UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA BACIA CORUMBÁ
(NEOPROTEROZÓICO) - MATO GROSSO DO SUL**

Paulo César Boggiani

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005738

SÃO PAULO
1997

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DA BACIA CORUMBÁ (NEOPROTEROZOICO) - MATO GROSSO DO SUL

PAULO CÉSAR BOGGIANI

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

residente: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

xaminadores: Prof. Dr. Aroldo Misi

Prof. Dr. Carlos Schobbenhaus Filho

Prof. Dr. Claudio Riccomini

Prof. Dr. Marce! Auguste Dardeine

Armando Márcio Coimbra
Aroldo Misi
Carlos Schobbenhaus Filho
Claudio Riccomini
Marce! Auguste Dardeine

SÃO PAULO
1998

*Dedico esta tese
à minha esposa, Ana Lúcia,
e à minha filha, Helena.*

RESUMO

O estudo teve como objetivo a análise estratigráfica do Grupo Corumbá. Esta unidade aflora na região central da América do Sul com exposições no Planalto da Bodoquena e nos arredores do Maciço de Urucum, constituindo parte da Faixa de Dobramentos Paraguai e da cobertura cratônica.

A Faixa de Dobramentos Paraguai, relacionada ao evento orogenético Pan - Africano - Brasileiro, ocorre a sudeste do Cráton Amazônico e a leste do Bloco Rio Apa, onde compreende metassedimentos neoproterozóicos, de baixo grau metamórfico, que se estendem sobre o cráton.

São características desta unidade geotectônica a deformação polifásica, com dobras isoclinais e falhas de empurrão de vergência para oeste e noroeste, e o escasso registro vulcânico básico. Apresenta extensão de 1500 km, com exposições em Goiás (sudoeste), Mato Grosso e Mato Grosso do Sul, formando o conjunto um grande arco com a convexidade voltada para o cráton.

Apesar das diversas e controversas subdivisões estratigráficas propostas para as unidades aflorantes, é possível distinguir três conjuntos. O inferior é representado pelo Grupo Cuiabá, caracterizado por metassedimentos predominantemente pelíticos de caráter turbidítico. O conjunto médio é marcado por sucessões carbonatadas (Grupo Corumbá e Formação Araras) recobrendo sedimentos glácio-marinhos (Formação Puga). O superior é representado por arenitos e folhelhos continentais (Grupo Alto Paraguai).

As unidades carbonáticas pertencem ao Grupo Corumbá, na porção meridional da faixa, e à Formação Araras ao norte, originadas em contextos ambientais e estratigráficos distintos.

O Grupo Corumbá é representado por sucessão de aproximadamente 700 m de espessura. Apresenta, na base, conglomerados, arenitos e pelitos (formações Cadiueus e Cerradinho) passando a dolomitos (Formação Bocaina) e calcários e pelitos carbonosos (Formação Tamengo), recobertos por espesso pacote pelítico (Formação Guaicurus).

Na Formação Tamengo, são encontrados os fósseis metazoários *Cloudina* e *Corumbella*, enquanto que na Formação Bocaina há abundante registro estromatolítico associado a ocorrências de rochas fosfáticas.

O Grupo Corumbá, como um todo, possui registro estratigráfico típico das demais sucessões neoproterozóicas pós-glaciação Varanger, relacionado a *rifting* de supercontinente neoproterozóico, provavelmente o Pannotia.

A investigação de isótopos de C e O permitiu identificar, na Formação Tamengo, a variação de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de valores negativos (-3‰) para positivos ($+5\text{‰}$), interpretada como incursão positiva ediacariana, também encontrada em demais sucessões carbonáticas pós-glaciação Varanger.

O estudo de fácies sedimentares possibilitou definir duas seqüências estratigráficas relacionadas à evolução de bacia *rift-to-drift*, aqui definida como Bacia Corumbá. A primeira seqüência (estágio *rift*), essencialmente terrígena, é constituída pelas formações Cadiueus e Cerradinho. A segunda (estágio *drift*) abrange as formações Bocaina, Tamengo e Guaicurus. Separando as duas seqüências, foi identificada marcante superfície erosiva, denominada Superfície de Aplainamento Pedra Branca.

A Formação Araras, exposta na porção norte e nordeste da Faixa Paraguai, na Serra das Araras e no Sinclinal da Guia, apresenta distribuição faciológica relativamente mais homogênea do que a encontrada no Grupo Corumbá. A metade inferior da Formação Araras é formada por calcários calcíticos e ritmitos (calcário/folhelho carbonoso) e a superior por dolomitos com estromatólitos. A deposição destes carbonatos teria ocorrido em provável mar epicontinental, com passagem gradativa para sedimentação continental das formações Raizama, Sepotuba e Diamantino.

Fechando a evolução geológica da Faixa Paraguai, ocorreram deformações tectônicas brasileiras, mais intensas nas porções orientais da faixa, seguidas de magmatismo granítico pós-tectônico, com idade ao redor de 500 Ma.

ABSTRACT

This thesis reports the results of the stratigraphic analysis of the Neoproterozoic Corumbá Group, that crops out in the Bodoquena Plateau and adjacent to the Maciço do Urucum, in Mato Grosso do Sul, Brazil, central South America. Rocks of the Corumbá Group constitute part of the Paraguay Mobile Belt and partially cover the southeast margin of the Amazon Craton.

The Paraguay Mobile Belt (Pan-African-Brasiliano orogenic event) is a 1500-km-long arc convex towards the craton. It is characterized by low-grade metamorphic and sedimentary rocks subjected to polyphase deformation, with isoclinal folds and inverse faults with westward and northwestward vergency.

Three principal successions are recognized in this region, the lowest represented by the Cuiabá Group, which is made up of pelitic sediments of turbiditic character. The intermediate succession is marked by the carbonates of the Corumbá Group and Araras Formation. The uppermost succession comprises the continental sandstones and shales of the Paragua Group.

The carbonate units were deposited in two distinct sedimentary environments and stratigraphic contexts. The Corumbá Group occurs in the southern portion of the Paraguay Mobile Belt and the Araras Formation in the north. The Corumbá Group reaches 700m in thickness and presents from the bottom to top: conglomerates, sandstones and pelitic sediments (Cadiueus and Cerradinho formations); dolostones (Bocaina Formation), limestones and carbonaceous shales (Tamengo Formation); and shales (Guaicurus Formation).

Through the study of sedimentary facies, it was possible to recognize two stratigraphic sequences related to the evolution of a rift-to-drift basin, here defined as the Corumbá Basin. The lower terrigenous sequence (rift stage) is composed of the Cadiueus and Cerradinho formations. The upper sequence (drift stage) includes the Bocaina, Tamengo and Guaicurus formations. These sequences are separated by an outstanding erosional surface here called Pedra Branca Unconformity.

Among the fossils in the Corumbá Group are the metazoan fossils *Cloudina* and *Corumbella* in the Tamengo Formation and stromatolites, which may be associated with phosphatic rocks, in the Bocaina Formation.

The investigation of stable isotopes (C, O) revealed a variation of $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ from negative (-3‰) to positive values ($+5\text{‰}$), interpreted here as the Ediacaran Positive Excursion which is found in all other post-Varanger carbonatic successions.

The Araras Formation (in the northern part of the Paraguay Mobile Belt) presents a more homogeneous facies distribution than the Corumbá Group. The lower part of this formation is composed of calcitic limestones and rhythmites (limestones/carbonaceous shale) and the upper presents stromatolitic dolostones. These carbonates were deposited under epeiric marine conditions that gave way upwards to terrigenous sedimentation of the Raizama, Sepotuba and Diamantino formations.

The final stages in the geological evolution of the Paraguay Mobile belt was marked by intense Brasiliano tectonic deformation in this eastern portion followed by pos-tectonic granitic magmatism at about 500 Ma.

AGRADECIMENTOS

Expresso meus agradecimentos a todos que de alguma forma auxiliaram na realização do presente trabalho.

Em especial ao Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra pela dedicada orientação durante o doutoramento e ao longo de toda a minha carreira profissional.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e à Cordenadoria de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelos auxílios financeiros e à Universidade Federal de Mato Grosso do Sul (UFMS), pelo incentivo e ao apoio logístico durante os trabalhos de campo.

Aos professores doutores Mário Sérgio de Melo (UEPG), Benjamin Eley Brito-Neves e Paulo César Giannini, do IGUSP, e aos geólogos Ana Lúcia Desenzi Gesicki e Antonio Luiz Teixeira (Instituto Geológico – SMA) pela cuidadosa revisão do texto e sugestões apresentadas. Aos professores doutores Hung Kiang Chang (UNESP) e Jorge da Silva Bettencourt (IGUSP) pelas valorosas discussões durante o exame de qualificação.

Aos professores doutores Alcides Nóbrega Sial e Valderéz Pinto Ferreira, do Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco, pelas análises isotópicas de C e O, cujos resultados foram de fundamental importância ao trabalho desenvolvido.

Aos demais professores do IGUSP pelas orientações e disponibilidade de uso de equipamentos, com destaque para os professores doutores Claudio Riccomini, Koji Kawashita, Thomas Rich Fairchild, Antônio Romalino Fragoso César, Setembrino Petri, Gergely Andres Julio Szabó, Marly Babinski e João Batista Moreschi.

Aos funcionários do IGUSP, pela dedicação, em suas funções específicas, e pelo companheirismo, em especial ao Claudio Hopp, Paulo Roberto Molinaro, Paulo Augusto Morgato, Luiz Claudio Nogueira, Rita Parisi Conde, Márcia Cristina da Ponte, Dalton M. da Silva, Claudionor Barbosa, Edemir de Oliveira, Henrique Martins, José Gonçalves Neto, Maristela Prestes Severino, Solange Lucena de Souza e Ana Paula Cabanal Pentagna e demais funcionários do Centro de Pesquisas Geocronológicas.

Aos servidores da UFMS, pelo constante apoio, durante meu afastamento para pós-graduação, entre eles, Luci de Deus Lopes, Andrea Gusman, Auzenir Caetano, Antonio Carlos Machado e Leslie Schueler Martins.

Aos motoristas Luiz Piccini e Edivaldo Pereira, da UFMS, pela amizade e agradável convivência durante as atividades de campo.

Aproveito também para agradecer os amigos: Masao Uetanabaro, Cynthia P. de Almeida Prado, Maria Helena do Nascimento Pontes, Jorge Gonda, Clara Navarrete, Otavio Fröhlich, Gisela A. Levatti Alexandre, Dario Xavier Pires, Maria Eugênia Carvalho

do Amaral, Gilberto Luiz Alves, Gilberto Antonio Tellaroli, Dary Werneck da Costa, Maria Celina Recena Aydo's, Hélio Godoy, José Peixoto e Angélica Bezerra, com relação aos quais a amizade e a dedicação facilitaram meu vínculo e permanência na UFMS.

Agradeço também aos colegas alunos de pós-graduação e de graduação do IGUSP, entre eles, Fernando Mancini, Sérgio Luís Fabris de Matos, Jorge Hachiro, André Ferrari, Willian Sallun Filho, Jaime Leonardo Baez Presser, Pedro Aronchi Neto e Leandro Pompeo de Souza Villas Boas pelo companheirismo e convívio.

