteriza pouco retrabalhamento e a freqüência de grãos frescos de microclínio sugere rápido soterramento dos sedimentos e/ou clima pouco propício ao intemperismo químico na área fonte.

As estratificações cruzadas observadas evidenciam sentido de paleocorrente de oeste para leste, indicando área fonte localizada a oeste, onde afloram rochas do Complexo Metamórfico Alto Tererê, com moscovita xistos, o que explicaria a abundância de moscovita detrítica nos sedimentos basais do Grupo Corumbá na região.

4.2.3. - Fácies de Lamitos

Os lamitos que caracterizam esta fácies são constituídos por quantidades variáveis de silte e argila com menos de 10% de areia. Apresentam cor de alteração amarelo pardo e são maciços ou estratificados, com camadas de 3 a 5 cm de espessura contendo moscovita detrítica, de dimensões milimétricas, nos planos de estratificação neste último caso (Fig.16).

Difratometria de raios-X de duas amostras revelou a presença de quartzo, clorita, feldspato fresco e alterado na forma de caulinita.

Os lamitos ocorrem intercalados nos arcósios basais e em posições medianas do pacote sedimentar da zona Externa. Ocorrem na forma de camadas de 10 a 15 m de espessura que se estende lateralmente por 20 a 30 quilômetros. Nos lamitos basais são encontrados cristais idiomórficos milimétricos de pirita com frequência inferior a 5%. Os lamitos apresentam teores variáveis de carbonato, chegando a formar margas como as da fácies de margas e *mudstones* calcíticos alternados (Fig.17).

Interpretação

Lamas terrígenas se originam em ambiente aquoso calmo, ou em águas profundas, definidas como situadas abaixo do nível de ondas normais, ou em águas rasas, protegidas por barreiras.

Na serra da Bodoquena, a fácies de lamitos que ocorre na base, associada aos arcósios com laminações cruzadas e marcas de ondas, são interpretadas como depositadas em águas relativamente rasas, sem exposições subaéreas. Já as fácies de lamitos que ocorrem em posições estratigráficas superiores, associadas aos calcários, teriam se depositado em águas profundas, onde a presença de pirita pode evidenciar condições redutoras durante a sedimentação.

4.3. - Fácies carbonáticas

Entre as rochas carbonáticas da zona Externa, predominam os *grainstones* na base e os *mudstones* no topo. As rochas carbonáticas que se encontram na base e na porção média associam-se a sedimentos terrígenos, que geralmente ocorrem na forma de lentes decimétricas de arenito ou pacotes de camadas de lamitos e *mudstones* calcíticos.

4.3.1. - Fácies de *grainstones* com laminações cruzadas

Nos arredores da fazenda Baía das Garças e, mais ao sul, na fazenda Taboquinha, boas exposições desta fácies mostram que a transição com os arcósios basais se faz por

Fig.17 - Coluna estratigráfica descrita na estrada Três Morros - Vila Gaúcha, ao norte do rio Perdido.

intercalações de camadas e lentes de quartzo arenito nos calcários, apresentando, mais para o topo, grãos e grânulos de quartzo dispersos na rocha.

Estes *grainstones* são caracterizados pela presença de laminações cruzadas tabulares e tangenciais. As planares ocorrem em *sets* de 10 a 15 cm de espessura e apresentam lâminas com 15° a 20° de mergulho (Fig. 18), por vezes, dispostas na forma de estruturas "espinha de peixe" (Fig. 19).

As laminações cruzadas tangenciais geralmente apresentam superfícies erosivas onduladas que truncam porções superiores de laminações cruzadas subjacentes. Estas estruturas, que são classificadas como laminações cruzadas *hummockys* (HARMS *et al.* 1975, HAMBLIN & WALKER 1979), apresentam comprimento de onda, tanto das superfícies erosivas como das laminações, da ordem de 0,5 m (Fig. 19). Nas ondulações que apresentam dimensões menores, com comprimentos de ondas de 10 a 15 cm, as razões entre comprimento de onda e altura apresentam valores ao redor de 10, comparáveis aos das estratificações cruzadas *hummockys* clássicas (HARMS *et al.* 1982).

As lâminas sobrejacentes às superfícies erosivas são paralelas a estas, reforçando a interpretação destas estruturas como laminações cruzadas *hummockys*.

Nesta fácies, é comum a presença de palhetas irregulares de calcário com espessuras submilimétricas e áreas menores que 1 cm², lembrando pedaços de papel picado, que ocorrem geralmente concentradas em determinadas camadas (Fig. 20). Em seções delgadas deste material, foi notada a presença de esparsos glóbulos elipsoidais com 10 a 20 micra de diâmetro e paredes de micrita (Fig. 21).

A maioria dos *grainstones* é constituída por intraclastos, mas também ocorrem oólitos. Ao norte da fazenda Baía das Garças (ponto A.3), foi observada heterogeneidade desta fácies onde *grainstones* neomorfizados com estilólitos gradam para *mudstones* e *wackestones* com grãos elipsoidais milimétricos a submilimétricos que são cobertos por uma camada de 1 m de *grainstone* oolítico. Em determinados níveis desta camada, os oólitos estão achatados, porém nenhuma evidência de deformação tectônica foi observada.

A composição química dos *grainstones* é variada, com marcantes variações no teor de MgO (tabela I).

No ponto 28, na estrada Três Morros - vila Gaúcha, ocorrem pseudomorfos de gipsita, na forma de ripas milimétricas, substituídos por calcita, em matriz carbonática (Fig. 22).

Fig.18 - Fácies de *grainstones* com laminações gruzadas. Na camada indicada pela ponta do martelo observa-se o truncamento de laminações cruzadas por superfícies erosivas onduladas, afloramento situado 300m a Oeste da sede da fazenda Báia das Garças.

Fig.19 - Fácies de *grainstones* com laminações cruzadas. No canto direito da foto observa-se possível laminação cruzada na forma de "espinha de peixe", (mesmo afloramento da figura anterior).

Fig.20 - Fragmentos de laminações microbianas em *grainstones* com laminações cruzadas, (fazenda Baía das Garças).

Fig.21 - Provável glóbulo algálico em amostra de *grainstone* com laminações cruzadas coletada no afloramento da figura anterior.

ponto	p. f.	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO
105	35,39	0,40	5,75	4,34	traços	0,04	0,18	37,97	13,16
129	35,28	1,12	2,66	5,04	traços	0,05	0,13	48,30	6,15
129			5,26					30,00	20,70

Tabela I - Análises químicas de *grainstones* com laminações cruzadas.

Interpretação

As laminações cruzadas nesta litofácies indicam fluxos hidrodinâmicos de energia média, provavelmente originados pela ação de ondas e correntes.

As laminações cruzadas *hummockys* teriam se originado pelos movimentos oscilatórios provocados por grandes ondas durante tempestades em plataformas marinhas rasas, com ou sem fluxos unidirecionais (HARMS *et al.* 1982, GREENWOOD & SHERMAN 1986).

A intercalação de camadas e lentes de arenitos pode representar o registro sedimentar de variações no nível do mar com exposições e afogamentos das áreas fontes. A diminuição do nível do mar, levaria ao rebaixamento do nível de base, proporcionando o aporte de terrígenos e deposição dos arenitos, enquanto a elevação do nível favoreceria a sedimentação carbonática.

4.3.2. - Fácies de margas e *mudstones* calcíticos alternados

Esta fácies ocorre como pacotes métricos, intercalados em camadas mais espessas de lamitos, ou como pacotes menos expressivos, intercalados nas fácies de *mudstones* pseudonodulares. É constituída por camadas de margas (5 a 10 cm) que se alternam com camadas relativamente mais espessas de *mudstones* calcíticos (25-30 cm) (Fig.23). As margas apresentam-se com laminações plano paralelas e coloração marrom e os *mudstones* são maciços e de cor cinza-clara.

Interpretação

Mudanças bruscas entre fácies carbonáticas e terrígenas foram observadas em ambientes costeiros quaternários e recentes do mar Vermelho (Egito) e golfo de Suez,

Fig.22 - Prováveis pseudomorfos de gipsita em *grainstone* com laminações cruzadas, em afloramento na estrada vila Gaúcha - Três Morros.

Fig.23 - Fácies de margas e *mudstones* carbonáticos alternados (fazenda Campo Verde, estrada vila Gaúcha - Três Morros).

onde carbonatos, evaporitos e siliciclásticas ocorrem muito próximas entre si. PURSER et al. (1987) explicam que a coexistência de terrígenos e carbonatos é devido ao aporte de terrígenos ser esporádico, resultante de curtos períodos de tempestades, e o rápido retorno da limpidez da água propiciaria novamente a sedimentação carbonática. Relevo acentuado e margens de bacias controladas por falhas em região de clima árido, foram considerados como agentes básicos para que ocorressem transições abruptas entre terrígenos e carbonatos no golfo de Suez (ROBERT 1987), onde o aporte terrígeno seria condicionado pela atividade tectônica e, em menor escala, pela aridez climática. A transição entre siliciclásticas continentais e carbonatos marinhos é também favorecida pela morfologia da bacia relacionada a falhamentos em blocos. Estes falhamentos resultariam em inúmeros grabens e horsts subparalelos situados entre o embasamento e a costa. Os grabens tendem a aprisionar os episódicos aportes terrígenos, não prejudicando, assim, a produção de carbonato.

4.3.3. - Fácies de *mudstones* pseudonodulares

Esta fácies é caracterizada por pseudonódulos de *mudstones* calcíticos (tabela II), com formatos tabulares, envolvidos por margas com laminações milimétricas. As espessuras dos pseudonódulos são relativamente constantes, por volta de 3 a 5 cm, mas as dimensões horizontais variam de poucos centímetros até alguns decímetros, chegando até a constituir camadas (Fig. 24). Em planta, a superfície dos pseudonódulos se apresenta irregular, com elevações e depressões formando diversos montículos.

Os pseudonódulos de *mudstones* são cortados por fraturas perpendiculares ao acamamento, preenchidas por calcita, com espaçamentos de 5 cm e, geralmente, apresentam extremidades laterais adelgadas.

Esta fácies ocorre em pacote de 12 a 15 m de espessura e com extensão lateral de alguns quilômetros, sendo observada na estrada que liga Três Morros à vila Gaúcha e na estrada Bonito-Fazenda Baía das Garças. Pacotes de menor espessura também são encontrados intercalados em espessas camadas de lamitos, em posições estratigráficas inferiores ao do pacote principal.

Esta fácies grada tanto na base como no topo para a fácies de camadas de margas e de *mudstones* calcíticos alternados.

p. f.	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO
37,81	0,72	6,55	2,33	traços	0,17	0,81	49,14	0,77

Tabela II- Análise química de pseudonódulo coletado na estrada Vila Gaúcha - Três Morros, 30 km ao sul deste.

Interpretação

A gradação desta fácies para a de margas e *mudstones* calcícticos alternados e para a de lamitos permite formular a hipótese de que tenha se originado a partir de processos de compactação sobre camadas de diferentes competências. Desta forma, os pseudonódulos teriam se originado através de *boudinage* sedimentar, onde camadas carbonáticas mais puras intercaladas com camadas carbonáticas mais argilosas sofreriam distensão em consequência de esforços perpendiculares ao acamamento. Este processo de deformação explicaria o adelgaçamento das extremidades dos pseudonódulos e a presença das fraturas.

O crescimento de concreções evaporíticas pode originar estruturas semelhantes, classificadas como *chicken wire*. Não foram observadas estruturas radiais ou concêntricas que demonstrassem o crescimento concrecionário, nem mesmo a presença de evaporitos. A origem dos pseudonódulos por bioturbação é descartada devido à preservação das laminações nas camadas de margas.

O contexto estratigráfico no qual se insere esta fácies permite interpretá-la como originada em águas profundas.

4.3.4. - Fácies de *mudstones*

Mudstones calcítico (tabela III), de cor cinza a cinza escuro, em camadas de 10 a 20 cm de espessura, com estratificações plano-paralelas, são observados na região de Três Morros, na serra do Rio Perdido e no vale do Rio Salôbra. Constituem pacote sedimentar com continuidade lateral de dezenas de quilômetros e no mínimo 30 m de espessura, posicionado no topo da sucessão estratigráfica levantada na zona Externa da serra da Bodoquena.

ponto	p. f.	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO
14	34,17	0,32	3,76	4,56	traço	0,11	0,49	51,65	1,47
14	36,13	0,40	8,31	4,34	traço	0,20	0,60	48,58	0,79

Tabela III - Análises químicas de *mudstones* calcínicos de amostras coletadas na região de Três Morros.

Interpretação

A forma homogênea do pacote sedimentar de *mudstones* e granulometria fina destes sedimentos são evidências de sedimentação de material carbonático em águas calmas e límpidas. No ambiente de sedimentação carbonática encontram-se estas condições hidrodinâmicas em águas rasas, geralmente protegidas do mar aberto por barreiras naturais como recifes e ilhas ou em águas profundas, abaixo do nível de ação de ondas normais e de tempestades.

Segundo WILSON (1966), lamas carbonáticas podem se originar pela morte e decaimento de organismos bentônicos (principalmente algas calcárias), pela abrasão de partículas carbonáticas maiores, por acumulação de biota planctônica e até a possibilidade de precipitação direta a partir da águas do mar, bioquimicamente induzida por concentração de fitoplâncton. Apesar de controvérsias quanto à origem, certo é que os sedimentos carbonáticos finos são derivados orgânicos.

Rochas carbonáticas de origem pelágica são, aparentemente, desconhecidas em unidades do Paleozóico Inferior e reconhecidas em unidades mais novas que as do Siluriano Médio (TUCKER 1974 *apud* Mc IREAIH, I.A. & JAMES, N.P. 1984).

Diversos registros sedimentares do Proterozóico Superior apresentam cianofíceas fossilizadas, o que leva a crer na abundância destas algas nos mares desta época, principalmente pela não competitividade e ausência de predadores. No Grupo Corumbá não foram encontrados vestígios de cianofíceas, apesar de se observarem prováveis glóbulos algálicos ainda não identificados.

Uma das hipóteses para origem dos *mudstones* do Grupo Corumbá seria a de acúmulo de cristais de carbonatos por fotobioindução, onde a atividade fotossintética diminuiria o teor de CO₂ da água do mar, proporcionando a precipitação de calcário. Outra possibilidade seria a origem da lama carbonática através do retrabalhamento de recifes de estromatólitos e deposição de *mudstones* em águas de baixa energia.

4.3.5. - Fácies de estromatólitos

Na zona Externa, foram encontrados estromatólitos apenas na fazenda Santa Cruz, vizinha à fazenda Nhuverá, próxima à estação ferroviária Guaicurús, ao norte da cidade de Bodoquena. Ocorrem na forma de blocos soltos e utilizados para cascalhar a estrada interna à fazenda. Estão silicificados e associados a camadas centimétricas de silexitos maciços de cores variadas, predominando a bege e a preta. Apresentam forma colunar, não ramificada, de base elipsoidal (20 x 10 cm, em média) e altura de 30 a 50 cm (Fig. 25). O espaço entre as colunas é de poucos centímetros, preenchido por quartzo microcristalino.

O aspecto laminado é dado por variação na quantidade de pigmentos e se encontram substituídas por quartzo microcristalino e calcedônia fibro-radiada (elongação negativa) em determinadas porções (Fig. 26). As lâminas escuras são mais espessas, em torno de 1,5 mm e as claras mais finas (0,5 mm). Em determinados pontos, existem contornos romboédricos micrométricos de cristais de dolomita, substituídos por sílica.

Projeções das lâminas na matriz entre as colunas são comuns, chegando até a formar pontes unindo lâminas de colunas próximas. As lâminas são convexas e lisas com espessuras milimétricas. Detalhes da laminação estromatolítica e do preenchimento original entre as colunas não são bem preservados.

Sobre o pacote de silexitos, ocorrem dolomitos com estratificações plano-paralelas e concreções centimétricas de silexito intercaladas nos planos de estratificação. Numa caverna com desenvolvimento de 60 m, localizada em frente à sede da fazenda Santa Cruz, existe uma camada contínua com *tepee* coberta por uma camada fina (5 cm) de argilito. Os *tepee* estão bem preservados e apresentam apenas o arqueamento das camadas, sem rompimento das lâminas ou sinais de retrabalhamento.

Interpretação

A fácies estromatolítica foi estudada de forma isolada, não se podendo incluí-la no contexto do modelo deposicional apresentado para a zona Externa. Apresenta interesse por caracterizar ambientes de águas mais rasas, pouco representados na área estudada, o que demonstra variação lateral (de norte para sul) e vertical de fácies.

A forma elíptica das bases das colunas sugere ação de correntes, como ocorre atualmente em Shark Bay, Austrália (LOGAN *et al.* 1964), onde estromatólitos colunares apresentam base elíptica paralela à principal direção de movimento das águas na região de intermaré.

A presença de estruturas *tepee* evidencia ambiente evaporítico e os da fazenda Santa

Fig.24 - Fácies de *mudstones* pseudonodulares. As camadas de *mudstones* apresentam-se com adelgaçamento das extremidades e com fraturas espaçadas perpendiculares ao acamamento, o que levou a supor origem dos pseudonódulos por processos deformacionais pré-litificação - *boudinage* sedimentar (escala em centímetros), estrada vila Gaúcha - Três Morros, 30 km ao sul deste..

Fig.25 - Estromatólitos colunares da fazenda Santa Cruz.

Fig.26 - Fotomicrografia de estromatólitos da fazenda Santa Cruz. As laminações são dadas por diferenças na quantidade de pigmentos. Porções disformes são preenchidas por calcedônia fibrorradiadas.

Cruz teriam se formado em ambientes protegidos, não sujeitos a retrabalhamentos, dado ao estado de preservação das estruturas.

4.4. - Modelo Depositional da zona Externa

Na zona Externa encontra-se pacote sedimentar de aproximadamente 180 m de espessura com sedimentos terrígenos na base passando gradativamente ao predomínio de carbonatos no topo. Para esta sucessão é proposto modelo deposicional transgressivo em bacia limitada por falhas (Fig. 27).

Com base na distribuição das fácies, acredita-se que constituía bacia alongada segundo direção norte-sul.

Os falhamentos gerados no início da sedimentação teriam originado desníveis topográficos e formação de depósitos fanglomeráticos representados pelas fácies de conglomerados, arcósios e lamitos.

O aporte de terrígenos foi episódico e associado, provavelmente, a chuvas torrenciais em região de clima árido a semi-árido, com alternâncias de períodos de águas turvas, com deposição dos lamitos, e períodos de águas limpas, com formação dos calcários.

A presença de condições evaporíticas é atestada também pela ocorrência de pseudomorfo de gipsita na porção média da sucessão estudada, marcando a possível transição entre sedimentação continental, caracterizada pelos fanglomerados, para marinha, com predominância de deposição carbonática.

A sedimentação carbonática teria se dado em rampa carbonática aberta sob influência de tempestade, onde os *mudstones* representariam mar profundo. O termo rampa é aqui empregado para definir ambiente de sedimentação carbonática com declividade superior ao das plataformas, sem o talude que caracteriza a borda destas.

A presença de área fonte dos terrígenos a oeste da serra da Bodoquena merece comprovação com base em dados estatísticos, porém as seguintes constatações sugerem esta interpretação:

- mergulhos das lâminas de laminações cruzadas dos arcósios para leste;
- abundância de moscovita em determinadas camadas dos arcósios e lamitos, sugerindo origem nos moscovita xistos aflorantes a oeste;
- presença de grãos de microclíneo que teriam provável origem nos granitos-gnaissicos do Complexo Metamórfico Alto Tererê, também aflorante a oeste;
- e ausência de litologias que poderiam originar os grãos mencionados acima a leste da serra da Bodoquena, onde afloram litologias do Grupo Cuiabá.

Pelo fato das camadas na zona Externa mergulharem para leste, e considerando-se que a área fonte situava-se a oeste, é de se esperar que grande parte dos sedimentos que

Fig.27 - Modelo faciológico da zona Externa.

representavam ambientes relativamente mais rasos foram erodidos. Tal situação explicaria o registro apenas das porções distais de provável fanglomerado, com ocorrência restrita dos conglomerados.

Capítulo 5 - ZONA INTERNA

5.1. Introdução

Na zona Interna da Faixa Paraguai, o Grupo Corumbá encontra-se parcialmente deformado e em contato tectônico com o Grupo Cuiabá através de falhas inversas, dificultando a observação do contato original entre estas unidades. Os calcários estão parcialmente marmorizados e o metamorfismo dinâmico foi intenso em determinadas regiões, originando faixas de brechas tectônicas.

Devido à complexidade tectônica e à ausência de bons afloramentos, não foi possível estabelecer relações estratigráficas entre litofácies identificadas na zona Interna ao contrário do que pode ser estabelecido na zona Externa.

Foram individualizadas, em afloramentos isolados, sete litofácies, além de depósitos de rocha fosfática e fosforitos descritos à parte. As litofácies identificadas são as seguintes:

- A - fácies de *grainstones* oolíticos
- B - fácies de brechas com clastos centimétricos discóides
- C - fácies de estromatólitos
- D - fácies de *mudstones* dolomíticos
- E - fácies de brechas com blocos
- F - fácies de lamitos
- G - fácies de *mudstones* calcíticos

5.2. - Descrição e interpretação das fácies

5.2.1. - Fácies de *grainstones* oolíticos

Os *grainstones* oolíticos ocorrem em corpos lenticulares, com 1 m de espessura e 4 e 5 m de comprimento, com oólitos elipsoidais, geralmente bem selecionados e apresentando contatos entre os grãos. São observados próximos à sede da fazenda Guajuvira, associados à fácies de brechas com blocos, e ao longo da rodovia Bonito- Bodoquena. Nesta estrada, 22 km ao norte de Bonito, ocorrem escarpas de aproximadamente 80 m de altura de *mudstone* calcítico cinza escuro com estratificação plano-paralela passando, no topo, a calcário com 60 a 70 % de oólitos submilimétricos esféricos.

Na estrada Bonito - Bodoquena, 30 km ao norte de Bonito, *grainstones* oolíticos são cimentados por sílica e estão associados a microbialitos laminados.

Na fazenda São Cristovão ocorrem *wackestones* recristalizados com oólitos esféricos de 1 a 4 mm de diâmetro. Os oólitos possuem parede de 0,3 mm de espessura e o espaço interior preenchido por calcita espática ou sílica (megaquartzo), sem vestígios dos núcleos. Geralmente são observadas imagens dos grãos devido à recristalização. Alguns oólitos apresentam estrutura em meia lua (*half-moon*), com assentamento do núcleo, conservação do anel exterior e porções preenchidas por calcita espática ou sílica, como os observados na fazenda Colina (Fig.28).

Interpretação

A ausência de estruturas sedimentares nas camadas de *grainstones* oolíticos dificulta a interpretação dos ambientes de sedimentação destes depósitos. A predominância de alto grau de seleção e ausência de matriz são evidências de ambiente muito energético, talvez sob a ação de ondas e fortes correntes.

A designação oólitos meia-lua (*half-moon*) foi aplicada por WHERRY (1916 *apud* CAROZZI 1963) para estruturas oolíticas encontradas no Dolomito Allentown (Cambriano Superior), Pensilvânia (E.U.A.), que apresentam peculiar estrutura bipartida. Segundo este autor, os oólitos meia-lua seriam originalmente constituídos por lâminas concêntricas de aragonita, contendo partículas carbonáticas de provável origem orgânica e posicionados em matriz de *mudstone* dolomítico. A aragonita, sendo mais solúvel que a dolomita da matriz, foi dissolvida, restando o material carbonoso e o núcleo. Todos estes produtos residuais se posicionaram no fundo das cavidades e, posteriormente, a dolomita secundária teria preenchido os vazios.