À direção da Indústria Nacional del Cemento do Paraguai pelo apoio durante a investigação da pedreira em Vallemí e ao Prof. Dr. Peter Sprechmann (Facultad de Ciencias-Uruguay) e ao geólogo Claudio Gaucher pela oportunidade de conhecer a geologia do Uruguai.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
RESUMO	ii
ABSTRACT	iii
AGRADECIMENTOS	iv
SUMÁRIO	v
ÍNDICE DE FIGURAS	vii
ÍNDICE DE QUADROS	x
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos	1
1.2. Conceitos empregados	3
1.2.1. Estratigrafia	3
1.2.2. Sedimentação carbonática	4
1.2.3. Dolomitização	6
1.2.4. Dolomitização no Neoproterozóico	11
1.2.5. Glaciação e sedimentação carbonática	12
1.2.6. Classificação de rochas carbonáticas	14
1.2.7. Petrografia de rochas carbonáticas	15
1.2.8. O limite do Pré-Cambriano com o Cambriano	16
1.3. Métodos	17
2. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE O GRUPO CORUMBÁ	18
3. CENÁRIO GEOLÓGICO INICIAL À SEDIMENTAÇÃO DO GRUPO CORUMBÁ	26
4. DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO GENÉTICA DAS FÁCIES SEDIMENTARES DO GRUPO CORUMBÁ	31
4.1. Formação Cadiueus	33
4.1.1. fácies sedimentares	33
4.1.2. Ambientes de sedimentação	37
4.2. Formação Cerradinho	38
4.2.1. fácies sedimentares	38
4.2.2. Ambientes de sedimentação	44
4.3. Formação Bocaina	46
4.3.1. fácies sedimentares	48
4.3.2. Ambientes de sedimentação	63
4.4. Formação Tamengo	65
4.4.1. fácies sedimentares	67
4.4.2. Ambientes de sedimentação	87
4.5. Formação Guaicurus	88
4.5.1. fácies sedimentares	89
4.5.2. Ambientes de sedimentação	90
4.6. Evolução tectônica e paleogeográfica do Grupo Corumbá	90

5. FORMAÇÃO ARARAS.....	93
5.1. <i>Fácies sedimentares</i>	<i>94</i>
5.2. <i>Associação Faciológica Calcítica e Terrígena.....</i>	<i>96</i>
5.3. <i>Associação Faciológica Dolomítica</i>	<i>99</i>
5.4. <i>Ambientes de sedimentação</i>	<i>103</i>
5.5. <i>Idade da sedimentação</i>	<i>106</i>
6. GRUPO ITAPUCUMÍ	108
6.1. <i>Seção estratigráfica da pedreira de Vallemí.....</i>	<i>110</i>
6.2. <i>Ambientes de sedimentação e correlação estratigráfica.....</i>	<i>116</i>
7. CORRELAÇÃO DO GRUPO CORUMBÁ COM DEMAIS UNIDADES DA AMÉRICA DO SUL	118
7.1. <i>Grupos Bambuí e Una.....</i>	<i>118</i>
7.2. <i>Grupo La Tinta e Formação Puncoviscana (Argentina).....</i>	<i>120</i>
7.3. <i>Grupo Arroyo del Soldado (Uruguai)</i>	<i>122</i>
7.4. <i>Grupos Tucavaca e Murciélagos (Bolívia)</i>	<i>132</i>
8. APLICAÇÃO DO ESTUDO DE ISÓTOPOS DE C E O E DE RAZÕES ISOTÓPICAS DE Sr EM ROCHAS CARBONÁTICAS	133
8.1. <i>Isótopos de carbono e oxigênio.....</i>	<i>134</i>
8.2. <i>O ciclo global do carbono.....</i>	<i>134</i>
8.3. <i>O significado dos valores de $\delta^{13}\text{C}$.....</i>	<i>136</i>
8.4. <i>O significado dos valores de $\delta^{18}\text{O}$.....</i>	<i>137</i>
8.5. <i>Isótopos de Sr</i>	<i>139</i>
8.6. <i>Implicações biogeoquímicas dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$</i>	<i>144</i>
8.7. <i>Conservação da composição isotópica original.....</i>	<i>145</i>
8.8. <i>Análise dos dados de isótopos de C e O das unidades estudadas</i>	<i>147</i>
8.8.1. <i>Grupo Corumbá.....</i>	<i>148</i>
8.8.1.1. <i>Formação Bocaina.....</i>	<i>148</i>
8.8.1.2. <i>Formação Tamengo.....</i>	<i>150</i>
8.8.2. <i>Formação Araras</i>	<i>152</i>
8.8.3. <i>Grupo Itapucumí (Paraguai).....</i>	<i>154</i>
8.8.4. <i>Grupo Arroyo del Soldado (Uruguai)</i>	<i>155</i>
8.9. <i>Razões isotópicas de Sr.</i>	<i>157</i>
9. CONCLUSÕES	159
10. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	162

ÍNDICE DAS FIGURAS

Figura 1.1. Exposição das unidades neoproterozóicas-cambrianas predominantemente carbonáticas do Grupo Corumbá, Formação Araras, Grupo Itapucumí (Paraguai).	2
Figura 1.2. Abundância de determinadas fácies carbonáticas no tempo geológico.	5
Figura 1.3. Modelos de dolomitização (Tucker & Wright 1990).	8
Figura 1.4. Relação do processo de dolomitização com a variação do nível do mar (Tucker 1993).	10
Figura 1.5. Distribuição relativa entre calcário e dolomito através do tempo geológico (Ronov 1964).	10
Figura 1.6. Possível variação secular em Ca^{2+} na água do mar (modificado de Kazmierczack <i>et al.</i> 1985).	13
Figura 1.7. Distribuição de rochas carbonáticas com relação a depósitos glaciais do final do Neoproterozóico (Fairchild 1993).	13
Figura 1.8. Cronoestratigrafia do final do Neoproterozóico e início do Cambriano (modificado de Knoll 1996)	17
Figura 2.1 Perfil esquemático de Almeida (1964a) transversal à estruturação da Faixa Paraguai na sua porção nordeste.	20
Figura 2.2. Estruturação geotectônica do Proterozóico Superior do sudoeste da Província Tocantins segundo Almeida (1984).	22
Figura 2.3. Arranjo das faixas Paraguai e Tucavaca (paralela ao Lineamento Chiquitos) sugerindo junção triplíce de <i>riffs</i> (extraído de Jones 1985).	23
Figura 2.4. Retomada da definição original de Grupo Corumbá de Almeida (1965a).	25
Figura 3.1. Distribuição dos continentes durante a glaciação sturtiana (A) e a varangeniana (B), modificada de Young (1995).	27
Figura 3.2. Reconstituição tectônica ao final do Neoproterozóico, modificada de Dalziel (1994).	28
Figura 3.3. Síntese dos dados cronológicos e estratigráficos do Neoproterozóico e início do Cambriano.	30
Figura 4.1. Subdivisão estratigráfica do Grupo Corumbá, modificada de Almeida (1965a).	31
Figura 4.2. Esquema geológico das exposições do Grupo Corumbá no Planalto da Bodoquena e no Maciço do Urucum.	32
Figura 4.3 Seção estratigráfica de parte da Formação Cadiueus.	35
Figura 4.4. Folhelhos roxos do topo da Formação Cadiueus em exposição nos arredores de Morraria.	37
Figura 4.5. Esquema da distribuição das fácies sedimentares da Formação Cerradinho.	40
Figura 4.6. Fácies de arenitos com lâminas de argilitos da região da Fazenda Margarida.	41
Figura 4.7. <i>Grainstones</i> com laminações cruzadas e prováveis <i>hummocky cross stratifications</i> observadas nas proximidades da Fazenda Baía das Garças, a oeste de Bonito.	43
Figura 4.8. Evolução da sedimentação basal do Grupo Corumbá, representada pelas formações Cadiueus, Cerradinho e Bocaina.	45
Figura 4.9. Superfície de Aplainamento Pedra Branca.	47
Figura 4.10. Fotomicrografia de seção delgada dos estromatólitos LLH de Morraria.	49
Figura 4.11. Dolomitos laminados da base da Formação Bocaina na Fazenda Pedra Branca (norte de Morraria).	51
Figura 4.12. Seção estratigráfica representativa da base da Formação Bocaina levantada na Fazenda Nhuverá, Planalto da Bodoquena.	52
Figura 4.13. Fácies de <i>flakestones</i> representadas por pseudobrecha dolomítica de cor rósea da base da Formação Bocaina, em afloramento da Fazenda Santa Cruz, porção norte da Serra da Bodoquena.	54

Figura 4.14. Fácies de <i>mudstones</i> dolomíticos alternados com silexites exposta no Maciço do Urucum.	56
Figura 4.15. Estromatólito colunar fosfatizado na Fazenda Ressaca - Bonito, MS.	57
Figura 4.16. Dolomitos estromatolíticos de Porto Morrinhos, às margens do Rio Paraguai, na travessia de balsa pela rodovia BR-262 (Campo Grande - Corumbá).	59
Figura 4.17. Detalhe dos estromatólitos colunares de Porto Morrinhos	60
Figura 4.18. Fotomicrografia de <i>psoid rudstone</i> exposto na Mineração Bodoquena, rodovia Jardim - Porto Murtinho.	62
Figura 4.19. Amostra do <i>psoid rudstone</i> silicificado coletada na Baía do Castelo, ao norte de Corumbá.....	62
Figura 4.20. Seção colunar representativa da seção-tipo da Formação Tamengo na Pedreira Laginha.....	66
Figura 4.21. Distribuição das fácies da Formação Tamengo sobre o Cráton Amazônico e na Faixa Paraguai.	67
Figura 4.22. Fotomicrografia de amostra de quartzo-arenitos da base da Formação Tamengo.....	69
Figura 4.23. Localização das principais ocorrências da brecha intraformacional da base da Formação Tamengo.	70
Figura 4.24. Estratificações convolutas presentes na Pedreira da Corcal em Corumbá.....	72
Figura 4.25. Seção da pedreira Corcal, em Corumbá.....	73
Figura 4.26. Seção da Pedreira Saladeiro representativa da porção média superior da Formação Tamengo.	75
Figura 4.27. Camada de marga carbonosa intercalada na base da Formação Tamengo.	76
Figura 4.28. Ritmito de <i>mudstones</i> e folhelhos da Formação Tamengo.	77
Figura 4.29. Calcário pseudonodular exposto no Planalto da Bodoquena.	78
Figura 4.30 - Seção colunar da pedreira da Mineração Aquidauana.....	79
Figura 4.31. Fotomicrografia de amostra da Formação Tamengo da seção da Pedreira Laginha.....	82
Figura 4.32. Fácies de <i>oncoid rudstones</i> da Formação Tamengo.	83
Figura 4.33. Fósseis e fragmentos de fósseis de <i>Cloudina</i> da Formação Tamengo.	85
Figura 4.34. Folhelho da Formação Guaicurus com intercalações carbonosas ricas em fragmentos de fóssil.	89
Figura 4.35. Carta estratigráfica do Grupo Corumbá.....	91
Figura 5.1. Variação lateral das fácies da Formação Araras entre o Sinclinal da Guia e as exposições na Serra das Araras, na Província Serrana.	95
Figura 5.2. Coluna estratigráfica da Formação Araras no Sinclinal da Guia.	97
Figura 5.3. Vista da Pedreira do Sinclinal da Guia.	98
Figura 5.4. Detalhe de exposição da Formação Araras no Sinclinal da Guia.	98
Figura 5.5. Fácies de ritmitos (<i>mudstones</i> /folhelhos) que predomina nas exposições da Associação Faciológica Calcítica da Formação Araras.....	99
Figura 5.6. Brechas intraformacionais com clastos pretos de calcário maciço intercalada na sucessão do Sinclinal da Guia.....	100
Figura 5.7. Fácies de dolomitos estratificados que predomina na porção inferior e média da Associação Faciológica Dolomítica.....	101
Figura 5.8. Coluna estratigráfica representativa da Formação Araras na serra homônima, Província Serrana, Estado de Mato Grosso.....	102
Figura 5.9. Seção colunar da Pedreira Copacel (Nobres, MT), representativa do topo da Formação Araras.	104
Figura 5.10. Dolomitos com estromatólitos bulbosos do topo da Formação Araras.....	105
Figura 5.11. Dolomitos com <i>oncoids</i> do topo da Formação Araras.....	105