CAROZZI (1963) estudou os mesmos depósitos descritos por WHERRY (1916) e reinterpretou a origem dos oólitos meia lua. Distinguiu quatro tipos desta estrutura, com base na observação de cortes perpendiculares ao acamamento. Cada tipo foi diferenciado pelo número de anéis concêntricos de diferentes estágios de assentamento. O tipo 1 é caracterizado por núcleo assentado na parte inferior do oólito, no interior do anel externo não afetado. Os tipos 2, 3 e 4 são análogos ao tipo 1, apresentando, respectivamente, um, dois, três ou mais anéis ao redor do núcleo com estágios diferentes de assentamento.

CAROZZI (1963) reconsiderou as interpretações de WHERRY (1916), por este ter assumido que todas as camadas concêntricas haviam sido dissolvidas. Segundo CAROZZI (1963), haviam lâminas solúveis alternadas com não solúveis e a dissolução das primeiras ocasionaria colapso e deformação plástica das lâminas insolúveis. A perfeita preservação da estrutura interna dos anéis assentados indica que provavelmente eram constituídos por calcita, e os limites bem definidos com as lâminas que teriam se dissolvido mostra que estas deveriam ter composição completamente diferente da das lâminas não dissolvidas. A dissolução teria ocorrido após a deposição, antes da compactação ter se completado.

Fig.28 - Oólito meia-lua indicando topo de camada para cima (nicois descruzados), em amostra coletada na fazenda São Cristovão.

Os depósitos estudados por CAROZZI (1963) apresentam características de ambiente raso evaporítico, onde brechas de ressecamento e conglomerados com clastos discóides (*flat-pebbles*) são freqüentes. Estas características levaram o autor mencionado a supor que as lâminas que foram dissolvidas poderiam ter sido constituídas por anidrita ou gipsita precipitada em alternância com a calcita.

Os oólitos em meia - lua do Grupo Corumbá são do tipo 1, segundo a classificação de CAROZZI (1963), ou seja, oólitos que apresentam apenas o núcleo assentado no interior do anel externo. A presença de oólitos deste tipo, admitindo-se a interpretação de CAROZZI (1963), reforçaria a hipótese de clima árido a semi-árido durante ao menos parte da deposição dos sedimentos do Grupo Corumbá.

5.2.2. - Fácies de brechas com clastos centimétricos discóides

É comum a ocorrência de intraclastos carbonáticos discóides angulosos de de tamanhos variados, em brechas intraformacionais aflorantes na parte leste da serra da Bodoquena nas proximidades da estrada Bonito-Bodoquena. Estes clastos ocorrem por vezes imbricados, ou mesmo sem demonstrar nenhum sinal de movimentação, geralmente ocorrem em camadas centimétricas, intercaladas a calcários maciços ou com estratificação plano-paralela. Localmente, observaram-se fraturas restritas a algumas camadas, interpretadas como prováveis gretas de contração.

Próximo à fazenda Olaria, clastos de calcário se encontram envolvidas por prováveis microbialitos laminados (Fig. 29), que também ocorrem em camadas decimétricas associadas às camadas de clastos discóides (Fig. 30).

Interpretação

As brechas intraformacionais com clastos centimétricos, com pouca ou nenhuma evidência de retrabalhamento, foram interpretadas como originadas por ressecamento.

Alguns clastos discóides estão dispostos na forma da letra V invertida levando a interpretação da origem por expansão de corpos evaporíticos com o rompimento de camadas endurecidas sobrejacentes, dando origem à estrutura *tepee*.

Deve-se levar em conta, ainda, que muitas destas brechas podem ter se originado através de processos de dissolução diferenciada de certas camadas, provavelmente evaporitos, e conseqüente fragmentação das camadas menos solúveis, constituindo brechas de colapso. Não se descarta, também, a possibilidade de retrabalhamento de pavimentos carbonáticos por tempestades.

5.2.3. - Fácies de estromatólitos

Os estromatólitos ocorrem em dolomitos, na forma de colunas com dimensões decimétricas sendo observados na fazenda Ressaca, próxima a Bonito.

Fig.29 - Prováveis microbialitos em camadas encontradas na fácies de brechas intraformacionais em placas (fazenda Olaria).

Fig.30 - Fácies de brechas intraformacionais em placas,envolvidas por prováveis microbialitos (fazenda Olaria).

As colunas estromatolíticas atingem até 0,5 m de largura e mais de 1 m de altura, mas não se observaram indivíduos completos sugerindo maiores dimensões. Foram também observados oncólitos flutuantes em matriz dolomítica, com diâmetros de 5 a 8 cm (Fig.31). Nos fosforitos desta localidade, também foram observados estromatólitos fosfatizados, sendo estes descritos no item de rochas fosfáticas.

Interpretação

A forma colunar dos estromatólitos, suas dimensões métricas e ocorrências provavelmente em faixas com direção norte sul sugerem que se formaram na borda da plataforma localizada a oeste, tendo a leste o talude representado pelas brechas com blocos.

A localização na borda da plataforma seria devido à concentração de nutrientes trazidos pelas correntes marinhas ascendentes.

A presença de bloco de estromatólito silicificado na brecha intraformacional da fazenda Colina sugere que alguns estromatólitos foram silicificados durante a diagênese e, posteriormente, erodidos e depositados no talude.

5.2.4. Fácies de *mudstones* dolomíticos

São descritos como *mudstones* dolomíticos os dolomitos (tabela IV) de granulometria fina, geralmente maciços e secundariamente com estratificação plano-paralela, que ocorrem em corpos com espessuras de dezenas de metros e dimensões laterais quilométricas. Estas camadas de *mudstones* dolomíticos sustentam morros alinhados que ressaltam da topografia plana do topo da serra da Bodoquena, como os observados nas fazendas Anhuma, Jaraguá e Boi Preto, atingindo espessuras estimadas superiores a 150m. Apresentam-se cristalizados, com cores branca, avermelhada, laranja e cinza, com predomínio desta última.

ponto	p. f	Fe ₂ O ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO
91	33,45	0,32	1,76	2,44	traço	0,04	0,26	31,55	19,89

Tabela IV - Análise química de *mudstone* dolomítico da pedreira de mármore Arco Íris.

Fig. 31 - Oncólitos em matriz dolomítica associados a estromatólitos (no canto inferior direito da amostra) - fazenda Ressaca.

Os *mudstones* dolomíticos com estratificação plano-paralela têm planos por vezes ressaltados por lâminas milimétricas de sílica incolor que se alternam às camadas com espessuras centimétricas à decimétricas de *mudstones* dolomíticos. A sílica também preenche fraturas ou ocorre sem formas definidas em estruturas *box-works* (Fig.32). As razões Ca/Mg nas análises químicas de CORRÊA *et al.* (1976) e de NOGUEIRA *et al.* (1978) demonstram teores relativamente altos de Mg^{2+} indicando predominância de dolomitos magnesianos, segundo classificação de BISSEL & CHILINGAR (1967). Os teores em MgO são relativamente altos e a difratometria de raios-X de uma amostra coletada no morro da gruta Lago Azul revelou a presença apenas de dolomita.

Fosfato em baixos teores (0,2 a 1,0 % de P_2O_5) foi detectado em rochas desta fácies de forma disseminada ou preenchendo fraturas milimétricas.

Interpretação

Dolomitos recentes se formam em regiões evaporíticas, como nos lagos de Coorong, Austrália (BOTZ & VON DER BORCH 1984) e *sabkhas* do Kuwait, e em regiões de clima tropical úmido, tendo como exemplo o banco das Bahamas. Existem evidências de origem primária em lagoas evaporíticas (BOTZ & VON DER BORCH 1984), porém tem sido mais aceita a origem de dolomitos por processos de substituição iônica em diagênese precoce. Há, entretanto, controvérsias se o Mg^{2+} provém da própria água do mar ou se a partir de soluções produzidas pela compactação de argilas em zonas soterradas (GAWTHORPE 1987, SCHOFIELD & ADAMS 1986). TAYLOR & SIBLEY (1986) constatarem valores relativamente altos de isótopo de ^{18}O sugestivos de dolomitização sob temperaturas elevadas, interpretando origem pós-litificação associada à soluções hidrotermais em zonas de falhas e fraturas.

Não foi possível definir um modelo genético para os dolomitos do Grupo Corumbá, apenas formula-se a hipótese de origem em ambientes de supramaré, onde a alta concentração de Mg^{2+} estaria associada a processos diagenéticos ocorridos pela dissolução de calcita magnesiana dos sedimentos marinhos em regiões de mistura de água freática e água do mar.

A ocorrência de dolomitos em zonas de intensos falhamentos e fraturamentos pode sugerir origem a partir de soluções hidrotermais, também responsáveis pela grande quantidade de sílica presente em fraturas nos carbonatos. Há, entretanto, necessidade de comprovação com base em dados geoquímicos, como de isótopos de oxigênio.

A alternância de lâminas e camadas delgadas de calcários e dolomitos levou ALMEIDA (1965a) a crer numa deposição primária de dolomito. Porém tal relação não exclui a possibilidades de origem diagenética, onde a dolomitização seria seletiva em

Fig.32 - Fácies de *mudstones* dolomíticos com laminações plano-paralelas e intercalações de lâminas de sílica (fazenda São Miguel) (escala em centímetros).

determinadas camadas. A origem primária dos dolomitos do Grupo Corumbá foi também aventada por NOGUEIRA *et al.* (1978), sem no entanto demonstrarem evidências para tal interpretação posteriormente, erodidos e depositados no talude.

5.2.5. - Fácies de brechas com blocos

A fácies de brechas intraformacionais com blocos de formas e litologias variadas ocorre em camada única com espessura de 15 a 20 m que se expõe, com direção norte-sul, desde a fazenda Campo Alegre até a fazenda Bocaiuva, por uma extensão de 20 a 30 km. Os clastos constituem 10 a 30% da rocha, podendo, em alguns locais, como observado na fazenda Ressaca, formar concentrações que chegam a constituir o arcabouço da rocha. Os clastos são de *mudstones*, *grainstones* oolíticos, silexitos (Fig.33) e microfosfatito com teores de até 35% de P_2O_5 (Fig. 34).

Na fazenda Colina foi observado um clasto de estromatólito e na fazenda Guajuvira clastos de calcário oolítico também silicificado. A matriz da brecha é dolomítica com estrutura maciça. Os estromatólitos encontrados no bloco são colunares com 10 cm de largura, semelhantes aos observados na zona externa na fácies de estromatólitos.

A camada que constitui esta fácies ocorre a noroeste de Bonito, paralela à estrada Bonito-Bodoquena, sendo observada nas fazendas Colina, Guajuvira e Bocaiuva. Esta camada situa-se sobre pelitos e arenitos que apresentam clastos decimétricos e grãos milimétricos e grânulos de fosforito maciço que ocorrem de forma dispersa. A leste, de modo geral, a brecha intraformacional se encontra intensamente cataclada por falhamento inverso. A brecha tectônica é diferenciada da brecha intraformacional pelo aspecto foliado da matriz.

Interpretação

A presença de blocos angulosos de rochas sedimentares de litologias diversificadas com origem em águas rasas, provavelmente em borda de plataforma, como estromatólitos, microfosforito e oólitos, leva a crer que estes depósitos representariam brechas de talude, onde a deposição teria ocorrido por gravidade.

A extensão geográfica por dezenas de quilômetros, em camada com direção N-S, sugere que existiria linha de costa paralela a esta direção. Também foi notado que nesta mesma direção alinham-se as ocorrências de rochas fosfáticas.

A presença de clastos de microfosforito e de silexitos evidencia que a fosfatização e silicificação foram diagenéticas, sugerindo também a ocorrência de diastemas durante o processo sedimentar com retrabalhamento de sedimentos previamente solidificados.

Fig.33 - Bloco de microfosforito na fácies de brechas intraformacionais decimétricas (fazenda Colina), (diâmetro da escala igual a 5 cm).

Fig.34 - Fácies de brechas intraformacionais decimétricas com bloco de silexito. No geral, a frequência dos blocos é de 20 a 30%, constituídos, predominantemente, por *mudstones*, *grainstones* oolíticos e microfosforito (fazenda Colina), (diâmetro da escala igual a 5 cm).