Figura 6.1. Exposições do Grupo Itapucumí segundo Wiens (1986).....	108
Figura 6.2. Frente de lavra principal da Industria Nacional del Cemento (INC) em Vallemí, Paraguai.....	110
Figura 6.3. Topo da pedreira em Vallemí que apresenta acamamento verticalizado.....	111
Figura 6.4. Marcas de ondas truncantes com sentido do topo da camada para baixo (Pedreira de Vallemí).....	111
Figura 6.5. Seção estratigráfica do Grupo Itapucumí levantada na pedreira principal em Vallemí, Paraguai.....	112
Figura 6.6. <i>Ooid grainstones</i> com distribuição granulométrica bimodal.....	113
Figura 6.7. Ritmito de marga roxa/ <i>mudstone</i> branco.....	114
Figura 6.8. Seção carbonática com alternância de camadas calcítica e dolomítica do Grupo Itapucumí.....	115
Figura 6.9. Prováveis pseudomorfs de gipsita substituído por calcita.....	116
Figura 7.1. Estratigrafia do Grupo Una (Bacia de Irecê - Bahia), extraído de Misi & Veizer 1996.....	119
Figura 7.2. Exposições da Formação Puncoviscana, no Noroeste argentino, e do Grupo La Tinta.....	120
Figura 7.3. Esquema de exposição da Formação Puncoviscana na Cordilheira Oriental Argentina.....	121
Figura 7.4. Unidades metassedimentares proterozóicas do Uruguai (extraído de Gaucher <i>et al.</i> 1996).....	123
Figura 7.5. Localidades investigadas do Grupo Arroyo del Soldado, no Uruguai.....	125
Figura 7.6. Exposição dos calcários da Formação Polanco, unidade basal do Grupo Arroyo del Soldado, em Mariscal - Cerro Partido, Uruguai.....	126
Figura 7.7. Exposição dos carbonatos da Formação Polanco em Pirajá, Cerro dos Eucaliptus.....	127
Figura 7.8. Transição de calcários da Formação Polanco para os silexites da Formação Cerro Espuelitas, na localidade de Cerro Aspero, em Minas, Uruguai.....	129
Figura 7.9. Exposição dos folhelhos pretos, silexites e formações ferríferas da Formação Cerro Espuelitas, na localidade homônima a noroeste de Minas, Uruguai.....	130
Figura 7.10. Estromatólitos e <i>ooids</i> parcialmente silicificados da Formação Cerro Victoria, em Illescas.....	131
Figura 7.11. Exposições carbonáticas neoproterozóicas da Bolívia Oriental.....	132
Figura 8.1. Esquema do ciclo do carbono para intervalos de tempo superiores a 10 ⁵ anos (com base em Schidlowski <i>et al.</i> 1983).....	135
Figura 8.2. Variação da razão ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr de carbonatos marinhos no Fanerozóico (Burke <i>et al.</i> 1982).....	141
Figura 8.3. Comparação da variação secular dos isótopos de Sr da água do mar do Cenozóico (a) e do Vendiano-Cambriano (b).....	141
Figura 8.4. Variação das razões de ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr de carbonatos marinhos de idade pré-cambriana (Faure 1986).....	142
Figura 8.5. Variação secular da razão ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr do Vendiano e Cambriano (extraído de Kaufman <i>et al.</i> 1993).....	142
Figura 8.6. Variação das razões de Sr dos oceanos do Neoproterozóico ao Cambriano (extraído de Gorokov <i>et al.</i> 1995).....	143
Figura 8.7. Valores de isótopos de C e O da Formação Bocaina.....	149
Figura 8.9. Isótopos de C e O da Formação Araras.....	153
Figura 8.10. Isótopos de C e O do Grupo Itapucumí.....	154
Figura 8.11. Valores de isótopos de C e O de carbonatos das formações Polanco e Cerro Victoria do Grupo Arroyo del Soldado, Uruguai.....	156
Figura 8.12. Lançamento das razões de Sr de carbonatos da Formação Tamengo (Grupo Corumbá), Formação Araras e do Grupo Itapucumí na curva de Gorokov <i>et al.</i> (1995).....	158
Figura 9.1. Evolução geológica da Faixa Paraguai.....	161

ÍNDICE DOS QUADROS

Quadro 2.1. Subdivisões estratigráficas propostas para o Grupo Corumbá.....	21
Quadro 4.1. Síntese das Fácies da Formação Cadiueus	34
quadro 4.2. Síntese das fácies da Formação Cerradinho.....	39
Quadro 4.3. Síntese das fácies da Formação Bocaina.....	48
Quadro 4.4. Síntese das fácies da Formação Tamengo.....	68
Quadro 4.5. Fácies sedimentares do Grupo Corumbá.....	92
Quadro 5.1. Fácies sedimentares da Formação Araras.....	94

1. INTRODUÇÃO

A transição do Neoproterozóico para o Cambriano é considerada um dos intervalos de tempo mais enigmáticos da história da Terra. Nesta transição, ocorreu surgimento e extinção dos primeiros metazoários, representados pelos animais de corpo mole da Fauna de Ediacara, e posterior evolução biológica explosiva no Cambriano inferior.

As explosões de fauna provavelmente estiveram associadas à fragmentação de supercontinentes e a expressivas flutuações do nível do mar, do clima global da Terra e da composição química dos oceanos.

Na América do Sul, esta transição encontra-se representada no Grupo Corumbá, de tal forma que o estudo de sua evolução possibilita complementar o cenário geológico deste intrigante intervalo de tempo.

É nesse contexto, portanto, que o presente estudo foi conduzido, no qual as rochas carbonáticas constituem elementos fundamentais para as interpretações paleoambientais e na definição das correlações estratigráficas com as demais unidades neoproterozóicas-cambrianas da América do Sul.

1.1. Objetivos

O principal objetivo da presente tese de doutoramento foi a análise estratigráfica e interpretação dos ambientes deposicionais do Grupo Corumbá (figura 1.1), em suas exposições no Estado de Mato Grosso do Sul (Planalto ou Serra da Bodoquena e Maciço do Urucum), com base na individualização e interpretação de fácies sedimentares.

O estudo teve também como objetivo estudar as relações estratigráficas deste grupo com as demais unidades carbonáticas no domínio da Faixa Paraguai, ou seja, a Formação Araras, aflorante ao norte, na Província Serrana, e o Grupo Itapucumí, aflorante ao sul, no Paraguai.

Para tanto, foram levantadas seções estratigráficas, com coleta de amostras, ao longo do Planalto da Bodoquena, nos arredores do Maciço do Urucum e ao norte, na Província Serrana, nas regiões de Guia, Nobres e Cáceres, e em Vallemí, Paraguai.

Amostras foram coletadas para análises petrográficas e estudos de isótopos de C, O e Sr.

1.2. Conceitos empregados

São aqui expostos os princípios e conceitos que nortearam as pesquisas, principalmente aqueles relacionados à sedimentação carbonática. As questões relativas aos estudos de isótopos de C, O e Sr em rochas carbonáticas encontram-se abordadas no capítulo 8.

1.2.1. Estratigrafia

A litoestratigrafia tem por base dividir corpos rochosos em formações que, por definição, são unidades delimitadas por critérios operacionais de mapeamento, sem nenhuma conotação genética ou temporal, definidas geralmente com base na homogeneidade litológica interna.

Com base nesse critério, há a possibilidade de limites de formações interceptarem transição de fácies sedimentares, o que dificulta e até impossibilita a interpretação paleoambiental. Diante destas dificuldades, a litoestratigrafia nos moldes tradicionais, essencialmente descritiva, evoluiu para os conceitos da Estratigrafia Moderna, na qual a conotação genética, com ênfase no padrão de flutuação do nível relativo do mar, tem fundamentado a análise da evolução de bacias.

Após 1960, cinco mudanças fundamentais promoveram considerável avanço da geologia sedimentar para a atual Análise de Bacias (Miall 1985). Esta, por sua vez, tem como marco o abandono dos esquemas clássicos da estratigrafia com base em formações tabulares, mais conhecida como "estratigrafia de camadas de bolo".

A primeira das cinco mudanças apontadas por Miall (1985) foi a evolução da sedimentologia no sentido de explicar a origem das rochas sedimentares através de fácies e modelos faciológicos. A segunda é atribuída à conotação genética da Estratigrafia após o advento do conceito de sistemas deposicionais (Fisher & McGowen 1967). A terceira foi o desenvolvimento das modernas técnicas da sismoestratigrafia, desenvolvidas pelos pesquisadores da *Exxon Production Research Company* (Vail *et al.* 1977a). A aplicação de estudos sísmicos, principalmente em bacias costeiras, causou verdadeira revolução nas idéias sobre correlações estratigráficas (Mitchum *et al.* 1977a,b) e sobre a interpretação dos efeitos das variações do nível do mar na sedimentação (Vail *et al.* 1977 a, b). A quarta inovação apontada foi a aplicação da teoria da tectônica de placas no entendimento da evolução de uma bacia. E, por fim, como quinta mudança, o aprimoramento das técnicas radiométricas e magnéticas.

A importância da investigação da flutuação relativa do nível do mar nos estudos estratigráficos foi comentada por Walker (1992) quando comparou as duas primeiras edições do clássico *Facies Models* com a mais atualizada, de 1992. Nas primeiras

edições foi dada maior ênfase aos processos sedimentares atuantes num sistema deposicional do que aos agentes externos (nível do mar e tectônica). Na edição de 1992 (Walker & James 1992), a importância da influência da variação do nível do mar é ressaltada já no título - *Facies Models: response to sea level change*. Walker (1992) destacou que ao fundamentar a estratigrafia e a sedimentologia, estes conceitos promoveram nova dinâmica nos estudos dos ambientes deposicionais que eram, anteriormente, interpretados de forma estática. É como se um antigo modelo, representado por uma fotografia, fosse agora demonstrado em um vídeo.

1.2.2. Sedimentação carbonática

Os sedimentos carbonáticos constituem importante registro de mudanças ambientais pelo fato de terem origem no próprio sítio deposicional, ao contrário dos sedimentos terrígenos, com áreas fontes externas à bacia.

A produção de sedimentos carbonáticos envolve fatores diversos e complexos, com destaque para temperatura, luminosidade, contaminação terrígena, aporte de nutrientes e níveis de energia da água. O máximo de produção de sedimentos carbonáticos ocorre em águas rasas (< 10 m) e agitadas. Estas condições são presentes nos interiores de rampas e em bordas de plataformas, onde a alta produtividade orgânica promove elevada produção biogênica e abiogênica de carbonato. A partir destas regiões, tanto no sentido do continente como bacia adentro, a produção carbonática diminui (Tucker & Wright 1990, Hunt & Tucker 1993).

Determinados tipos de fácies carbonáticas prevaleceram sobre outros no tempo geológico, como por exemplo as fácies oolíticas, as dolomíticas (Given & Wilkinson 1987) e as estromatolíticas (figura 1.2 A e B). Uma das causas destas variações estaria associada ao padrão de variação do nível do mar, enquanto que outras claramente refletem evolução e extinção de determinados grupos de seres vivos.

Mudanças ao longo do tempo geológico também ocorreram na mineralogia dos sedimentos carbonáticos, com predominância de aragonitas e calcitas magnesianas em determinados períodos e calcitas pouco magnesianas em outros (figura 1.2.C), o que refletiria modificações na composição química da água do mar (Tucker 1989, Tucker & Wright 1990).

Figura 1.2. Abundância de determinadas fácies carbonáticas no tempo geológico, onde se observa a proliferação e declínio dos estromatólitos na transição do Neoproterozóico para o Cambriano (A), e grande diversidade de formas de indivíduos no Rifeano (B). Na figura C são apresentados os intervalos de tempo de predomínio de dolomitos.

Diante destas considerações, o uniformitarismo deve ser aplicado com cautela no estudo da sedimentação carbonática de depósitos antigos, para os quais este princípio deveria ser redefinido como "o presente é a chave talvez para o Pleistoceno" (Neumann & Land 1975). No entanto, acredita-se que, nesta questão, "o jogo era o mesmo, só trocaram os jogadores" (Ginsburg, R., 1994, comunicação pessoal) com referência ao fato de que os princípios físico-químicos da sedimentação não sofreram variações, apenas mudaram os organismos responsáveis pela sedimentação carbonática.

Apesar de atualmente a água do mar encontrar-se supersaturada em carbonato de cálcio, a maior parte da precipitação carbonática moderna ocorre por secreção biológica (Grotzinger & Kasting 1993). Ao contrário do que teria ocorrido no Neoproterozóico, cujo registro carbonático é abundante em micrita criptocristalina (Knoll & Sweet 1990, Grotzinger & Knoll 1995), o que sugere que a concentração de carbonato de cálcio era relativamente maior e, assim, qualquer desequilíbrio químico causaria a precipitação inorgânica, podendo esta ainda ocorrer por bioindução, promovida de forma indireta através da atividade microbiana.

1.2.3. Dolomitização

A gênese dos dolomitos constitui ainda um dos grandes enigmas geológicos. Inexistem ambientes marinhos modernos com processos de dolomitização ativos de forma ampla, comparáveis aos que teriam ocorrido no passado geológico, como no Proterozóico (Fairbridge 1957, McKenzie 1991, Purser *et al.* 1994).

Controvérsias persistem quanto a origem primária ou secundária da dolomita, ou seja, se é um mineral precipitado diretamente a partir da água do mar ou originado por substituição de minerais carbonáticos preexistentes.

Dolomitos primários são raros e restritos a lagoas e lagunas, como as de Coorong (Austrália) e as do Município de Lagoa Vermelha (Rio de Janeiro) (Vasconcelos *et al.* 1995), de tal forma que a maioria dos dolomitos tem sido relacionada a processos de substituição diagenética de sedimentos carbonáticos.