5.2.6. - Fácies de lamitos

Tanto esta fácies como a de *mudstones* calcícticos ocorrem a leste da estrada Bonito - Bodoquena, na forma de pacotes de 50 a 100 m de espessura, deixando dúvidas se pertencem ao Grupo Corumbá ou ao Grupo Cuiabá. NOGUEIRA *et al.* (1978) mapearam estas litologias como pertencentes ao Grupo Cuiabá. O único critério utilizado para esta definição foi o padrão estrutural dos pelitos e a presença de veios de quartzo. Não se observaram discordâncias erosivas ou marcantes diferenças litológicas que justificassem a inclusão destes pacotes de lamitos, juntamente com os de calcários que ocorrem intercalados, no Grupo Cuiabá.

A fácies de lamitos é caracterizada por sedimentos na fração silte-argila e cor de alteração amarela.

Lamitos em camadas relativamente menos espessas, 10 a 20 m, ocorrem a leste da serra do Rio Perdido, com intercalações de camadas decimétricas de *grainstones*.

Interpretação

O estudo isolado da fácies de lamitos restringe a interpretação paleoambiental, porém, como estão associados a camadas de dezenas de metros de espessura de *mudstones* calcícticos, provavelmente se formaram em águas profundas, abaixo do nível normal das ondas.

5.2.7. - Fácies de *mudstones* calcícticos

Esta fácies ocorre em pacotes de dezenas de metros de espessura em serras alinhadas segundo a direção norte-sul. Apresentam estratificação plano-paralela com camadas variando em espessura de 2 a 15 cm. Dois bons exemplos do comportamento geomorfológico desta fácies são o morro do Mateus e a serra alinhada situada a leste deste, ambas presentes a leste da cidade de Bonito, onde as camadas mergulham com ângulo de 45° para leste.

Os calcários desta fácies são bastante puros e com teores praticamente nulos de MgO. Geralmente se encontram cristalizados, e a observação de seções delgadas não revelou a presença de grãos.

Interpretação

A espessura dos pacotes carbonáticos, com dezenas de metros, e presença apenas de estratificações plano-paralelas levam a interpretação de ambiente de águas profundas.

5.2.8. - Fácies de rochas fosfáticas

As primeiras ocorrências de rochas fosfáticas no Grupo Corumbá foram encontradas por geólogos da empresa Vale do Rio Doce - DOCEGEO na região de Bonito, em 1976.

Com base nestes indícios, a Diretoria de Mineração da Companhia de Desenvolvimento da Indústria, Comércio e Mineração do Estado de Mato Grosso do Sul (CODESUL) contratou, posteriormente, a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM para executar trabalhos de prospecção na área (LUZ *et al.*, 1980).

O trabalho de LUZ *et al.* (1980) consistiu na abertura de poços e trincheiras na área mineralizada, situada a noroeste de Bonito, com individualização de seis corpos de metapelitos contendo níveis fosfáticos. Os corpos apresentam, em média, 200 a 650 m de comprimento e espessura sempre inferior a 3 m com cálculo de reserva inferida de 3 834 025 toneladas e teor médio de 5,95 % de P_2O_5 . Apesar destes resultados, os autores do relatório concluíram que as ocorrências eram economicamente inviáveis e recomendaram o abandono dos trabalhos de pesquisa. Não descartaram, porém, a possibilidade de existirem mineralizações econômicas na região, principalmente em rochas de fácies de deposição mais profunda.

As novas ocorrências descritas neste trabalho (fazenda Ressaca e fazenda Camargo Corrêa) e a presença de fosfato na pedreira da Laginha, em Corumbá, e na região de Morrinhos, às margens do rio Paraguai, tornam o Grupo Corumbá uma unidade de interesse para os trabalhos de prospecção em fosfato.

Na serra da Bodoquena tem sido encontrado fosfato apenas na zona Interna, sem nenhum indício na zona Externa. As ocorrências e os depósitos conhecidos concentram-se em faixa descontínua com aproximadamente 5 km de largura e dezenas de quilômetros de comprimento, a noroeste de Bonito, paralela à estrada Bonito-Bodoquena, onde são comuns as ocorrências de estromatólitos.

Fazenda Colina

LUZ *et al.* (1980) identificaram, na fazenda Colina, dois corpos de lamitos com camadas fosfáticas e seixos e calhaus de microfosforito.

Além dos depósitos descritos por LUZ *et al.* (1980), foram observadas, na entrada da fazenda Cristal, lentes métricas de arenito médio com grânulos, mal selecionado, com cimento fosfático. Em seção delgada deste arenito, notou-se fosfato microcristalino maciço preenchendo os interstícios da rocha. Em análise química de rocha total foi identificado teor de 1,4 % de P_2O_5 .

Nesta fazenda, aflora a fácies de brechas com blocos decimétricos que se estende, em camada única com 10 a 20 m de espessura, até a fazenda Bocaiuva, situada 20 km ao norte desta. A brecha apresenta calhaus de microfosforito (Fig.34), com 10 a 20 % de frequência, ocorrendo ainda silexitos, também com frequência de 10 a 20%, e raros calhaus de estromatólitos silicificados, constituindo a fácies de brechas intraformacionais com blocos, descrita anteriormente.

Análises químicas efetuadas por LUZ *et al.* (1980) nas camadas de lamito revelaram teores de 2,04 a 3,40 % de P_2O_5 . Porém, nos clastos de microfosforito das brechas intraformacionais, os valores devem ser maiores, dado ao aspecto escuro que caracteriza os microfosforitos relativamente puros.

Fazenda Bocaiuva e fazenda Guajuvira

Estas fazendas são vizinhas e localizadas a leste da estrada Bonito-Bodoquena, 11 km ao norte de Bonito e 4 km ao norte da fazenda Colina.

Na fazenda Guajuvira, aflora a camada de brechas com blocos, com clastos de microfosforito e dolomitos maciços com fraturas milimétricas, preenchidas por fosfato microcristalino. A camada de brecha é observada a noroeste da sede da fazenda e se caracteriza pela concentração de calhaus e seixos de rocha com oólitos silicificados. Alguns seixos de *grainstones* oolíticos apresentam oólitos com lâminas de microfosforito. Em seção delgada, observa-se concentração de grãos de fosfato com exoganga de carbonato com distribuição variável.

As amostras coletadas na camada de lamito com seixos e calhaus de microfosforito (fazenda Guajuvira) mostram teores variáveis de 0,11 a 33,8% de P_2O_5 (LUZ *et al.* 1980) tal variação é explicada devido à concentração de clastos de microfosforito em determinadas porções da camada.

Fazenda Ressaca

A fazenda Ressaca situa-se a norte da fazenda Pitangueira, ambas situadas a leste da estrada Bonito-Bodoquena, 21 km ao norte de Bonito. Esta ocorrência foi descoberta durante os trabalhos desta dissertação e é a que apresenta maior diversidade de tipos.

Em local para retirada de material para cascalhar a estrada interna à fazenda, foram encontrados estromatólitos tipo colunares e oncolíticos em dolomito (Fig.31). Próximo a estes, ocorrem blocos de material poroso de cores preta e branca com estratificação incipiente. Os poros são planares e acompanham grosseiramente a laminação incipiente (Fig.35). Em seções delgadas, foi possível constatar que o material é predominantemente fosfático e constituído por microfosforito laminado com teores de 35 a 40% em P_2O_5 .

obtidos em análises químicas. Uma das amostras coletadas apresenta laminação com formas côncavas e convexas, constituindo estrutura estromatolítica (Fig. 36).

São comuns ocorrências de intraclastos de formas e tamanhos variados, em matriz dolomítica. Alguns clastos são planares, sugerindo que se originaram do retrabalhamento de lâminas e camadas de microfosfatito. As bordas arredondadas destes clastos e a presença de grãos bem arredondados evidenciam atuação de processos de retrabalhamento na formação destes depósitos (Fig. 37).

Fazenda da Camargo Corrêa

Nesta fazenda, localizada em Bodoquena, foram descobertas ocorrências de fosfato pelo Prof. Dr. Armando M. Coimbra (IGUSP) juntamente com o geólogo da Morro Vermelho Mineração - Acácio da Sálvia. Basicamente, foram encontrados dolomitos fosfáticos na localidade onde atualmente é extraído dolomito para brita, e microfosfatito em camadas centimétricas associado a arcósios com matriz fosfática.

O dolomito fosfático, aparentemente maciço, é de cor cinza. Em seção delgada, observa-se o fosfato na forma de microfosforito preenchendo fraturas juntamente com calcita e fluorita. Seguindo da parede da fratura ao centro o mineral de fosfato cede lugar à calcita e fluorita, estando esta geralmente localizada na parte central da fratura ou de porções disformes mineralizadas (Fig. 38). Esta relação sugere origem diagenética do mineral de fosfato e da fluorita, onde a presença de soluções com P, Ca e F formaria inicialmente a fluorapatita e o restante seria empregado na precipitação de calcita e da fluorita. O mineral fosfático, presente na fratura, não foi identificado, assim como demais minerais de alteração.

Análise química de amostra de dolomito, previamente selecionada através do teste de campo com molibdato de amônio, revelou teor de 12,1 % de P_2O_5 e por difratometria de raios-X foi possível identificar o mineral de fosfato como fluorapatita.

Os microfosforitos que ocorrem em camadas centimétricas apresentam-se maciços e com cor negra. As camadas encontram-se alternadas com camadas com espessuras decimétricas de arcósios com matriz de microfosforito. É comum a presença de brechas intraformacionais fragmentos angulosos de microfosforito em matriz de arcósio fosfático (Fig. 39). Análise química do microfosforito forneceu o valor de 34,5% de P_2O_5 enquanto que para os arcósios o teor foi de 4,2 % de P_2O_5 . O mineral de fosfato, identificado por difratometria de raios-X, é fluorapatita.

Fig.35 - Microfosforito laminado coletado na fazenda Ressaca.

Fig.36 - Provável estromatólito fosfático da fazenda Ressaca.

Fig.37 - Intraclastos de microfosforito que se apresentam na forma de grãos e placas de cor preta, em dolomito da fazenda Ressaca.

Fig.38 - Fotomicrografia de dolomito fosfático da fazenda da Camargo Côrrea (Bodoquena,MS), (nicois descruzados).

5.3 - Considerações genéticas sobre os depósitos de fosfato sedimentar

Os depósitos de fosfato sedimentar ocorrem comumente em sedimentos marinhos pobres em material terrígeno. Os principais tipos litológicos encontrados associados aos fosfatos são carbonatos, silixitos, argilitos e folhelhos ricos em matéria orgânica. São também comuns em seqüências carbonáticas de águas rasas. No caso dos depósitos pré-cambrianos, tem aparecido em épocas pós-glaciais, como os encontrados na bacia de Volta, no oeste africano (TROMPETTE *et al.* 1980), no Senegal Oriental (COOK & Mc ELHINNY 1979), na Índia (BANERJEE 1986), na China (YUEYAN 1986), na URSS e Mongólia (YANSHIN 1986), no Paquistão (HASAN 1986) e no Brasil Central nos grupos Bambuí e Una (DARDENNE *et al.* 1986, ARAUJO 1988), entre outros. Se confirmada a origem glacial da Formação Puga, os depósitos fosfáticos do Grupo Corumbá poderão ser agrupados nesta relação estratigráfica.

A origem da maior parte dos depósitos de fosfato sedimentar é interpretada como associada a *upwellings* (correntes marinhas ascendentes, também conhecidas como ressurgências marinhas) com base em modelo inicialmente proposto por KAZAKOV (1937). Grandes avanços vêm sendo realizados no sentido de se entender melhor o processo de formação de apatita a partir da água do mar.

5.3.1.- Fontes de fósforo na água do mar

Segundo SLANSKY (1980), existe o confronto de duas teorias divergentes quanto ao fornecimento de fósforo de fontes continentais ou marinhas profundas. Concentrações anormais de fosfato dissolvido pode se originar, ainda, de fontes hidrotermais submarinas ou exalações vulcânicas (COOK 1976).

Períodos de fosfogênese intensa podem ser relacionados à abertura oceânicas, quando o aporte dos elementos P, Si e F é intenso devido às exalações vulcânicas nas cadeias meso-oceânicas. Tais fenômenos tem sido constatados atualmente através dos submergíveis Alvin (EUA) e Nautilo (França), (Armand Boujo 1990, inf. verbal).

A possibilidade do fósforo ser fornecido diretamente dos continentes foi apresentada por BUSHINSKI (1964 *apud* COOK 1976) com base no fato do rio Volga conduzir ao mar Cáspio cerca de 6000 toneladas de fosfato dissolvido anualmente; argumentando desta forma, que grandes rios seriam capazes de suprir todo fosfato presente em depósitos como os da Formação Phosphoria (Permiano, EUA). KETO & JACOBSEN (1985), baseados em cálculos de variações de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na água do mar nos últimos 750 Ma., concluíram que os valores mais altos desta razão ocorreram durante a transição Proterozóico-Cambriano, o que corresponderia a um período de máxima exposição, intemperismo e erosão das rochas continentais, coincidindo com o período de maior aumento do conteúdo de fósforo na zona

fótica da água do mar, em concordância com a conclusão de COOK & SHERGOLD (1984).

Críticas têm sido apresentadas quanto a origem fluvial para o fósforo dos depósitos de fosfato. Sob clima quente e úmido, o fósforo se mantém no perfil do solo, não ocorrendo lixiviação deste elemento em direção ao mar (BOUJO 1976). Haveria então a possibilidade do fósforo chegar à água do mar por via detrítica. Porém, desta forma, a quantidade de terrígenos transportada conjuntamente provocaria diluição dos teores ao se depositar, não formando depósitos consideráveis.

Nos oceanos, tem sido constatada a presença de grandes quantidades de fósforo dissolvido nas águas profundas. Na figura 40 são apresentados os teores em P dissolvido do Atlântico Norte, Oceano Índico e Pacífico Norte, onde se nota considerável aumento de teor a partir da profundidade de 1000m, devido a maior solubilidade do fósforo em águas frias.

É certo que as águas oceânicas profundas constituem reservatórios de fósforo dissolvido, porém a deposição de fosfato se dá em ambientes de águas rasas.

KAZAKOV (1937), durante a expedição oceanográfica Challenger, constatou que o fósforo dissolvido em águas profundas teria acesso às águas mais rasas através de correntes marinhas ascendentes, *upwellings*, com saturação e precipitação do fosfato. Esta hipótese é confirmada pela posição dos jazimentos de fosfato atuais em zonas de *upwellings*.

Nos oceanos, correntes marinhas descrevem movimento giratório de grande amplitude, da costa oeste para a leste. Esta circulação depende do calor solar, do regime de circulação atmosférica e da força de Coriolis, resultante da rotação da terra.

As águas frias descendentes das latitudes polares se direcionam para o Equador pela borda oeste dos oceanos e retornam ao polo pela região oriental. A ascensão de águas frias ricas em fósforo ocorre sob condições bem definidas. Segundo Mc KELVEY (1967), *upwellings* ocorrem quando duas correntes se afastam uma da outra ou quando uma corrente se afasta da costa devido a ação de ventos dominantes. Nestes casos, o deslocamento das correntes superficiais cria condições favoráveis a ascensão de águas frias.

As costas orientais, onde ocorrem ascensão de correntes quentes, não são geralmente posições favoráveis à *upwelling* e a presença de jazimentos é mais rara.

As regiões de *upwelling*, devido ao aporte de nutrientes, são caracterizadas por intensa proliferação de vida, com concentrações de dinoflagelados e fitoplâncton que atingem 21 toneladas de P_2O_5 por km^3 (RILEY *et al.* 1949 *apud* SLANSKY 1980).

Não só na concentração de fósforo reside o papel dos organismos. Segundo GULBRANDSEN (1969 *apud* BOUJO 1976) para precipitação de fosfato é necessário um meio enriquecido em P, Ca, F e CO_3^{2-} e empobrecido em magnésio. Os organismos carbonáticos aumentam a razão Ca/Mg das águas a nível compatível ao necessário à

Fig.39 - Seixos discóides de microfosforito em matriz arcoseana - fazenda da Camargo Côrrea.

Fig.40 - Variações dos teores em fósforo mineral dissolvido em função da profundidade. a - Atlântico Norte, b - Oceano Índico e c - Pacífico Norte. (GULBRANDSEN & ROBERSON 1973 *apud* SLANSKY 1980)

precipitação de fosfato - igual ou maior que 5,2. Os organismos fornecem o íon carbonato, que também pode se originar da decomposição de matéria orgânica por oxidação do C orgânico, transformando CO_2 em CO_3^{2-} que se integra aos minerais fosfatos (Armand Boujo, inf. verbal).

A disponibilidade de sílica a partir da decomposição das carapaças das diatomáceas permite a combinação do SiO_2 com o Mg^{2+} na forma de minerais (montmorilonita, sepiolita, entre outros) diminuindo o teor de magnésio na solução.

5.3.2. - Formação de apatita a partir da água do mar

Antigamente, alguns autores como MURRAY & RENARD (1891 *apud* COOK 1976) e MANSFIELD (1918 *apud* COOK 1976) acreditavam que muitos dos fosforitos tivessem origem pela acumulação de restos orgânicos. Alguns níveis fosfáticos dos depósitos das Montanhas Rochosas, EUA (Permiano) e depósitos ordovicianos do norte da Argentina apresentam concentrações de braquiópodes que são constituídos originalmente por francolita. O teor em fosfato destes depósitos depende diretamente da quantidade de fósseis presentes (SLANSKY 1980).

BANERJEE (1971) e CHAUHAN (1979) descreveram a presença de teores consideráveis de fosfato em estromatólitos da região de Udaipur (Proterozóico, Índia) onde concluem que a fosfatização seria originada pelas algas com concomitante e progressiva substituição da estrutura carbonática dos estromatólitos por fosfato. Em Irecê (Estado da Bahia) foram definidas jazidas fosfáticas restritas a camadas estromatolíticas do Grupo Una, equivalente lateral do Grupo Bambuí (BOMFIM 1986). Segundo WALDIYA (1972), o maior depósito de fosforito da Rússia ocorre em unidades rifeanas associadas a estromatólitos.

MC CONNEL (1965 *apud* BREMNER 1980) citou a ação de bactérias em certos tipos de precipitação de fosfato e demonstrou que enzimas são capazes de provocar a precipitação de hidroxiapatita.

É certo que o fitoplâncton pode concentrar altos teores de fosfato, mas COOK (1976) argumentou que a incorporação do fitoplâncton nos sedimentos produziria não mais que um sedimento orgânico levemente fosfático. Portanto, decomposição e outras formas de modificações pós-deposicionais são necessárias para se originar um fosforito.

KAZAKOV (1937), em seu modelo de *upwelling*, concluiu que a precipitação de fosfato se daria simplesmente pela liberação de CO_2 durante a ascensão das correntes marinhas ricas em fosfato. Desta forma acreditava que ocorreria precipitação direta de apatita a partir da água do mar em profundidades de 50 a 200 m abaixo da zona fótica, caso contrário o fosfato seria consumido pelo fitoplancton.

MARTENS & HARRIS (1969 *apud* SLANSKY 1980) demonstraram, experimentalmente, o efeito inibidor do íon Mg na precipitação da apatita em meio marinho, onde a razão Ca/Mg, é em média de 0,32. Para precipitação de apatita, sob pH de 7,5 a 8, é necessário uma razão Ca/Mg igual ou superior a 5,2. Desta forma, a origem de apatita diretamente a partir da água do mar, como era suposto por KAZAKOV (1937), seria impossível.

Trabalhos experimentais resultaram na precipitação inorgânica de apatita, porém, com utilização de soluções com razões Ca/Mg diferentes das existentes na água do mar, não comprovando, assim, a precipitação inorgânica da apatita sob condições naturais. SMIRNOV *et al.* (1962 *apud* COOK 1976), com base também em trabalhos experimentais, concluíram que a liberação de CO₂ nas regiões de *upwellings* seria lenta demais para produzir quantidade suficiente de apatita inorgânica.

Na margem continental do Peru e Chile, BURNETT (1974, 1977 *apud* SLANSKY 1980) obteve dados que demonstraram o enriquecimento de fósforo em águas intersticiais de lamas de diatomáceas. O gráfico da figura 41 mostra que o teor em P pode atingir até 1500 µg/l, onde a porção crescente da curva corresponde aos teores de P em águas intersticiais de sedimentos desde a interface água-sedimento até a profundidade de 15 cm. Abaixo desta profundidade, a formação de apatita teria início em zonas intersticiais no platô continental da Namíbia, onde PRICE & CAVERT (1978 *apud* SLANSKY 1980) demonstraram que o teor em P das águas intersticiais é 26 vezes superior ao das águas marinhas subjacentes. BURNETT (1974) também observou, nas costas peruanas e chilenas, a distribuição dos nódulos fosfáticos holocênicos em regiões redutoras (Fig.42).

A correlação entre águas marinhas de características anóxicas e formação de apatita holocênica na costa do Peru e Chile permite explicar a frequência de certas fácies sedimentares nos depósitos formados nas regiões de *upwellings*. Um meio anóxico é geralmente calmo, pobre em vida bentônica e, em parte, confinado, favorecendo a formação de fácies lamíticas ricas em matéria orgânica e acumulação de *plancton* silicoso, que pode evoluir a silixitos ou minerais de argila ricos em SiO₂ como esmectita, palygorskita, sepiolita ou mesmo silicatos como clinoptilolita (SASSI 1974 *apud* SLANSKY 1980, HEIN *et al.* 1978 *apud* SLANSKY, 1980). Estas associações litológicas representam, muitas vezes, as fácies lamíticas pré-evaporíticas de BUSSON (1977, 1978 *apud* SLANSKY 1980) de forma que são susceptíveis a evoluírem para formação de depósitos francamente evaporíticos com carbonatos magnesianos e minerais evaporíticos.

LUCAS & PRÉVÔT (1981,1984) obtiveram, em laboratório, a formação de apatita em água do mar e em água doce, sob condições próximas às encontradas na natureza, utilizando matéria orgânica como fonte de fósforo. Os estudos prosseguiram com uso de fragmentos de carbonato sólido como fonte de cálcio (LUCAS & PRÉVÔT 1985), e

Fig.41 - Teor em P de água intersticiais sobre o platô continental peruano (BURNETT 1974 *apud* SLANSKY 1980)

Fig.42 - Distribuição do oxigênio e da temperatura em função da profundidade ao longo das costas peruanas e chilenas, com distribuição dos nódulos fosfáticos holocênicos (P), amostrados na mesma região (BRUNETT 1974 *apud* SLANSKI 1980)

resultaram na formação de apatita por substituição do carbonato. Estes autores comprovaram que a atividade microbiana é indispensável para a formação da apatita, pois experiências realizadas em soluções estéreis permaneceram inertes (LUCAS & PRÉVÔT 1981).

LUCAS & PRÉVÔT (1985) sugeriram possível modelo fosfogenético onde, simplificada, os compostos hidrolisados da matéria orgânica combinam com o magnésio da água do mar, precipitando struvita ($\text{MgNH}_4\text{PO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) diminuindo, progressivamente, o teor de magnésio da solução. Desta forma, a razão Ca/Mg aumenta e o efeito inibidor do Magnésio tende a desaparecer, permitindo a formação de apatita em estágios mais avançados. O efeito inibidor do íon Mg aparentemente não desaparece por completo, porque a apatita na água do mar é geralmente menos cristalizada que a formada em água doce.