Apesar das águas superficiais dos mares modernos serem supersaturadas em elementos químicos formadores de dolomita, a precipitação espontânea deste mineral não ocorre e, em laboratório, sob condições físico-químicas próximas às naturais, tem sido impossível sua síntese artificial (Graf & Goldsmith 1956, Fairbridge 1957, McKenzie 1991). No entanto, qualquer material de carbonato de cálcio pode ser imediatamente dolomitizado por substituição (Lippman 1973, Wright 1997).

As explicações para o fato de não ocorrer precipitação direta da dolomita são atribuídas aos efeitos inibidores da presença de sulfato (Baker & Kastner 1981, Wright 1997).

Os sedimentos carbonáticos diagenéticos (secundários) são ainda diferenciados em penecontemporâneos (eodiagenéticos) e pós-deposicionais (mesodiagenéticos). A diferença entre os dois reside no momento que se deu a substituição com relação à deposição dos sedimentos precursores. Os penecontemporâneos (eodiagenéticos) são originados quando os sedimentos são dolomitizados em seus ambientes deposicionais originais, sujeitos às suas condições físico-químicas. Já os dolomitos pós-deposicionais (mesodiagenéticos) têm origem após o término da deposição, quando o carbonato se encontra fora da zona ativa da sedimentação (Budd 1997).

Na década de sessenta, o modelo de dolomitização mais aceito era o relacionado a ambiente litorâneo evaporítico (*sabkha*). Trabalhos mais recentes (Tucker & Wright 1990, Mckenzie 1991, Purser *et al.* 1994) têm demonstrado, no entanto, que é impossível a formulação de modelo único para a dolomitização.

Estudos mais pormenorizados de depósitos dolomíticos antigos permitiram formular novos modelos de dolomitização que diferem, basicamente, quanto a forma de circulação do fluido dolomitizante através do sedimento carbonático.

Nestes modelos, a fonte de Mg^{2+} é a água do mar, porém modificações físico-químicas são necessárias para que a dolomitização ocorra, como, por exemplo, diminuição do conteúdo de sulfato, diluição da água do mar por água doce (sem alteração da razão Mg/Ca), evaporação (aumento da razão Mg/Ca) e aumento da temperatura (Tucker 1993).

O modelo evaporítico clássico (*sabkha*) foi acrescido de variantes quanto ao tipo de fluxo, como o modelo de refluxo (*seepage-reflux*) e o de Coorong.

Já os dolomitos originados em ambientes sem evidência de processos evaporíticos foram, na década de setenta, relacionados ao modelo de "zona de mistura" de águas meteóricas com a água do mar, onde a diluição da água do mar seria o princípio físico-químico que permitiria a precipitação da dolomita. Esse modelo, também conhecido como "Dorag model", foi questionado pelo fato de não ter sido comprovada a precipitação de dolomita em zonas de misturas e devido aos fluidos de mistura água doce/ água do mar raramente se encontrarem saturados em dolomita (Fowles 1991). Modelo alternativo também aplicado, foi o de dolomitização por soterramento, no qual os fluidos ricos em Mg^{2+} teriam origem a partir de argilitos durante o soterramento da bacia sedimentar.

Em síntese, Tucker & Wright (1990) dividiram os modelos em cinco categorias: litorâneo evaporítico (*sabkha*), refluxo (*seepage-reflux*), zona de mistura (água do mar/água meteórica), circulação de água oceânica e hidrotermal. Os quatro primeiros modelos são penecontemporâneos (eodiagenéticos) e relacionados a processos

superficiais, já o último (hidrotermal) é relacionado a processo pós-deposicionais, durante o soterramento dos sedimentos (figura 1.3).

Figura 1.3. Modelos de dolomitização (Tucker & Wright 1990).

No modelo de dolomitização evaporítico (*sabkha*), a evaporação proporciona ascensão da água subterrânea para a zona de capilaridade (*evaporative pump* de Hsü & Siegenthaler 1969). Já no modelo de refluxo (*seepage-reflux*), a geração de fluidos dolomitizantes ocorre pela evaporação da água de lagoas, ou de poros nos sedimentos da planície de maré, e posterior refluxo descendente destes fluidos através dos sedimentos carbonáticos.

O modelo de zona de mistura de água meteórica com a água do mar baseia-se no fato de ser mais fácil ocorrer precipitação de dolomita a partir de uma solução diluída da água do mar, sem que a razão Mg/Ca seja afetada, onde os obstáculos cinéticos para a precipitação da dolomita são removidos. Este é um modelo geralmente interpretado para os dolomitos originados em ambientes sem evidências de condições evaporíticas, onde a circulação da água subterrânea seria mais ativa devido às condições úmidas, durante as estações chuvosas.

Apesar de existirem evidências de precipitação de dolomita durante o soterramento dos sedimentos, há dúvidas se este processo seria suficiente para dolomitizar massas carbonáticas em escala regional.

No modelo de dolomitização por soterramento, o principal mecanismo seria a retirada de água das argilas por compactação durante o soterramento, gerando fluidos

ricos em Mg^{2+} que teriam migrado através da plataforma carbonática. O Mg^{2+} seria originado a partir da água do mar preservada nos poros dos argilitos e também pela própria alteração das argilas. Seu caráter cumulativo, resultante de processo lento e progressivo associado ao soterramento, seria uma explicação para a ausência de dolomititos em ambientes modernos e abundância destes nos depósitos proterozóicos e paleozóicos (Given & Wilkinson 1987). No entanto, dúvidas são colocadas se este processo seria suficiente para a dolomitização de massas carbonáticas em escala regional (Fowles 1991).

Os modelos mencionados têm em comum o fato de a fonte de Mg^{2+} ser a água do mar, onde o teor em Mg^{2+} chega a 1390 ppm, em contraste aos teores de cerca de 20 ppm encontrados na água doce superficial e subterrânea (Fowles 1991). Apesar de modificações por diluição (zona de mistura) ou concentração (evaporação) serem necessárias para transformá-la em fluido dolomitizante, novas descobertas têm demonstrado que a água do mar sem modificações pode também provocar dolomitização. Isto tem sido constatado, em parte, pela descoberta de corais, em atóis do Pacífico, dolomitizados em profundidades que dificilmente teriam sido atingidas por águas meteóricas ou hipersalinas. Nestas regiões, foi constatada circulação de água do mar através dos sedimentos carbonáticos em grandes profundidades, podendo constituir, assim, o mecanismo causador da dolomitização. Também na Plataforma das Bahamas, águas oceânicas são bombeadas através dos sedimentos, devido ao encontro da corrente do Golfo com a escarpa da plataforma (Budd 1997).

A circulação de grande quantidade de água do mar no interior de margens plataformais foi inicialmente constatada por Kohout (1967), e Simms (1984) estudou a implicação deste processo na dolomitização. A "convecção Kohout", assim denominada, ocorreria em resposta ao gradiente de densidade horizontal entre águas frias, adjacentes à plataforma carbonática, e águas subterrâneas aquecidas pelo calor geotermal no interior da plataforma. A água oceânica fria (mais densa) penetraria nos sedimentos da plataforma, expulsando a água aquecida dos poros (menos densa) que emergiria na forma de fontes subaquáticas na plataforma ou na borda desta (Kohout 1967, Fanning *et al.* 1981).

A circulação de fluidos dolomitizantes através dos sedimentos também pode ser provocada pelas mudanças no nível do mar, o que também promoveria a migração da zona de dolomitização através da massa carbonática, propiciando a dolomitização em grande escala (Purser *et al.* 1994). O processo de dolomitização seria o de mistura de água do mar com águas meteóricas, com fluxos variando conforme a elevação ou rebaixamento do nível do mar e relacionados ao clima (figura 1.4, Tucker 1993).

Figura 1.4. Relação do processo de dolomitização com a variação do nível do mar (Tucker 1993).

Figura 1.5. Distribuição relativa entre calcário e dolomito através do tempo geológico, com notável abundância dos silexitos nos primórdios do Proterozóico e dos dolomitos no Neoproterozóico (modificado de Ronov 1964).

Em síntese, os modelos de dolomitização apresentados têm em comum que o magnésio é proveniente da água do mar sendo, porém, necessário um eficiente bombeamento desta através dos sedimentos carbonáticos para que a dolomitização ocorra.

Wright (1997) demonstrou que os obstáculos cinéticos podem ser facilmente superados em sedimentos ricos em matéria orgânica. Apresentou evidências de íntima associação entre a formação de dolomita e a diagênese orgânica em ambientes dominados por comunidades microbianas bentônicas. A atividade bacteriana sobre a matéria orgânica, produzida pelas cianobactérias, promove remoção de sulfato e produção de amônia, com elevação do pH para níveis necessários à formação de dolomita.

O modelo de degradação orgânica de Wright (1997) traz importantes esclarecimentos para o entendimento da origem de espessas seqüências dolomíticas proterozóicas, sobretudo pelo abundante registro estromatolítico presente neste intervalo de tempo.

1.2.4. Dolomitização no Neoproterozóico

Marcante característica do registro sedimentar neoproterozóico é a abundância relativa de dolomitos (Ronov 1964, Given & Wilkinson 1987, Tucker 1982) - figura 1.5. Tal relação demonstra que no Neoproterozóico as condições para dolomitização foram mais favoráveis, inclusive com possibilidade de precipitação direta (Grotzinger & Knoll 1995), o que também seria sugerido pela ocorrência de dolomitos com textura primária totalmente preservada (Tucker & Wright 1990).

Kazmierczak *et al.* (1985) explicaram que a abundância de dolomitos no Neoproterozóico, em comparação à ocorrência de calcários calcíticos, seria devido à existência de oceano pobre em Ca^{2+} .

Estes autores interpretaram que o teor de Ca^{2+} nos oceanos foi crescente, atingindo seu valor máximo no limite neoproterozóico/cambriano, quando a quantidade de Ca^{2+} foi tal que a biocalcificação teria sido uma forma encontrada pelos organismos de se desintoxicarem da elevada concentração de cálcio (figura 1.6).

Outra hipótese é a de que teria havido condições excepcionais de bombeamento da água do mar através dos sedimentos. Estas condições estariam relacionadas à rápida transgressão marinha pós-glaciação e ao vigoroso padrão de circulação oceânica originado pela fragmentação de supercontinente.

O registro de dolomitos no Fanerozóico também foi variado (Given & Wilkinson 1987), com maiores abundâncias coincidindo com as elevações nas curvas de primeira ordem de mudanças do nível do mar. Esta variação também pode ser relacionada a causas geotectônicas, devido a configuração e distribuição dos continentes afetarem e condicionarem as circulações oceânicas (Purser *et al.* 1994).

A constatação de precipitação de dolomita através de atividade microbiana (bactérias redutoras de sulfatos) em lagunas costeiras de Lagoa Vermelha - Rio de Janeiro (Vasconcelos *et al.* 1995) demonstra a importância destes microorganismos como centros de nucleação da dolomita, constituindo, também, uma das possíveis causas da relativa abundância de dolomitos no Proterozóico (Wright 1997), quando a atividade microbiana teria atingido seu apogeu, atestado pela abundância de estromatólitos.

1.2.5. Glaciação e sedimentação carbonática

O registro sedimentar neoproterozóico é caracterizado pela marcante associação entre rochas carbonáticas e depósitos glaciogênicos, onde carbonatos são observados tanto abaixo como acima de sedimentos glaciais, podendo também ocorrer intercalados (figura 1.7, Fairchild 1993).

A maioria dos modelos de sedimentação carbonática está relacionada a climas quentes, de tal forma que a associação destes sedimentos com eventos glaciais sempre foi controvertida (Deynoux & Trompette 1976, Walter & Bould 1983). Tal fato conduziu ao questionamento da origem glacial da maioria destes depósitos, os quais passaram a ser interpretados em contexto de sedimentação de tectônica ativa, associados a fluxos gravitacionais de sedimentos em bacias do tipo *rift* (Schermerhorn 1974, Hambrey & Harland 1985).

Figura 1.6. Possível variação secular em Ca^{2+} na água do mar, onde o incremento do teor no final do Pré-Cambriano teria provocado o desenvolvimento da biocalcificação (modificado de Kazmierczak *et al.* 1985).

Figura 1.7. Distribuição de rochas carbonáticas com relação a depósitos glaciais do final do Neoproterozóico (Fairchild 1993).

Dados paleomagnéticos têm revelado a possibilidade da ocorrência de fenômenos glaciais até baixas latitudes ao final do Neoproterozóico (Embleton & Williams 1986, Chumakov & Elston 1989, Schmidt *et al.* 1991, Crowley & Braun 1993, Meert & Van Der Voo 1994). A descoberta de esteiras algáceas em lagos glaciais atuais na Antártica (Walter & Bould 1983) demonstrou a possibilidade de sedimentação carbonática em ambiente glacial, dada a excepcional abundância de estromatólitos no Neoproterozóico. Por outro lado a idéia da existência de uma calota de gelo tropical tem sido rebatida pela possibilidade dos depósitos glaciais representarem glaciação de altitude (Eyles 1993).

Os diamictitos neoproterozóicos apresentam grande quantidade de clastos carbonáticos, sendo esta também uma característica dos diamictitos das formações Puga e Urucum, expostos na borda do Cráton Amazônico, e também do Grupo Macaúbas e Formação Jequitaí em Minas Gerais (Karfunkel & Hoppe 1988).

Fairchild (1993) conclui, portanto, que os sedimentos carbonáticos intercalados a depósitos glaciais seriam detríticos, produto de retrabalhamento de depósitos carbonáticos mais antigos, não podendo ser relacionados à sedimentação carbonática autóctone.

1.2.6. Classificação de rochas carbonáticas

No presente trabalho, a análise petrográfica das rochas carbonáticas visou principalmente a interpretação paleoambiental e não somente a classificação litológica. Neste sentido, as classificações de rochas carbonáticas de Folk (1959, 1962) e de Dunham (1962) são as mais apropriadas, pelo fato de permitirem relacionar textura e propriedades dos grãos às características ambientais.

Para descrição das rochas carbonáticas, optou-se pela classificação de Dunham (1962) acrescida das complementações de Embry & Klovan (1971). Esta classificação é mais simples do que a de Folk (1959) e mais apropriada aos carbonatos pré-cambrianos, devido à ausência de componentes esqueléticos.

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

1) **presença ou ausência de lama carbonática**, o que permite a diferenciação dos *grainstones* (sem lama) dos demais carbonatos lamosos; 2) **quantidade de grãos**, através do que, entre os carbonatos lamosos, são individualizados *mudstones* (< 10%), *wackestones* (>10%, sustentados pela matriz) e *packstones* (> 10%, sustentados pelos clastos) e 3) **presença de bioconstruções**, o que caracteriza os *boundstones*. Em sua classificação, Dunham (1962) emprega os termos grãos e lama com o sentido de tamanho de partícula, sendo grão maior que 20 µm e lama menor que 20 µm.

A complementação de Embry & Klovan (1971) consiste na inclusão dos termos *floatstone* e *rudstone*, o que permite ampliar a classificação original de Dunham (1962)

para rochas carbonáticas que apresentam componentes com dimensões maiores que 2 mm. Nos *floatstones*, a rocha é sustentada pela matriz, e nos *rudstones*, pelos clastos.

1.2.7. Petrografia de rochas carbonáticas

Um dos aspectos controversos na petrografia de rochas carbonáticas é a diferenciação entre matriz e cimento. Bathurst (1971) referiu-se a matriz como material mecanicamente depositado entre as partículas. Esta definição permite distinguir a matriz do cimento, sendo este resultante da precipitação química de substâncias entre as partículas. Milliman *et al.* (1985) questionaram tal definição em função da dificuldade em diferenciar deposição mecânica de precipitação química, geralmente mascarada pela diagênese. Diante do que, a definição de matriz de Gray *et al.* (1974), descrita como material de granulometria fina que preenche interstícios entre os clastos, é mais funcional.

A definição de matriz em rochas carbonáticas é mais controversa ainda em função do uso do termo micrita. Este termo foi introduzido por Folk (1959), derivado da contração de *microcrystalline calcite ooze* (Folk 1962), e foi definido como matriz de granulometria argila. Friedman & Sanders (1978) definiram micrita como lama carbonática litificada depositada mecanicamente em ambiente de baixa energia. Outros autores (Milliman *et al.* 1985, Tucker & Wright 1990) empregaram o termo micrita com o significado de cimento. Bathurst (1966) descreveu envelopes micríticos resultantes da precipitação de cimento carbonático no interior de orifícios algáceos, processo este que passou a ser conhecido como micritização.

Com base no que foi exposto, fica difícil associar uma definição genética ao termo micrita, optando-se, neste trabalho, por empregá-lo no sentido descritivo de Folk (1962), ou seja, para o conjunto de partículas carbonáticas com diâmetros entre 1 e 4 μm .

1.2.8. O limite do Pré-Cambriano com o Cambriano

O limite do Pré-Cambriano com o Cambriano marca fundamentais mudanças na evolução biológica, de tal forma que sua precisa definição tem sido objeto de inúmeras pesquisas.

A idade tradicionalmente aceita para o limite era de 570 Ma, obtida de datações K-Ar de glauconitas coletadas em unidades neoproterozóicas-cambrianas da Plataforma da Rússia e da Sibéria (Cowie & Glaessner 1975). No entanto, datações de rochas ígneas, associadas às unidades pré-cambrianas e cambrianas, indicavam idades mais novas, com a possibilidade de serem inferiores a 530 Ma (Odin & Pasteels 1983).

Hoffman (1991), ao analisar a evolução de bacias *rift-to-drift* da transição neoproterozóica-cambriana, mencionou que as dificuldades de correlações entre as bacias se davam pela falta de uma definição mais precisa do limite Pré-Cambriano com o Cambriano. Argumentou que os modelos propostos se ajustariam melhor se o limite fosse posicionado entre 520 e 540 Ma.

A aplicação do método U-Pb em zircões de tufos vulcânicos, intercalados em sucessões fossilíferas da transição, promoveu considerável avanço na definição da idade deste limite. Compston *et al.* (1992) obtiveram o valor médio de 521 ± 7 Ma para zircões de tufos da Formação Lie de Vin (Cambriano Inferior - Marrocos). Bowring *et al.* (1993) determinaram idades de $543,9 \pm 0,24$ Ma e $534 \pm 0,5$ Ma, em zircões de brechas vulcânicas de seções da base do Cambriano na Sibéria, e estabeleceram que o Cambriano teria tido início a 544 Ma.

Yang *et al.* (1996) sugeriram a retomada do intervalo de 560 a 570 Ma como representativo do limite entre Pré-Cambriano e Cambriano. Estes autores obtiveram isócrona com idade variando de 562 ± 6 a 570 ± 17 Ma através da aplicação do método Sm-Nd em esqueletos fosfáticos e minerais colofânicos de seções estratigráficas do Sul da China. Turnbull & Moorbath (1997) e Jahn (1997) recalcularam estas isócronas e obtiveram erros superiores a 48 Ma, valor considerado elevado para justificar a aplicação do método Sm-Nd na definição do referido limite.

O critério que define o limite entre o Neoproterozóico e o Cambriano é paleontológico, atualmente considerado como o abaixo da zona de icnofósseis *Phycodes pedum* (Knoll 1996). E o *Global Stratotype Section and Point* (GSSP) deste limite foi definido na Formação Chapel Island, aflorante no sul da Península Burin, Newfoundland, Canadá (Cowie 1992).

O intervalo de 530 a 544 Ma tem sido aceito como o mais provável para posicionamento do limite do Pré-Cambriano com o Cambriano (Odin & Pasteels 1983, Bowring *et al.* 1993 e Grotzinger *et al.* 1995) e, através de estudos

químioestratigráficos, as subdivisões do Neoproterozóico vêm sendo melhor aferidas (Kaufman & Knoll 1995, Knoll 1996) - figura 1.8.

Figura 1.8. Cronoestratigrafia do final do Neoproterozóico e início do Cambriano (modificado de Knoll 1996)

1.3. Métodos

As definições estratigráficas foram estabelecidas com base no levantamento de seções ao longo das estradas e frentes de lavra ativas e abandonadas, concomitante à coleta de amostras para petrografia e estudos isotópicos.

As interpretações dos ambientes de sedimentação tiveram como base a individualização e descrição de fácies sedimentares, seguidas da interpretação dos processos sedimentares envolvidos. Parte da descrição das fácies foi complementada com petrografia de seções delgadas.

Os métodos empregados nas análises isotópicas encontram-se especificados no capítulo 8.

2. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE O GRUPO CORUMBÁ

A primeira referência sobre a geologia da região enfocada deve-se a Castelnau (1857), ao estudar os calcários de Corumbá, entre 1843 e 1847, em complementação às pesquisas de Alcides d'Orbigny, restritas mais ao oeste, em território boliviano. Posteriormente, Evans (1894) nomeou os calcários da Província Serrana, ao norte, em Mato Grosso, como *Araras Limestone*, e os do sul, em Corumbá, como *Corumbá Limestone*.

Derby (1895), com base em amostras destes calcários coletadas por outros pesquisadores, destacou a semelhança entre estes e os calcários dos grupos São Roque e Açungui de São Paulo e Paraná. Com base nesta comparação, questionou a idade cambriana a siluriana inferior interpretada para os carbonatos de Corumbá.

Através da Comissão Emílio Schnoor, Miguel A. R. Lisboa percorreu, ao final de 1907, o traçado da Estrada de Ferro Noroeste do Brasil, dando início aos trabalhos de correlação entre as unidades da Serra da Bodoquena e as exposições ao longo do Rio Paraguai, até então único meio de acesso à região. Lisboa (1909) considerou os calcários e dolomitos da Serra da Bodoquena como correspondentes aos de Corumbá e os definiu como "Série" Bodoquena. Ainda neste trabalho, as formações ferríferas de Urucum foram definidas como "Série" Jacadigo.

A confirmação da importância econômica dos minérios de ferro e manganês do Maciço do Urucum, na década de quarenta, em plena II Guerra Mundial, promoveu significativo aumento do interesse sobre a geologia da região. A esta fase atribui-se os trabalhos de Oliveira & Leonardos (1943), Oliveira & Moura (1944), Lisboa (1944), Dorr II (1945), Almeida (1944, 1945, 1946) e Barbosa (1949).

A década de quarenta é marcada também pelo início dos estudos do Prof. Fernando F. M. de Almeida, cujos trabalhos são de primordial importância para o entendimento da evolução geológica da área. Em Corumbá, Almeida (1945) subdividiu a "Série" Bodoquena nos grupos Bocaina, basal, predominantemente dolomítico, e Tamengo, superposto ao primeiro, caracterizado por calcários cinza escuro, folhelhos, siltitos e arenitos. Na "Série" Jacadigo, o autor individualizou os arcóseos e conglomerados basais como Grupo Urucum e os jaspelitos como Grupo Santa Cruz, empregando denominações já utilizadas por Lisboa (1909). Correlacionou, ainda, os calcários de Corumbá com as rochas carbonáticas expostas às margens do Rio Paraguai, ao sul da foz do Rio Apa, posteriormente definidas como Grupo Itapucumí por Harrington (1950).

Otávio Barbosa descobriu ocorrência de tubos calcários milimétricos em pedreira de calcário em Ladário, cidade vizinha a Corumbá, posteriormente coletados por Luciano

Jacques de Moraes e estudados por Beurlen & Sommer (1957), os quais os identificaram como *Aulophycus lucianoi*, pertencente ao gênero de algas *Aulophycus* (Fenton & Fenton 1939) do Cambriano Médio a Superior. Estes fósseis foram comparados a *Hyolithes* por Barbosa (1957), que considerou os calcários de Corumbá mais novos que os da Serra da Bodoquena.

Almeida (1965a) reuniu as exposições carbonáticas das duas localidades (Serra da Bodoquena e Corumbá) num único grupo, mantendo a denominação Corumbá já empregada por Evans (1894), subdividindo-o da base para o topo nas formações Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus. A Formação Cerradinho, basal, foi descrita como apresentando arenitos e folhelhos que gradam para calcários e dolomitos da Formação Bocaina, os quais se encontram sob a Formação Tamengo, caracterizada pela alternância de folhelhos e calcários que transicionam para espessos pacotes de folhelhos da Formação Guaicurus. A idade cambriana, atribuída ao Grupo Corumbá em trabalho anterior (Sommer 1957), foi questionada em função da ausência de demais fósseis característicos desse período. Em trabalhos posteriores, foram mencionadas ocorrências de estromatólitos (Almeida 1957, 1958a, 1958b, 1965a), todavia sem significado cronoestratigráfico.

A influência glacial na Faixa Paraguai, aventada por Dorr II (1945) como explicação para a ocorrência de clastos isolados nas formações ferríferas bandadas do Grupo Jacadigo, foi confirmada por Maciel (1959), que descreveu diamictitos com clastos estriados e facetados no Morro do Puga, às margens do Rio Paraguai, a sudeste de Corumbá.