5.4 - Considerações sobre os ambientes de sedimentação na zona Interna

Supondo que os dobramentos e falhamentos da zona Interna não tenham afetado a distribuição relativa das fácies, uma vez que todo deslocamento provavelmente tenha ocorrido de leste para oeste, no sentido de empurrar todo pacote sedimentar sobre o Cráton Amazônico, interpreta-se que teria ocorrido áreas de águas rasas em contraposição a regiões de águas profundas. Tendo como referência geográfica a estrada Bonito-Bodoquena, a oeste desta concentram-se as fácies de águas rasas (fácies de *grainstones*, de brechas com clastos centimétricos discóides e as de dolomitos) e a leste desta, as fácies de águas profundas (fácies de lamitos e de *mudstones* calcícos). Em posição transitória aos dois conjuntos faciológicos ocorre a fácies de brechas com blocos e os depósitos de rochas fosfáticas (Fig 43).

Com base nesta distribuição faciológica, é possível especular que a deposição carbonática ocorreu em plataforma caracterizada por desnível abrupto entre as regiões de águas rasas e as de águas profundas marcado por talude onde teriam se depositado as brechas com blocos de material retrabalhado da plataforma.

O contraste entre ambientes de águas rasas e águas profundas seria propício ao surgimento de *upwellings* com ligação com oceano profundo permitindo o suprimento em fósforo para os depósitos de rochas fosfáticas.

A relativa ausência de terrígenos sugere calmaria tectônica durante a deposição constituindo ambiente propício a fosfatização, o que também deve ter sido favorecido pela presença de condições de dolomitização, que teriam diminuído o efeito inibidor do Mg^{2+} .

Fig.43 - Esquema da distribuição das fácies na zona Interna em provável plataforma carbonática.

Capítulo 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

As principais conclusões advindas da execução do presente estudo podem ser assim resumidas.

- A subdivisão da Faixa Paraguai em zonas Externa e Interna é aplicável na serra da Bodoquena, esta subdivisão foi anteriormente estabelecida com base nos estilos tectônicos distintos, porém, do que foi observado neste trabalho, apresentam também diferentes tipos faciológicos.
- As propostas estratigráficas previamente definidas para o Grupo Corumbá não são aplicáveis nas exposições da serra da Bodoquena, necessitando nova subdivisão que leve em consideração o Grupo Corumbá como um todo, juntamente com seus correspondentes na Bolívia e Paraguai, respectivamente, grupos Murciélagos e Itapucumi.
- As litofácies individualizadas refletem subdivisão estratigráfica que poderão ser utilizadas futuramente para estabelecimento de nova subdivisão do Grupo Corumbá em formações e até em membros.
- O clima, durante ao menos parte da deposição do Grupo Corumbá, foi árido a semi-árido.
- Os depósitos de rochas fosfáticas foram observados na zona Interna, onde ocorrem associados com estromatólitos e, por vezes constituindo estruturas estromatolíticas. As ocorrências descobertas e os teores elevados tornam o Grupo Corumbá unidade de interesse para prospecção deste minério.
- Na zona Externa, formaram-se os depósitos fanglomeráticos com sedimentação das fácies terrígenas (conglomerados, arcósios e lamitos) evoluindo para sedimentação carbonática em rampa voltada para mar aberto, situado a leste, onde teriam se depositado as fácies de águas mais profundas. Na zona Interna tem-se fácies sedimentares provavelmente originadas em plataforma carbonática em área tectonicamente estável.
- A concentração das ocorrências de rochas fosfáticas na zona Interna estaria relacionada, provavelmente, a circulação de correntes marinhas, com *upwellings* apenas nesta região da bacia, onde a estabilidade tectônica e o restrito aporte terrígeno teriam favorecido a formação de depósitos de fosfato.
- A presença de clastos de microfosforito, em brechas intraformacionais, indica a ocorrência de períodos de fosfogênese com formação de camadas de rochas fosfáticas que posteriormente foram retrabalhadas.
- As áreas de ocorrências de fosfato seriam, desta forma, áreas de intensa atividade microbiana, atestada pela concentração de estromatólitos, constituindo área de interesse para investigações paleontológicas, dada a importância do Grupo Corumbá como unidade possivelmente representativa da passagem do Pré-Cambriano ao Cambriano.

6.1 Proposta de modelo evolutivo para a Faixa Paraguai na serra da Bodoquena

Com base nos dados obtidos neste trabalho e nas informações constantes na bibliografia, é apresentado modelo evolutivo para a Faixa Paraguai com relação estratigráfica entre os grupos Corumbá e Cuiabá até então desconsiderada nos trabalhos na região.

Nos trabalhos anteriores, o Grupo Cuiabá tem sido definido como mais antigo que o Grupo Corumbá apenas por apresentar maior número de fases deformacionais. O contato entre as duas unidades é tectônico e a presença de discordância erosiva é duvidosa. Não existem dados geocronológicos confiáveis, e os mapeamentos existentes deixam dúvidas entre o que se distingue como Grupo Cuiabá ou Corumbá. A leste de Bonito, espessos pacotes de filitos alternados com *mudstones* foram anteriormente caracterizados como Grupo Cuiabá, mas nada impede que sejam correspondentes laterais do Grupo Corumbá.

Na Formação Puga comumente são encontrados blocos de calcários, que também ocorrem, com menor frequência, nos metaconglomerados do Grupo Cuiabá, considerado, em parte, como apresentando variação lateral com a Formação Puga.

Diante do exposto e com o que foi interpretado na região estudada, propõe-se modelo de evolução com bacia do tipo *rift* evoluindo para margem continental passiva do tipo Atlântico com deposição pelágica em sopé continental. A sedimentação no estágio *rift* estaria representada pelos rudáceos tidos como Grupo Cuiabá /Formação Puga e na zona Externa, com os depósitos fanglomeráticos passando a deposição carbonática sob condições evaporíticas. A margem passiva seria constituída pelas fácies da zona Interna. No sopé continental teria se dado a deposição das unidades superiores do Grupo Cuiabá, onde turbiditos foram descritos (Fig 44).

Este modelo torna-se interessante por permitir relacionar o período fosfogenético ao tempo em que teria se dado a comunicação da bacia com oceano profundo.

Ressalta-se que se trata de modelo ainda muito especulativo requerendo comprovações com base em evidências magmáticas e tectônicas, além de definições mais precisas sobre as relações entre as unidades da Faixa Paraguai, mas permite conduzir os trabalhos futuros na área dentro de uma visão de tectônica de placas.

II- Deposição do Grupo Corumbá em bacia do tipo rift com deposição carbonática sob clima árido a semi-árido

III- Evolução do provável rift, registrado na zona Externa, para margem continental passiva, representado pelas fácies da zona Interna, com formação de "upwellings" e deposição de fosfatos

IV- Deformação brasileira da Faixa Paraguai

Fig.44 - Proposta de modelo evolutivo do Grupo Corumbá na serra da Bodoquena.

REFERÊNCIAS

- AITKEN, J.D. - 1967 - Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37:1163-1178.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1943 - Geomorfologia da região de Corumbá. *Boletim da Associação dos Geógrafos Brasileiros*, São Paulo 3(3): 8-18.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1945 - Geologia do sudoeste matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, Rio de Janeiro, (116): 1-118.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1957 - Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 29(1): 63-72.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1958a - Ocorrência de fósseis no dolomito Bocaina, em Corumbá, Mato Grosso. *Relatório Anual da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, Rio de Janeiro, p. 87-88.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1958b - Ocorrência de Collenia em dolomitos da série Corumbá. *Notas Preliminares e Estudos da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, Rio de Janeiro, (106): 1-11.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1964 - Geologia do centro-oeste matogrossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, Rio de Janeiro, (215): 1-133.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1965a - Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, Rio de Janeiro, (219): 1-96.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1965b - Geossinclíneo Paraguaio. *In: SEMANA DE DEBATES GEOLÓGICOS*, 1, Porto Alegre, 1965, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Centro Acadêmico dos Estudantes de Geologia, p.87-101.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1984 - Província Tocantins, setor Sudoeste. *In: O Pré-Cambriano do Brasil* (ALMEIDA, F.F.M. de e HASUI, Y., coordenadores). São Paulo, p. 265-281.
- ALVARENGA, C.J.S. - 1984 - Dobramentos da Faixa Paraguai na borda sudeste do Cráton Amazônico. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v.7, p. 3258-3271.
- ALVARENGA, C.J.S. - 1986 - Evolução das deformações polifásicas brasileiras da Faixa Paraguai na Região de Cuiabá, MT. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 34, Goiânia, 1986. *Anais*. Goiânia, SBG, v.3, p. 1170-1175.

- ALVARENGA, C.J.S. - 1988 - Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão Paraguai, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3): 323-327.
- AMES, L.L.J.R. - 1959 - The genesis of carbonate apatites. *Economic Geology*, 54: 829-841.
- ARAÚJO, H.J.T. , SANTOS NETO, A.S.; TRINDADE, C.A.H.; PINTO, J.C.A.; MONTALVÃO, R.M.G.; DOURADO, T.D.C.; PALMEIRA, R.C.B. E TASSINARI, C.C.G. -1982 - Folha SF 21 Campo Grande, Geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.28, p. 23-124.
- ARAUJO, P.R. da R. - 1988 - Les phosphorites d'âge protérozoïque moyen de Rocinha (Minas Gerais - Brasil). Genèse et évolution d'un gisement de phosphate tectonisé et métamorphisé au Brésilien (600 Ma.). Thèse de Docteur en Sciences de l'Université de Droit, D'Economie et des Sciences d'Aix - Marseille, Faculté des Sciences et Techniques de St. Jérôme, 232 p.
- BALSON, P.S. - 1980 - The origin and evolution of Tertiary phosphorites from eastern England. *Journ. geol. Soc. London*, 137: 723-729.
- BANERJEE, D.M. - 1971 - Precambrian stromatolitic phosphorites of Udaipur, Rajasthan, India, *Bull. Geol. Soc. of America*, 82: 2319-2330.
- BANERJEE, D.M. - 1986 - Proterozoic and Cambrian phosphorites - regional review: Indian subcontinent. *Phosphate deposits of the world*, vol.1, Proterozoic and Cambrian phosphorites. (COOK, P.J. & SHERGOLD, J.H., editores) Cambridge University Press. p. 70-90.
- BARBOSA, O. - 1949 - Contribuição à geologia da região Brasil-Bolívia, *Mineração Metalurgia*, 12(77): 271-278.
- BARBOSA, O. - 1957 - Nota sobre a idade da série Corumbá. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 29(2): 249-250.
- BATHURST, R.G.C. - 1971 - Carbonate sediments and their diagenesis (*Developments in sedimentology* 12), Amsterdam, London, New York, Elsevier, 602 p.
- BATURIN, G.N. - 1972 - Marine geology phosphorus in interstitial waters of sediments of the southeastern Atlantic. *Oceanology, Acad. Sci. U.S.S.R., USA*, 12(6): 849-855.

- BERRANGÉ, J. & LITHERLAND, M. - 1982 - Sinopsis de la geologia y potencial de minerales del area del Proyecto Precambriano. Proyecto de Exploracion Mineral del Oriente Boliviano, "Proyecto Precambriano", Fase I e II: 1976-1983. Institute of Geological Sciences - Serviço Geológico de Bolívia, 120 p., mapa geológico 1:1000.000.
- BEURLIN, K. & SOMMER, F.W. - 1957 - Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o calcário Corumbá. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, Rio de Janeiro, (168): 1-35.
- BISSEL, H. J. & CHILINGAR, G. V. - 1967 - Classification of sedimentary carbonate rocks. In: Developments in Sedimentology 9A - Carbonate Rocks (Origin, Occurrence and Classification)
- BIRCH, G.F. - 1979 - Phosphatic rocks on the western margin of South Africa. Journal of Sedimentary Petrology, 49(1): 93-110.
- BLOOMFIELD, K. & LITHERLAND, M. - 1979 - Eastern Bolivia Mineral Exploration Project, Phase 1, 1976-79, Min. de Minería y Metalurgia Bolívia, 53 pp.
- BOMFIM, L.F.C. - 1986 - Fosfato de Irecê (BA): um exemplo de mineralização associada a estromatólitos do Pré-Cambriano Superior. In: CONG. BRAS. GEOL., 34, Goiânia, 1986. Anais. Goiânia, SBG, v.5, p. 2154-2166.
- BOTZ, R.W. & VON DER BORCH, C.C. - 1984 - Stable isotope study of carbonate sediments from the Coorong area, South Australia. Sedimentology, 31:832-834.
- BREMNER, J.M. - 1980 - Concretionary phosphorite from SW Africa. Jour.. geol. Soc. London, 137: 773-786.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; CORDANI, U.G. -1985- Ancient "Massifs" in the Proterozoic Belts of Brasil. In: Symposium on Early to Midlle Proterozoic Fold Belts, Extended Abstract, Darwin, Australia, p. 70-72.
- BURNE, R. V. & MOORE, L.S.-1987-Microbialites: Oraganosedimentary deposits of benthic microbial Communities. Palaios, 2(3):241-254.
- BURNETT, W.C. - 1974 - Phosphorite deposits from the sea floor off Peru and Chile: radiochemical and geochemical investigations concerning their origin. HIG 74-3, Hawaii Institute of Geophysics University of Hawaii.
- BURNETT, W.C. - 1977 - Geochemistry and origin of phosphorite deposits from off Peru and Chile. Bull. geol. Soc. of America, 88: 813-823.