Ao norte (Província Serrana), os paraconglomerados foram definidos como Grupo Jangada por Almeida (1964b), que identificou nesta unidade dois avanços de geleiras continentais com desenvolvimento de depósitos glácio-marinhas. Por outro lado, Vieira (1965) interpretou a Formação Puga como marinha formada por correntes de turbidez, considerando difícil a hipótese de origem glacial.

Almeida (1965b) subdividiu o Grupo Jangada nas formações Acorizal, Engenho, Bauxi e Marzagão, sendo esta última correlacionada à Formação Puga, de Maciel (1959). O termo Jangada foi empregado por Rocha-Campos & Hasui (1981), apesar de Vieira (1965) ter estendido anteriormente a denominação Puga às exposições da Província Serrana. Del Arco *et al.* (1982) e Barros *et al.* (1982) redefiniram como Formação Moenda os mesmos litotipos que Almeida (1965b) havia nomeado como Formação Marzagão.

Almeida (1984), ao empregar a denominação Puga, sugeriu o abandono do termo estratigráfico Jangada, e manteve a individualização da Formação Bauxi (arenitos, siltitos, folhelhos, arcóseos, grauvas e delgadas lentes de conglomerados). Alvarenga

& Saes (1992) consideraram os arenitos da Formação Bauxi como variação faciológica lateral da Formação Puga.

Alvarenga (1990) e Alvarenga & Trompette (1992) consideraram os sedimentos glaciogênicos da Formação Puga como relacionados à última glaciação do Proterozóico Superior, no início do Vendiano. Desta forma, os sedimentos da Formação Puga seriam relacionados à glaciação Varanger (~610-590 Ma).

Almeida (1964a) nomeou os calcários e dolomitos, posicionados sobre a Formação Puga, como Grupo Araras (figura 2.1). Considerou-os como unidade à parte dos carbonatos expostos ao sul, na Serra da Bodoquena e em Corumbá, devido à distância geográfica e ausência de continuidade física entre as exposições. Sobre o Grupo Araras, definiu o Grupo Alto Paraguai, de provável origem "molássica". Hennies (1966) subdividiu o Grupo Araras nas formações Guia (pelitos e calcários) e Nobres (dolomitos).

Figura 2.1 Perfil esquemático de Almeida (1964a) transversal à estruturação da Faixa Paraguai na sua porção nordeste. Legenda: 1) Bacia do Paraná, 2) Formação Sepotuba, 3) Formação Raizama, 4) calcários e dolomitos da Formação Araras, 5) diamictitos da Formação Puga, 6) Granito São Vicente, 7) metassedimentos do Grupo Cuiabá, 8) Embasamento gnáissico-granítico.

Almeida (1968) distinguiu três estágios estruturais na evolução da Faixa Paraguai, separados por discordâncias e mudanças contrastantes de litologia, associados a uma zonalidade tectônica e dispostos em longas e estreitas faixas paralelas à borda do cráton. O estágio mais antigo (Grupo Cuiabá) é formado por rochas metamorfoseadas na fácies xisto-verde, intensamente dobradas, pelíticas com caráter de *flysch* (turbiditos),

tendo na base camadas de quartzitos e calcários subordinados. O estágio médio foi definido pelos diamictitos do Grupo Jangada (atualmente referidos como Formação Puga), recobertos pelas sucessões carbonáticas do Grupo Corumbá. O estágio superior é representado pelo Grupo Alto Paraguai com sedimentação continental "molássica" em sua parte superior.

Mudanças drásticas foram implementadas à estratigrafia por Corrêa *et al.* (1976), ao mapearem na escala 1:250.000 o sudoeste de Mato Grosso do Sul, com síntese apresentada em Corrêa *et al.* (1979). A Formação Puga foi inserida no Grupo Corumbá e deste foram suprimidas as formações Tamengo (filitos e calcários) e Guaicurus (espessos pacotes de filito do topo), por considerá-las como pertencentes ao Grupo Cuiabá, mais antigo. Interpretaram os calcários pretos fossilíferos alternados com folhelhos do Maciço do Urucum como basais do Grupo Corumbá e, de acordo com esta proposta equivocada, estes foram incluídos na Formação Cerradinho. Estas definições estratigráficas foram mantidas por Nogueira *et al.* (1978) em mapeamento na escala 1:50.000 na Serra da Bodoquena (Projeto Bonito-Aquidauana).

Del'Arco *et al.* (1981, 1982) e Almeida (1984) reafirmaram a presença de passagem gradativa dos dolomitos da Formação Bocaina para a base dos calcários pretos alternados com folhelhos (Formação Tamengo), demonstrando, assim, a inviabilidade da proposta de Corrêa *et al.* (1976, 1979) e Nogueira *et al.* (1978) (quadro 2.1).

QUADRO 2.1- SUBDIVISÕES ESTRATIGRÁFICAS PROPOSTAS PARA O GRUPO CORUMBÁ NO ESTADO DE MATO GROSSO DO SUL (PLANALTO BODOQUENA E MACIÇO URUCUM).

ALMEIDA (1965a) formações	CORRÊA <i>et al.</i> (1976) formações	DEL'ARCO <i>et al.</i> (1982) formações	ALMEIDA (1984) formações	ESTE TRABALHO formações
Guaicurus				Guaicurus
Tamengo		Tamengo	Tamengo	Tamengo
Bocaina	Bocaina	Bocaina	Bocaina	Bocaina
Cerradinho	Cerradinho	Cerradinho	Cerradinho	Cerradinho
	Puga	Puga		Cadiueus

Fairchild (1978), Zaine & Fairchild (1985) e Hahn & Pflug (1985) estudaram os fósseis na forma de tubos carbonáticos, identificados como algas *Aulophyccus lucianoi* (Sommer 1957, Beurlen & Sommer 1957, Sommer 1971), e os redefiniram como sendo de exoesqueleto de animais invertebrados do gênero *Cloudina*. Tal redefinição, juntamente com a descoberta do invertebrado *Corumbella weneri* (Walde *et al.* 1982, Hahn *et al.* 1982), permitiu inferir idade vendiana a cambriana inferior para a Formação

Tamengo (Zaine & Fairchild 1987). Ainda nesta unidade, Zaine (1991) identificou o gênero *Vandalosphaeridium* e, posteriormente, a alga macroscópica *Tyrasotenia* sp. e o microfóssil *Sphaerocongregus variabilis* (= *Bavlinella faveolata*).

Todas as unidades estratigráficas dobradas e em aparente continuidade geográfica, no limite oriental do Cráton Amazônico, foram reunidas no que Almeida (1965a) definiu como Geossinclíneo Paraguai-Araguaia.

Posteriormente, Almeida (1985) reconheceu a falta de continuidade entre as faixas Paraguai e Araguaia, que passaram a ser tratadas como unidades geotectônicas distintas. A do norte, ao longo do Rio Araguaia, foi denominada Faixa Araguaia-Tocantins (Silva *et al.* 1974), denominação posteriormente simplificada para Faixa Araguaia (Hasui *et al.* 1980).

A Faixa Paraguai, restrita à porção meridional que acompanha o Rio Paraguai, foi subdividida em Brasilides metamórficas e não-metamórficas, antepaís (Cráton Amazônico) e coberturas brasileiras por Almeida (1984)- figura 2.2.

Figura 2.2. Estruturação geotectônica do Proterozóico Superior do sudoeste da Província Tocantins, segundo Almeida (1984). Em preto, estão indicados os corpos graníticos pós-tectônicos aflorantes na borda da Bacia do Paraná.

Alvarenga (1988) também apresentou estruturação da faixa de dobramentos, subdividindo-a em zona externa (ocidental, menos deformada) e zona interna (oriental, mais deformada), cujos limites foram posteriormente modificados por Alvarenga & Trompette (1994), passando a coincidir com os limites das zonas estruturais definidas por Almeida (1984).

As correlações da Faixa Paraguai com unidades expostas na Bolívia conduziram à proposição de modelo de junção tríplice (Brito Neves *et al.* 1985 e Jones 1985), em função do arranjo das bacias definindo ângulo de 120° (figura 2.3).

Figura. 2.3. Arranjo das faixas Paraguai e Tucavaca (paralela ao Lineamento Chiquitos) sugerindo junção tríplice de *rifts*, (extraído de Jones 1985).

Estudos geocronológicos e geoquímicos, desenvolvidos por Pimentel & Fuck (1992) em rochas metavulcânicas e metaplutônicas de Bom Jardim de Goiás, possibilitaram novas interpretações sobre a Faixa Paraguai e a relação desta com o Maciço Mediano de Goiás e a Faixa Brasília. Estes autores concluíram que o Maciço Mediano de Goiás teria sido originado por acreção de arcos de ilha, culminada com estabilização e cratonização por volta de 600 Ma, associada a fechamentos de bacias e colisão continental. Com base nestas informações, Trompette (1996, 1997) interpretou que a abertura da bacia sedimentar seria aproximadamente sincrônica a posterior à

deformação da Faixa Brasília, classificando-a como um *graben* do tipo impactógeno, com possível oceanização, gerada por flexura litosférica na frente das *nappes* da Faixa Brasília.

Pimentel *et al.* (1996) determinaram, com base em isócronas Rb-Sr, que os granitos pós-orogênicos do oeste de Goiás, estariam relacionados a dois eventos intrusivos, com o mais antigo entre 588 e 560 Ma e o mais jovem entre 508 e 485 Ma. Ambos eventos magmáticos foram interpretados como extensionais e rasos, associados a soerguimento regional seguido por denudação. Este soerguimento teria ocorrido após dois pulsos orogênicos do final do Proterozóico e início do Paleozóico, o mais antigo, em torno de 600 Ma, e o mais jovem entre 550 e 510 Ma. O primeiro magmatismo de cerca de 590 Ma, logo após a orogenia brasileira (~600 Ma), foi relacionado aos estágios iniciais da sedimentação em bacia *rift* das faixas Paraguai e Tucavaca.

Em exposições orientais da Faixa Paraguai, próximo ao contato com os sedimentos da Bacia da Paraná, ocorrem granitos pós-tectônicos e raros registros vulcânicos estudados por Almeida (1954) e Almeida & Mantovani (1975) (Granito São Vicente, SE de Cuiabá), Beurlen (1956 - Granito Taboco) e Penalva (1971 - Granito Taboco). Amaral (1966) obteve, pelo método K-Ar em biotita do Granito São Vicente, idade de 504 ± 12 Ma. Esta idade foi confirmada por Almeida & Mantovani (1975) que obtiveram valores de 483 ± 8 Ma (isócrona Rb-Sr) e 504 ± 12 Ma (K-Ar).

Del'Arco *et al.* (1982) englobaram estes corpos graníticos na unidade mapeada como Intrusivas Ácidas Cambro-ordovicianas, e os dacitos, riódacitos e riólitos associados foram definidos como Vulcânicas de Mimoso.

Nogueira *et al.* (1978) descreveram metabasitos e possíveis cinzas vulcânicas a leste da Serra da Bodoquena, estas já mencionadas por Almeida (1968) e, posteriormente, notificadas por Carvalho & Moraes (1992) em Cuiabá.

Em nova fase de estudos, marcada pela análise de fácies sedimentares e investigações isotópicas do Grupo Corumbá, esta unidade foi interpretada como depositada em margem continental passiva sujeita a ressurgências marinhas e eventos fosfogenéticos (Boggiani 1990, Boggiani *et al.* 1992, 1993, Boggiani & Coimbra 1996). Neste contexto, as associações estromatolíticas tidas como recifes de borda de plataforma (Boggiani *et al.* 1996a) demarcariam o limite do paleocontinente (Cráton Amazônico), com o oceano a leste.

A restrição das exposições do Grupo Corumbá no Planalto a oeste das falhas de empurrão, como estabelecido nos mapas geológicos disponíveis (Corrêa *et al.* 1976, 1979, Nogueira *et al.* 1978 e Araújo *et al.* 1982), foi questionada por Boggiani *et al.* (1996b). Os metacalcários e filitos presentes em dobras isoclinais, expostos a leste da

estrada Bonito - Bodoquena, foram definidos novamente como formações Tamengo e Guaicurus, conforme proposta original de Almeida (1965a) - figura 2.4.

Exposição do Grupo Corumbá segundo os mapas geológicos disponíveis.

Exposição do Grupo Corumbá de acordo com definição de Almeida (1965a), adotada neste trabalho.