- BURNETT, W.C. - 1980 - Apatite-glaucinite associations off Peru and Chile: palaeo-oceanographic implications. *J. geol. Soc. London*, 137: 757-764.
- BURNETT, W.C. & VEEH, H.H. - 1977 - Uranium-series disequilibrium studies of phosphorite nodules from west coast of South America. *Geochim. cosmochim. Acta*, 41: 755-764.
- BUSHINSKI, G.I. - 1964 - On the shallow-water origin of phosphorite sediments. In: M.L.J.V. van Straaten ed., *Deltaic and Shallow Marine Deposits*. Elsevier, Amsterdam, p. 62-70.
- BUSSON G. & PERTHUISOT, J.P. - 1977 - Intérêt de la Sebkha El Melah (Sud Tunisien) pour l'interprétation des séries évaporitiques anciennes. *Sedimentary Geology*, 19, p. 139-164.
- BUSSON G. - 1978 - L'unité des faciès confinés en milieu de plate-forme carbonatée. *Docum. Lab. Geol. Fac. Sci. Lyon, H.S. 4*, p. 87-112.
- CAROZZI, A.V. - 1963 - Half- moon oolites. *Journ. Sed. Petrol.*, 33(3):633-6445.
- CASTELNAU, F. - 1852 - Expedition dans les parties centrales de l'Amérique du sud. I partie, vol. II.
- CHAUHAN, D.S. - 1979 - Phosphate - bearing stromatolites of the Precambrian Aravalli phosphorite deposits of the Udaipur region, their environmental significance and genesis of phosphorite. *Precambrian Research.*, 8: 95-126.
- CHUMAKOV, N.M. -1982 - Upper Proterozoic glaciogenic rocks and their stratigraphic significance. *Precambrian Research*, v. 15: 373-395.
- CONNOR, E.A.O. & WALDE, D.A.G. -1985 - Recognition of an Eocambrian Orogenic Cycle in SW Brazil and SE Bolívia. *Zbl. Geol. Palaeont. Teil I*, H. 9/10: 1441-1456.
- COOK, P.J. - 1976 - Sedimentary phosphate deposits. In: Wolf, K.H., ed., *Handbook of strata-bound stratiform ore deposits*, vol. 7: Au, U, Fe, Mn, Hg, Sb, W, and P deposits. Elsevier p. 505-535.
- COOK, P.J. & MC' ELHINNY, M.W. - 1979 - A re-evaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. *Economic Geology*, 74:315-330.
- COOK, P.J. & SHERGOLD, J.H. - 1984 - Phosphorus, phosphorites and skeletal evolution at the Precambrian - Cambrian boundary. *Nature*, 308: 231-236.

- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MANTOVANI, M.S.S. - 1977 - Rb-Sr age determination on shales of the Sepotuba Formation, Mato Grosso. 5th European Coll. Geochronol, Cosmochronol. Isotope Geol., Pisa, abstr., 1p.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; THOMAZ FILHO, A. - 1978 - Applicability of the RB-Sr method to shales and related rocks. Contribution to the geological time scale. Studies in Geology, 6, Am. Assoc. Petr. Geol. Tulsa, p. 93-117.
- CORDANI, U.G.; THOMAS FILHO, A.; BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. - 1985 - On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary roches: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale di Geologia*, Ser. 3, 47(1-2):253-280.
- CORRÊA, J.A.; CORREIA FILHO, F.C.L.; SCISLEWSKI, 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 (inédito), Goiânia.
- CORRÊA, J.A.; CORREIA FILHO, F.C.L.; SCISLEWSKI, 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 Geologia Básica n^o 3, 111 p., mapa geol. escala 1:250.000.
- DARDENNE, M.A.; TROMPETTE, R.; MAGALHÃES, L.F.; SOARES, L.A. - 1986. - Proterozoic and Cambrian phosphorites-regional review Brazil. Phosphate deposits of the world, vol.1, Proterozoic and Cambrian phosphorites (COOK, P.J. & SHERGOLD, J.H., editores). Cambridge University Press, p.116-131.
- DEL'ARCO, J.O.; TRAPANOFF, I.; PEREIRA, L.G.M.; SOUZA, S.L.; LUZ, D.S. - 1981 - Geologia do Pré-Cambriano na Folha SE - 21 Corumbá. In: SIMPÓSIO GEOLÓGICO DO CENTRO-OESTE, Anais, SBG, 1981, p. 154-176.
- DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H. da, TRAPANOFF, I.; FREIRE, F.A.; PEREIRA, L.G.M.; SOUZA, S.L.; LUZ, D.S. da; PALMEIRA, R.C.B.; TASSINARI, C.C.G. - 1982 - Folha SE-21 Corumbá e parte da Folha SE-20; geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v. 27, p. 25-160.
- DORR, II, J. Van N. - 1945 - Manganese and iron deposits of Morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil. Bulletin of Geological Survey, Washington (946-A): 1-47.
- DOTT, R.L., Jr. -1964- Wacke, graywacke and matrix - what approach to immature sandstones classification? *Journ. Sed. Petrology*, 34:652-632.

- DUNHAM, R.J. - 1962 - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Classification of Carbonate Rocks, (HAM, W.E., ed.), Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., 1:108-121.
- EMBRY, A. F. & KLOVAN, J.E. - 1971 - A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. Can. Petrol. Geology Bull. 19, 730-781.
- EVANS, J.W. - 1894 - The geology of Mato Grosso. Quarterly Journal of the Geological Society of London, 50 (2): 85-104.
- FAIRCHILD, T.R. - 1978 - Evidências paleontológicas de uma possível idade "ediacariana" ou cambriana inferior, para parte do Grupo Corumbá (Mato Grosso do Sul). In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. Resumo das comunicações. Recife, SBG, 1978, v. 1, p. 181.
- FAIRCHILD, T.R. & SUNDARAM, D. - 1981 - Novas evidências palinológicas sobre a idade do Grupo Corumbá, Ladário, Mato Grosso do Sul. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, SBG, 1981. Geologia do Pré-Cambriano; Resumos. p. 13.
- FOLK, R.L. -1954- The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. Jour. Geology, 62:344-359.
- FOLK, R.L. - 1959 - Practical petrographic classification of limestones. Am. Ass. Petrol. Geologists bull., 43:1-38.
- FREAS, D.H. & ECKSTROM, C.L. - 1968 - Areas of potential upwelling and phosphorite deposition during Tertiary, Mesozoic and late Paleozoic time. U.N. Mineral Resour. Develop. Ser., 32: 228-238.
- GAWTHORPE, R. L. -1987- Burial dolomitization and porosity development in a mixed carbonate - clastic sequence: an example from the Bowland Basin, northern England. Sedimentology, 34:533-558.
- GIOT, D. - 1988 - Granular phosphate ores: a proposal for the definition of particules. Chron. rech. min., núm. spéc.- "phosphates", p. 51-66.
- GREENWOOD, B. & SHERMAN, P.J. - 1986 - Hummocky cross stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. Sedimentology, 33: 33-45.
- GULBRANDSEN, R.A. - 1969 - Physical and chemical factors in the formation of marine apatite. Economic Geology, 64(4):365-382.
- GUNATILAKA, A.; SALEH, A.; NASSAR, N. -1987- Calcium-poor dolomite from the sabkhas of Kuwait. Sedimentology, 34:999-1006.

- HAHN, G.; HAHN, R.; PFLUG, H.D.; LEONARDOS, O.H.; WALDE, D.H.G. - 1982 - Körpelich erhaltene Scyphozoen - Reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Paleontologica*, 16:1-18.
- HAHN, G. & PFLUG, H.D. - 1985 - Die Cloudinidae n. fam., Kalk-Röhren aus dem Vendium und Unter-Kambrium. *Seckeburgiana Lethaea*, 65 (4/6): 413-431.
- HAMBLIN, A. P. & WALKER, R. G. - 1979 - Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie - Kootebay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Can. J. Earth Sci.*, 16:1673-1690.
- HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; SPEARING, D.R.; WALKER, R.G. - 1975 - Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Short Course 2*, 161 p.
- HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; WALKER, R.G. - 1982 - Structures and sequences in clastic rocks. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Short Course nº 9*, Calgary, 249p.
- HASAN, M.T. - 1986 - Proterozoic and Cambrian phosphorite deposits: Hazara, Pakistan. *Phosphate deposits of the world, vol.1, Proterozoic and Cambrian phosphorites*, (COOK, P.J. & SHERGOLD, J.H., editores). Cambridge Univ. Press, p. 190-201.
- HASUI, Y. & ALMEIDA, F.F.M. de - 1970 - Geocronologia do centro-oeste brasileiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, São Paulo 19 (1): 5-26.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA JUNIOR, O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M. de; KAWASHITA, K. - 1980 - Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro - Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: *CONG. BRAS. GEOL.*, 31, Camboriu, 1980. *Anais. Camboriu, SBG*, vol. 5, p.2659-2676.
- HECKEL, P.H. - 1972 - Recognition of ancient shallow marine Environments. In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*, RIGBY, J.K. & HAMBLIN, W.K. eds., *Society of Economic Paleontology and Mineralogists, Spec. Publ.*, 16:226-286.
- HEIN, J.R.; SCHOLL, D.W.; BARROW, J.A.; JONES, M.G.; MILLER, J. - 1978 - Diagenesis of late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of the bottom simulating reflector in the southern Bering Sea. *Sedimentology*, 25: 155 - 181.
- HENNIES, W.T. - 1966 - Geologia do centro norte matogrossense. Tese de Doutorado, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, 65 p.

- HOFFMAN, P.F. - 1976 - Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Western Australia. In: Walter, M.R. (editor). Stromatolites, Elsevier, p. 252-261.
- HORTON, H.C.; IVIMEY-COOK, R.K.; HARRISON; YOUNG, B.R. - 1980 - phosphatic ooids in the Upper Lias (Lower Jurassic) of central England. J. géol. Soc. London, 137: 724-740.
- JONES, J.P. - 1985 - The southern border of the Guaropé Shield in western Brazil and Bolívia: an interpretation of its geologic evolution. Precambrian Research, 28:111-135.
- KAZAKOV, A.V. - 1937 - The phosphate facies: origin of the phosphorite and the geologic factors of formation of the deposits. Proc. Sci. Inst. Fertilizers and Insectofungicides, 145:1-106.
- KENDALL, C.G. St.C. & WARREN, J. - 1987 - A review of the origin and setting of tepees and their associated fabrics. Sedimentology, 34:1007-1027.
- KETO, L.S. & JACOBSEN, S.B. - 1985 - The causes of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variations in seawater of the past 750 million years (*abstr.*). Geol. Soc. Amer. Abstr. With. Progr., v.17, p.628.
- LISBOA, M.A.R. - 1909 - Oeste de São Paulo, sul de Mato Grosso; geologia, indústria, mineral, clima, vegetação, solo agrícola, indústria pastoril. Rio de Janeiro, Typographia. do Jornal do Commercio, 172 p.
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. - 1981 - The Proterozoic history of eastern Bolívia. Prec. Res., 15:157-179.
- LITHERLAND, M.; KLINCK, B.A.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J. - 1985 - Andean-trending mobile belts in the Brazilian Shield. Nature, 314:345-348.
- LOGAN, B.W.; REZAK, R.; GINSBURG, R.N. - 1964 - Classification and environmental significance of algal stromatolites. Jour. Geol., 72:68-83.
- LUCAS, J. & PRÉVÔT, L. - 1981 - Synthèse d'apatite à partir de matière organique phosphorée (ARN) et de calcite par voie bactérienne. C.R. Acad. Sci. Paris, 292, sér. II, p. 1203-1208.
- LUCAS, J. & PRÉVÔT, L. - 1984 - Synthèse de l'apatite par voie bactérienne à partir de matière organique phosphatée et de divers carbonates de calcium dans les eaux douce et marine naturelles. Chem. geol. 42:101-118.
- LUCAS, J. & PRÉVÔT, L. - 1985 - The synthesis of apatite by bacterial activity mechanism. Sci. Géol. Mém., 77:83-92.