Grupo Corumbá

- formações Cerradinho, Bocaina e parte da Formação Tamengo
- formações Tamengo e Guaicurus
- Grupo Cuiabá

Figura 2.4. Retomada da definição original de Grupo Corumbá de Almeida (1965a), englobando nas formações Tamengo e Guaicurus os metacalcários e filitos situados a leste de Bonito e Bodoquena, onde se encontram deformados em dobras isoclinais e em falhas de empurrão.

3. CENÁRIO GEOLÓGICO INICIAL À SEDIMENTAÇÃO DO GRUPO CORUMBÁ

Para entender a evolução sedimentar do Grupo Corumbá, remonta-se aos primórdios do Neoproterozóico, por volta de 1 Ga atrás, quando provavelmente todas as massas continentais estiveram reunidas em um só supercontinente.

A suposição da existência de um supercontinente pré-Pangea foi interpretada com base em dados paleomagnéticos (McWilliams 1981 *apud* Murphy & Nance 1991, Piper 1982). Posteriormente, esta hipótese foi corroborada por estudos estratigráficos (Bond *et al.* 1984, Hoffman 1991, Il'in 1991, Dalziel *et al.* 1992, 1994, 1995, Aitken 1989, 1991a, 1991b, Moores 1991, Young 1992a, 1992b, 1995), paleontológicos (Donovan 1987, McMenamin & McMenamin 1990) e embasada em maior número de dados paleomagnéticos (Powell *et al.* 1993, Torsvik *et al.* 1996).

As informações obtidas conduziram, por fim, à interpretação de que, durante o Neoproterozóico, as massas continentais estiveram reunidas por duas vezes, uma no início e outra ao final, próximo da transição com o Fanerozóico (Murphy & Nance 1991, Dalziel *et al.* 1994).

Dalziel (1997), em síntese recente sobre esse assunto, empregou a denominação *Rodinia*, definida por McMenamin & McMenamin (1990), para o supercontinente que teria existido no início do Neoproterozóico e *Pannotia*, nome sugerido por Powell (1995), para o que teria existido de forma relativamente efêmera ao final do Neoproterozóico.

Segundo Hoffman (1991), as separações e colisões continentais teriam sido relativamente rápidas, provocando abruptas modificações na configuração dos continentes.

Dados paleomagnéticos evidenciam que os processos *rift-to-drift* do Rodínia teriam sido os mais rápidos já registrados na história geológica, com velocidades superiores a 20 cm/ano (Torvisk *et al.* 1996). Estes dados indicam também que o supercontinente Rodínia permaneceu ao redor do cinturão equatorial, ou próximo desse, antes do início da glaciação sturtiana (Torvisk *et al.* 1996).

A localização do supercontinente em zona equatorial, sob clima quente e úmido, propiciou o intemperismo. As reações químicas envolvidas neste processo teriam promovido retirada de gás carbônico da atmosfera (Nance *et al.* 1986) e diminuição do "efeito estufa" de aprisionamento da radiação solar. Conseqüentemente, a temperatura da Terra abaixou e as calotas de gelo avançaram até baixas latitudes (Young 1993).

A Glaciação Varanger, que teria ocorrido entre 625 e 580 Ma, encontra-se associada à formação do segundo supercontinente, o Pannotia (do grego *pan* = todos e *notios* = ao sul), quando toda massa continental encontrava-se no Hemisfério Sul.

Young (1992a) e Powell *et al.* (1993) haviam notado que os dois marcantes eventos glaciais neoproterozóicos - o Sturtian/Rapitan (750-700 Ma) e o Marinoan/Varanger (625-580 Ma) - apresentam registros preservados em *riffts* intracontinentais. Estes registros são diferentes em cada lado da Laurentia, núcleo cratônico ancestral do continente norte americano.

No lado oeste, ao longo da Cordilheira Norte Americana (Montanhas Mackenzie, noroeste canadense), o registro sturtiano é abundante e o varangeriano restrito, enquanto que do lado leste ocorre o oposto, ou seja, o registro glacial varangeriano é mais abundante do que o sturtiano.

Com base nas informações geológicas disponíveis, Hoffman (1991) e Powell *et al.* (1993) demonstraram que, no rifteamento do Rodínia, o lado oeste da Laurentia teria se separado primeiro, por volta de 780 Ma atrás, enquanto que o lado leste teria se fragmentado há 600 Ma. Com base nesta constatação, Young (1995) relacionou a glaciação Sturtian à presença do supercontinente mais antigo e a Varanger ao mais novo (figura 3.1, Young 1995), respectivamente Rodínia e Pannotia.

Figura 3.1. Distribuição dos continentes durante a glaciação sturtiana (A) e a varangeriana (B), modificada de Young (1995).

O supercontinente Rodínia teve origem relacionada à Orogênese Grenviliana. Dalziel (1992, 1994) propôs continuidade entre a Província Grenville, do leste da Laurentia, e a Faixa de Dobramentos Sunsas, do Sudoeste do Cráton Amazônico. Desta forma, o Promontório da Laurentia (Labrador-Groelândia) encontrava-se colado ao embaimento de Arica (Chile), e o noroeste das Ilhas Britânicas à margem pré-andina do Peru (figura 3.2).

Figura 3.2. Reconstituição tectônica ao final do Neoproterozóico, modificada de Dalziel (1994).

O modelo de Dalziel (1992) foi parcialmente comprovado por Sadowski & Bettencourt (1993/1996) e Tosdal (1995).

Bettencourt *et al.* (1996), com base na comparação entre dados paleomagnéticos e geocronológicos de rochas magmáticas de Rondônia (sudoeste do Cráton Amazônico), da Província Grenville (América do Norte) e do Complexo Imataca (Venezuela), concluíram que, entre 1,15 a 0,91 Ga (final do Mesoproterozóico), estas regiões estiveram unidas.

Diante do contexto geológico apresentado, a sedimentação do Grupo Corumbá teria se desenvolvido pelo *rifting* do supercontinente Pannotia no início do Vendiano (figura 3.3). A Bacia Corumbá seria, assim, uma entre inúmeros *rifts* originados da fragmentação continental. Essas bacias teriam águas interconectadas formando o que

Dalziel (1997) denominou *Brazilides Ocean*. Provavelmente este oceano circundava vários blocos continentais (microcontinentes), representados em parte pelo Bloco Rio Apa e pelo Maciço de Goiás e teria comunicação com o Oceano Adamastor (Hartnady *et al.* 1985), do sudoeste africano. Estas bacias teriam assim evolução sedimentar semelhante à das unidades presentes no leste da Groelândia, Spitsbergen (Svalbard-Noruega), noroeste da Escócia, Irlanda e Península Ibérica, resultantes de extensão crustal e de marcante evento transgressivo posterior à Glaciação Varanger.

A análise dos trabalhos geológicos desenvolvidos sobre o modelo de evolução da Precordilheira Argentina a partir de *rift-to-drift* com o leste da Laurentia (Bond *et al.* 1984, Ramos 1988, Moores 1991, Hoffman 1991, Dalziel 1991, Dalla Salda *et al.*, 1992a 1992b, Astini *et al.* 1995, Dalziel 1997), demonstra que a abertura do Oceano Iapetus (Harland & Gayer 1972, Wilson 1966) teria sido posterior à deposição do Grupo Corumbá. Desta forma, durante a abertura da Bacia Corumbá, parte do lado leste da Laurentia (apalachiano) provavelmente permaneceu colado ao noroeste argentino.

A hipótese acima encontra respaldo no modelo de Grunov *et al.* (1996), segundo o qual o *rifting* que resultou na separação entre Laurentia e a América do Sul estaria relacionado à colisão entre os crátons Amazônico/Oeste africano/Rio de la Plata e formação do Gondwana.

Figura 3.3. Síntese dos dados cronológicos e estratigráficos do Neoproterozóico e início do Cambriano.

4. DESCRIÇÃO E INTERPRETAÇÃO GENÉTICA DAS FÁCIES SEDIMENTARES DO GRUPO CORUMBÁ

Das propostas de subdivisão estratigráfica do Grupo Corumbá, a que se mostra mais adequada aos estudos faciológicos desenvolvidos é a de Almeida (1965a). Este autor definiu o Grupo Corumbá como constituído, da base para o topo, pelas formações Cerradinho, Bocaina, Tamengo e Guaicurus.

Almeida (1965a) descreveu sedimentos conglomeráticos, de exposições restritas à borda oeste do planalto, definindo-os como Formação Cadiueus e posicionados como unidade à parte do Grupo Corumbá.

Durante o desenvolvimento do presente estudo, foi observada a transição faciológica entre o topo da Formação Cadiueus e a base da Formação Cerradinho, fato este que implicou posicionamento da Formação Cadiueus na base do Grupo Corumbá (figuras 4.1 e 4.2).

Figura 4.1. Subdivisão estratigráfica do Grupo Corumbá, modificada de Almeida (1965a), com inclusão da Formação Cadiueus como unidade basal.

(modificado de Schobbenhaus et al. 1981)

Figura 4.2. Esquema geológico das exposições do Grupo Corumbá no Planalto da Bodoquena e no Maciço do Urucum, com as localidades mencionadas no texto. As porções a leste das falhas de empurrão encontram-se intensamente dobradas (dobras isoclinais), constituindo as *Brasilides* metamórficas de Almeida (1984). Neste esquema, as exposições carbonáticas no prolongamento ao sul da Serra da Bodoquena são definidas como Grupo Corumbá, restringindo o Grupo Itapucumi, no Paraguai, às exposições a sudoeste do Bloco do Rio Apa.

4.1. Formação Cadiueus

A Formação Cadiueus foi originalmente definida por Almeida (1965a) como um conjunto de sedimentos conglomeráticos e arcoseanos sobreposto ao embasamento gnáissico-granítico, com exposições restritas à borda oeste do Planalto da Bodoquena, ao norte de Morraria, e seção-tipo nas escarpas a nordeste do Posto Indígena Alves de Barros (figura 4.2).

Almeida (1965a) estimou a espessura da Formação Cadiueus em pelo menos 300m, na sua maior parte constituída por fanglomerados depositados na borda de escarpas, possivelmente de falhas.

Em sua descrição, Almeida (1965a) demonstrou a presença de dois grandes ciclos de sedimentação conglomerática. O primeiro inicia-se com ortoconglomerados polimíticos, com clastos angulosos de granito, gnaiss, biotita xisto, quartzito, anfibolito e outras rochas do embasamento aflorantes nas redondezas. O tamanho dos clastos varia de 20 a 30 cm, geralmente imersos em matriz arenosa arcoseana grossa, micácea, havendo partes onde os clastos constituem o arcabouço da rocha. Aproximadamente 20 m acima da base, há escasseamento e diminuição do tamanho dos clastos.

Para o topo, os conglomerados transicionam para camadas mais espessas de arenitos e passam para folhelhos roxos.

4.1.1. Fácies da Formação Cadiueus

Na estrada que liga Morraria ao Posto Indígena Presidente Alves de Barros, foi levantada uma seção estratigráfica que representa provavelmente o segundo ciclo de sedimentação descrito por Almeida (1965a). Não foi observado o contato com o embasamento.

Nesta seção, foram definidas três fácies sedimentares (quadro 4.1): a de ortoconglomerados polimíticos, a de arcóseos grossos e a de folhelhos roxos.

Os ortoconglomerados constituem camadas de até um metro de espessura, que predominam na base da seção. As camadas de ortoconglomerados alternam-se com as de arcóseos de granulometria areia grossa e, para o topo, os conglomerados vão se escasseando com predomínio dos arcóseos que, mais ao topo, cedem espaço aos folhelhos (figura 4.3).

QUADRO 4.1. SÍNTESE DAS FÁCIES DA FORMAÇÃO CADIUEUS

fácies	descrição	estruturas sedimentares	ambiente de deposição
folhelhos roxos	folhelhos de cor roxa com micas detríticas nos planos de acamamento	laminada	lacustre oxidante
arcóseos grossos	grãos angulosos de quartzo e feldspato	maciça	leques aluviais (fan-deltas)
ortoconglomerado polimítico	sustentação por clastos de litologias diversas	maciça e gradação inversa	leques aluviais (fan-deltas)

Fácies de ortoconglomerados polimíticos

A ocorrência destes conglomerados é restrita à borda oeste do Planalto da Bodoquena, provavelmente embutidos em *grabens*, em altitudes topográficas inferiores aos calcários e dolomitos.

Os ortoconglomerados são maciços ou com gradação inversa, sustentados pelos clastos, com matriz areia grossa. Apresentam-se em camadas tabulares, de um metro de espessura, alternadas, em contato brusco com camadas métricas de arcóseos maciços.