- LUZ, J. da S., MARQUES, V.J.; ABREU FILHO, W.; BRANDÃO, I.A.; MELLO, J.C.R. de - 1978 - Projeto Província Serrana. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, 8 v. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 2750).
- LUZ, J. da S.; MARQUES, V.J.; ABREU FILHO, W. ; BRANDÃO, I.A.; MELLO, J.C.R. de - 1980 - Projeto Fosfato de Bonito. Relatório de Prospecção Preliminar. Convênio CODESUL/CPRM, 41p.
- MACIEL, P. - 1959 - Tilito Cambriano(?) no Estado de Mato Grosso. Boletim da Soc. Bras. Geol., São Paulo, 8(1): 31-39.
- MANSFIELD, G. R. - 1988 - The origin of the western phosphates of the United States. Am. J. Sci., 4 ser., 46:591-598.
- MARTENS, C.S.; HARRIS, R. -1970- Inhibition of apatite precipitation in the environment by magnesium ions. Geochim. Cosmochim. Acta, 34:621-625.
- MC CONNEL, D. - 1965 - Precipitation of phosphates in sea water. Economic Geology, 60:1059-1062.
- MC KELVEY, V.E.; SWANSON, R.W.; SHELDON, P.R. - 1953 - The Permian phosphorite deposits of the western United States. In: CONGR. GEOL. INTERN. 19, Alger, 1952, Section XI, fasc. XI, Origine des gisements de phosphate de Chaux p. 45-64.
- MC KELVEY, V.E. -1967- Phosphate deposits. U.S. Geol. Surv. Bull.,1252-D
- MIDDLETON, G.V. - 1978 - Facies. In: R.W. Fairbridge and J. Bourgeois, eds., Encyclopedia of Sedimentology. Stroudsburg, Pa.: Dowden, Hutchinson and Ross, p. 323-325.
- MURRAY, J. & RENARD, A.F. - 1891 - Scientific Results, H.M.S. "Challenger" Deep-sea Deposits, p. 391-400.
- 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 do Arquivo Técnico da DGM, 2744).

- OLIVATTI, O. - 1976 - Contribuição à geologia da Faixa Orogênica Paraguai-Araguaia. In: CONGR. BRAS. GEOL., 29, Ouro Preto, 1976, Resumo dos Trabalhos, Ouro Preto, SBG, p. 12-13.
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. - 1943 - Geologia do Brasil. 2ª ed. rev. atual. Rio de Janeiro, Serviço de informação Agrícola, 1943, 813 p. (Sér. Didática, 2).
- OLIVEIRA, A.I. & MOURA, P. - 1944 - Geologia da região de Corumbá e minérios de manganês e ferro de Urucum, Mato Grosso, Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM, Rio de Janeiro, 62:13-29.
- OLIVEIRA, E.P. - 1915 - Geologia; reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. Expedição Científica Roosevelt-Rondon. Rio de Janeiro, 1915. 82 p. Brasil. Comissão de Linhas Telegráficas e Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas, anexo 1, publ. 50.
- PAIVA, G. & LEINZ, V. - 1939 - Contribuição para a geologia do petróleo no sudoeste de Mato Grosso. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM, Rio de Janeiro (37): 1-99.
- PENA, G.S. - 1974 - Geologia da área do Projeto Goiânia II, Sudoeste de Goiás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. Anais. Porto Alegre, SBG, v. 4, p. 37-50.
- PRICE, N.B. & CALVERT, S.E. - 1978 - The geochemistry of phosphorites from the Namibian shelf. Chemical Geology, 23: 151-170.
- PURSER, B.H.; SOLIMAN, M.; M'RABET, A. - 1987 - Carbonate, evaporite, siliciclastic transitions in Quaternary rift sediments of the northwestern Red Sea. Sedimentology Geology, 53:247-267.
- READING, H.G. - 1982 - Sedimentary environments and facies. Blackwell Scientific Publications; London, 569 p.
- RIGGS, S.R. - 1979 - Phosphorite sedimentation in Florida - A model phosphogenic system. Economic Geology, 74:285-314.
- RILEY G.A.; STOMMEL M.; BUMPUS D.F. - 1949 - Qualitative ecology of the plankton of the western North Atlantic. Yale Univ. Oceanogr. Lab., 12, p. 1-69.
- ROBERT, H.H. - 1987 - Modern carbonate-siliciclastic transitions: humid and arid tropical examples. Sedimentary Geology, 50:25-65.

- SASSI, S. - 1980 - Contexte paléogéographique des dépôts phosphatés en Tunisie - Géologie comparée des gisements de phosphate et de pétrole. Mem BRGM, n° 116.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.F. & OLIVA, L.A. - 1979 - Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Corumbá (Se.21), Brasília, DNPM. escala 1:1000.000.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.F. & SOARES, M.E.S. - 1979 - Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Rio Apa (SE.21), Brasília, DNPM. Escala 1:1000.000.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.F.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. - 1984 - Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais na escala 1:2.500.000. Publicação da Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM, 501 p.
- SHOFIELD, K. & ADAMS, A.E. -1986 - Burial dolomitization of the Wood Dale limestones Formation (Lower Carboniferous), Derbyshire, England. *Sedimentology*, 33:207-219.
- SHIN, E.A. - 1983 - Tidal flat. In: Carbonate depositional environments (SCHOLLE, P.A.; DEBOUT, P.B.; MOORE, C.H., eds) *Am. Assoc. Petr. Geol. Mem.* 33:171-210.
- SILVA, G.F.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Geologia das folhas SB.22 (Araguaia) e SC.22 (Tocantins). *Lev. Recursos Naturais*, 4:1-141, RADAMBRASIL. Rio de Janeiro.
- SEER, H.J. & NILSON, A. - 1985 - Contribuição à geologia das unidades pré-cambrianas da região de Bom Jardim de Goiás. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 2, Goiânia, 1985, SBG. Boletim de resumos. p. 25.
- SLANSKY, M. - 1980 - Géologie des phosphates sédimentaires. Mémoire du BRGM - Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 144, 95 p.
- SMIRNOV, A.I.; IVNITSKAYA, R.B.; ZALAVINA; T.P. - 1962 - Experimental data on the possibility of chemical precipitation of phosphates from seawater. In: *Geology of Phosphorite Deposits*, Gosgortekkhizdat, Moscou (em russo).
- SOMMER, F.W. - 1957 - Estromatólitos no calcário Corumbá, Mato Grosso. *Anais de Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 29 (2): 10-11.
- SOMMER, F.W. - 1971 - Microfósseis do calcário Corumbá e Ladário, Estado de Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43(3/4):615-617.

- TAYLOR, T.R. & SIBLEY, D.F. - 1986 - Petrographic and geochemical characteristics of dolomite types and the origin of ferroan dolomite in the Trenton Formation, Ordovician, Michigan Basin, U.S.A. *Sedimentology*, 33:61-86.
- TROMPETTE, R.; AFFATON, P.; JOULIA, F.; MARCHAND, J. - 1980 - Stratigraphic controls of Late Precambrian phosphate deposits of the Northern Volta Basin in Upper Volta, Niger and Benin, West Africa. *Economic Geology* 75:62-70.
- TUCKER, M.E. - 1985 - Shallow-marine carbonate facies and facies models. In: *Sedimentology*, BRENCHLEY, P.J. & WILLIAMS, B.P.J., eds. - The Geological Society by Blackwell Scientific Publications, p. 57-85.
- VISSE, L. - 1953 - Les Faciès phosphates. *Revue de l'L.F.P. n° spécial*, p. 87-98.
- VOLKOV, B. N. - 1986 - Distribution of phosphate deposits from a modern deposits from a modern tectonic viewpoint. *International Geology Review*, 28:197-199.
- WALDE, D.H.G. & OLIVEIRA, M.M. de - 1980 - Subsídios para a estratigrafia dos Grupos Corumbá e Jacadigo na região de Corumbá, MS. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Camboriu, 1980. Resumos. Camboriu, SBG, 1980, p. 424.
- WALDE, D.H.G. & MORAES, L.C. - 1981 - Relação estratigráfica na sinclinal da Laginha, Corumbá, MS. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. *Geologia do Pré-Cambriano*, resumos, Goiânia, SBG, p. 12.
- WALDE, D.H.G.; LEONARDOS, O.H.; HAHN, G.; HAHN, R.; PFLUG, H. - 1982 - The first Precambrian megafossil from South America, Corumbella weneri. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 54(2), Res., p. 461.
- WALDIYA, K.S. - 1972 - Origin of phosphorite of Late Precambrian Gangolihat Dolomites of Pithoragarh, Kumaun, Himalaya, India. *Sedimentology*, 17:115-128.
- WALKER, R.G. - 1980 - Fácies Models. *Geoscience Canadá. Reprint Séries*, Ontário, Canadá, 1, 211p.
- WENTWORTH, C.K. - 1922 - A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, 30:377-392.
- WILSON, J.L. - 1986 - Carbonate facies in Geologic History. Springer Verlag, seventh printing, 471 p.

- YANSHIN, A.L. - 1986 - Proterozoic and Cambrian phosphorites - regional review : Asian part of USSR and Mongolian People's Republic. Phosphate deposits of the world, vol.1, Proterozoic and Cambrian phosphorites (COOK, P.J. & SHERGOLD, J.H. editores). Cambridge University Press, p. 63 - 69.
- YUEYAN, L. - 1986 - Proterozoic and Cambrian phosphorites - regional review : China . Phosphate deposits of the world, vol.1, Proterozoic and Cambrian phosphorites. (COOK, P.J. & SHERGOLD, J.H. editores). Cambridge University Press, p. 42-61.
- ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. - 1985 - Comparison of *Aulophycus lucianoi*, Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus *Cloudina*, Germs, Ediacarian of Namibia. An. Acad. Bras., Ciênc., 57 (1), p. 130.
- ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. - 1987 - Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW do Brasil. In: CONGR. BRAS. PALEON., 10, Rio de Janeiro, 1985. Anais. Rio de Janeiro, SBG, p.797-807.

ANEXO I

LEGENDA

- 10' ALTITUDE DE CAMADA
- EIXO DE SINCLINAL COM CAIMENTO
- EIXO DE ANTICLINAL COM CAIMENTO
- TRACO DE FALHA INDISCRIMINADA
- TRACO DE FALHA TRANSCORRENTE
- CÔNTATO LITOLÓGICO
- FOTOLINEAMENTO
- TRACO DE FALHA DE EMPURRÃO

Esboço geológico da área estudada (simplificado de Nogueira et. al., 1978)

QX - FORMAÇÃO XARAÍES
 PEcr - GRUPO CORUMBA
 PEC - GRUPO CUIABÁ
 PCot - COMPLEXO METAMÓRFICO ALTO TERERÊ

MAPA DAS PRINCIPAIS LOCALIDADES (Extraído das folhas topográficas Rio Perdido e Bodoquena, 1:100.000, DSG - 1981)

ESPAÇAMENTO DAS CURVAS DE NÍVEL = 40m