Os clastos não apresentam arranjo ordenado, são angulosos, de formas e tamanhos variados (entre 2 e 20 cm de diâmetro) e constituídos por quartzo, mica xisto, gnaiss, rocha metabásica e material ferruginoso, litologias estas típicas do embasamento gnáissico sotoposto. A matriz, de coloração avermelhada, é de arcóseo de granulação grossa a média, mal selecionado, com grãos angulosos de quartzo (70%) e feldspato (30%).

Para o topo da unidade, os ortoconglomerados apresentam clastos relativamente menores e mais arredondados.

Interpretação

Os conglomerados da base da seção analisada, com gradação normal e inversa dos clastos e esporádica orientação dos seixos, podem ser interpretados como originados por processos de fluxo de detritos. Este processo é definido como fluxo gravitacional onde os clastos são mantidos em suspensão através de forças dispersivas resultantes do choque entre as partículas (Midleton & Hampton 1976). Desta forma, os conglomerados da base mostram deposição por processos gravitacionais de alta energia em leques aluviais, provavelmente coalescentes na borda ativa de bacia, na forma de cortina de detritos.

Figura 4.3 Seção estratigráfica de parte da Formação Cadiueus, levantada na estrada de Morraria para o Posto Indígena Presidente Alves de Barros. As exposições desta unidade são restritas à esta localidade, cuja seção provavelmente representa as porções medianas dos depósitos fanglomeráticos, em transição para os sedimentos da Formação Cerradinho.

Fácies de arcóseos médios a grossos

Os arcóseos, de cores avermelhadas, apresentam granulometria areia média a grossa, estrutura maciça e esparsas estratificações cruzadas planares com *sets* de 10 a 15 cm de espessura. Ocorrem na forma de camadas tabulares (1 a 2 m de espessura), alternadas com os ortoconglomerados, e passam a predominar nas porções medianas da seção.

Almeida (1965a), a partir da observação de seções delgadas, concluiu serem os arcóseos formados fundamentalmente por grãos angulosos a pouco arredondados de quartzo e feldspato, este último constituindo pelo menos a quinta parte do volume da rocha, havendo ainda a ocorrência de palhetas de moscovita e biotita.

Interpretação

Associados aos conglomerados, os arcóseos representam fácies distais e/ou menos energéticas dos leques aluviais, formando depósitos em lençóis, o que explicaria a geometria tabular e estrutura maciça.

Fedo & Cooper (1990) discutiram a questão da diferença entre depósitos aluviais e fluviais pré e pós-devonianos ao estudarem os sedimentos da Formação Wood Canyon (Cambriano Inferior- Califórnia, EUA). Interpretaram que a sedimentação se dava em canais amplamente largos, sem a presença de entalhamentos acentuados e superfícies erosivas características dos demais depósitos fluviais, devido a ausência de vegetação continental.

Fluxos desconfinados (*sheet-flood*) são particularmente comuns e característicos da sedimentação de leques aluviais (McPherson *et al.* 1987), sendo encontrados também em leques aluviais cretáceos (Flint *et al.* 1986).

Fácies de folhelhos roxos

Os folhelhos são de cor roxa a marrom, com placas submilimétricas de moscovita detríticas nos planos de acamamento. Ocorrem predominantemente nas porções superiores da seção levantada, em camadas de dois a três metros de espessura, alternadas com os arcóseos maciços, passando a camadas decimétricas no topo.

Folhelhos semelhantes ocorrem ao sul e a leste de Morraria, onde gradam para arenitos da Formação Cerradinho (figura 4.4). Nestas situações, são carbonáticos (margas) e constituem camadas mais espessas, com 5 a 10 m de espessura.

Figura 4.4. Folhelhos roxos do topo da Formação Cadiueus em exposição nos arredores de Morraria.

Interpretação

A presença de folhelhos depositados por decantação, encerrando ciclos areno-conglomeráticos, demonstra que os leques aluviais estariam bordejando corpos aquosos, lacustres ou mesmo marinhos. Considerando a possibilidade das cores arroxeadas dos folhelhos serem primárias, estas refletiriam condições oxidantes em águas rasas, associadas a intensa ferruginização dos sedimentos.

4.1.2. Ambientes de sedimentação da Formação Cadiueus

O contexto observado de variação lateral e vertical das fácies na Formação Cadiueus permite associá-la a depósitos de leques aluviais. A presença destes tipos de depósitos é apontada como evidência direta da ocorrência de intensa atividade de falhas numa bacia sedimentar (McPherson *et al.* 1987).

Na Formação Cadiueus, o reconhecimento de distintos ciclos com granodecrescência ascendente marcaria a ocorrência de pulsos tectônicos ou de maior incidência pluviométrica na borda ativa da bacia, menos intensos para o topo, onde os conglomerados apresentam clastos relativamente menores e mais arredondados, em resposta ao maior retrabalhamento dos sedimentos.

Considerando-se que a base do Grupo Corumbá depositou-se logo após a Glaciação Puga (Varanger), ou foi até mesmo contemporânea aos seus estágios finais, é

de se esperar ambiente de baixa ou nenhuma umidade durante a sedimentação da Formação Cadiueus.

Na Formação Cadiueus, não foram encontradas evidências mais conclusivas de um clima árido durante a deposição, porém tal hipótese é plausível em função da presença de prováveis evaporitos na Formação Cerradinho.

A marcante cor avermelhada de depósitos aluviais da Formação Colosso (Chile) foi interpretada como relacionada ao desenvolvimento de condições áridas durante a sedimentação (Flint *et al.* 1986), apesar de tal constatação ter sido também baseada na presença de evaporitos em depósitos de *playa lake* distais aos leques aluviais.

A deposição da Formação Cadiueus teria se dado, portanto, em leques aluviais, com fluxo da deposição de oeste para leste. Com o avanço do corpo aquoso teria ocorrido afogamento dos leques aluviais e formação de fandelas, cujos depósitos subaquosos encontram-se representados nas fácies da Formação Cerradinho.

4.2. Formação Cerradinho

Esta unidade foi identificada apenas ao longo da borda oeste do Planalto da Bodoquena. Não se conhecem exposições desta unidade no Maciço do Urucum, em Corumbá.

Almeida (1965a), caracterizou-a como constituída de arenitos, siltitos, argilitos, calcários, dolomitos e camadas de silexitos, podendo apresentar arcóseos e até conglomerados. Ao contrário da Formação Cadiueus sotoposta, predominantemente terrígena, a Formação Cerradinho apresenta *grainstones* com laminações cruzadas.

4.2.1. Fácies da Formação Cerradinho

As fácies da Formação Cerradinho (quadro 4.2 e figura 4.5) encontram-se expostas em área geográfica relativamente maior do que a da Formação Cadiueus, sendo observadas nas áreas ocidentais do Planalto da Bodoquena, a oeste do Rio Perdido e do Rio Salobra. Ocorrem expostas ao longo da rodovia Bonito - Fazenda Baía das Garças, a oeste da sede da Fazenda Serradinho, nos arredores da Fazenda Margarida (estrada Jardim - Porto Murtinho) e na estrada que liga a Vila Gaúcha à região de Três Morros. Na porção norte do Planalto, estas fácies são observadas na região de Morraria (figura 4.2).

Na borda oeste do planalto, as camadas, com 10 a 15 m de espessura, apresentam-se pouco deformadas, mas inclinadas, com mergulhos variando de 5 a 10° para SE. As espessuras das camadas diminuem para leste, onde a Formação Cerradinho ocorre apenas em núcleos de anticlinais, com espessuras inferiores a 3 m.

Esta unidade é constituída pelas fácies de arcóseos finos a médios e de folhelhos transicionando, para o topo, para as fácies de *grainstones* com laminações cruzadas, com variação lateral das fácies demonstrada na figura 4.5.

QUADRO 4.2. SÍNTESE DAS FÁCIES DA FORMAÇÃO CERRADINHO

fácies	descrição	estruturas sedimentares	ambiente de deposição
<i>grainstones</i> com laminações cruzadas	clastos de carbonato tamanho areia e grãos de quartzo esparsos	laminações cruzadas e laminações tipo "espinha-de-peixe"	planície de maré
folhelhos	pacotes métricos	laminação plano-paralela	água profunda (abaixo do nível de base de ondas normais)
arenitos com lâminas de argilito	espesso pacote de alternância de arenitos e argilitos	heterolíticas e laminação cruzada nos arenitos	planície de maré
arcóseos finos a médios	granulometria areia fina a média, grãos angulosos, coloração avermelhada	maciça e raras estratificações cruzadas	litorâneo, retrabalhamento distal dos leques aluviais

Fácies de arcóseos finos a médios

Esta fácies ocorre na base da Formação Cerradinho constituindo camadas de 15 a 20 m de espessura, em discordância erosiva sobre granito do embasamento, na borda oeste do Planalto da Bodoquena e na região central, erodida, do Sinclinal do Rio Perdido.

Os arcóseos são maciços, de cores avermelhadas e róseas. Apresentam granulação areia fina a média, com grânulos e grãos angulosos, matriz siltico-argilosa, cimento de quartzo microcristalino ou de calcedônia fibro-radiada. O arcabouço é mineralogicamente constituído por 70 a 80% de grãos de quartzo e o restante por feldspatos, com predominância de microclínio. Estruturas sedimentares são raras, restritas a gradações normais, marcas onduladas simétricas e estratificações cruzadas tabulares, com mergulhos para leste.

Na estrada de Vila Gaúcha para Três Morros, observam-se paraconglomerados de matriz arcoseana com seixos bem arredondados de quartzito (5-10%), aflorantes na margem direita do Córrego Taboquinha, próximo à sede da fazenda homônima. A camada de paraconglomerado não ultrapassa 3 m de espessura e encontra-se em meio a pacote de 40 m de espessura de arcóseo com intercalações centimétricas de argilito na base.

Para o topo, ocorrem intercalações de camadas da fácies de *grainstones*, onde as camadas de arcóseos são relativamente menos espessas.

Figura 4.5. Esquema da distribuição das fácies sedimentares da Formação Cerradinho, 1) arcóseos, 2) *grainstones* com laminações cruzadas, 3) folhelhos e 4) arenitos com lâminas de argilitos.

Interpretação

Os arcóseos representam fácies distais dos leques aluviais, cujas fácies proximais (Formação Cadiueus) teriam sido em grande parte erodidas, com preservação apenas das fácies conglomeráticas em depressões topográficas ou *grabens*.

Estes arcóseos estariam associados ao retrabalhamento dos leques aluviais em ambiente litorâneo, de águas rasas, sujeitos à ação de ondas normais, de "tempo bom".

As estruturas sedimentares indicativas de paleocorrentes são raras, porém as poucas laminações cruzadas presentes indicam que a área fonte se encontrava a oeste, no Bloco Rio Apa.

Atualmente, as exposições de rochas gnáissico-graníticas do Bloco Rio Apa encontram-se topograficamente abaixo dos afloramentos do Grupo Corumbá. No entanto, interpreta-se que constituíam alto topográfico e área-fonte dos sedimentos terrígenos das unidades basais do Grupo Corumbá.

Fácies de arenitos com lâminas de argilito

Na rodovia Jardim-Porto Murtinho, a 70 km de Jardim, próximo à sede da Fazenda Margarida, foi observado espesso pacote basal, relativamente homogêneo, com aproximadamente 50 m de espessura, com alternâncias centimétricas de arenito róseo médio a grosso com lâminas de argilito (figura 4.6). Os arenitos tendem a formas lenticulares, são de granulometria heterogênea e, localmente, observam-se estratificações cruzadas com mergulhos em sentidos opostos.

Em seção delgada, nota-se que são constituídos por areia fina (125 a 250 μm) com esparsos grãos de quartzo grossos bem arredondados e esféricos ($< 5\%$). Há grande quantidade de mica detrítica (30 %).

Interpretação

A alternância rítmica entre sedimentos de granulometria distinta (areia e argila), de níveis energéticos de deposição também distintos, foi definida como estruturas heterolítica por Visser (1980), identificadas em planície de maré moderna da Holanda.

A planície de maré se caracteriza por ser um ambiente de extremas variações de energia de deposição em períodos de tempo relativamente curtos. Durante os fluxos diários de maré, tanto na alta quanto na baixa, ocorre sedimentação de areia. Durante as pausas das marés, sob baixa ou nula condição de energia, ocorre decantação de argila.

A fácies de arenitos alternados com lâminas de argila da Formação Cerradinho é associada a estas condições de deposição. Nesta fácies, as lâminas de argila são relativamente mais freqüentes do que as de arenito, o que implica origem em ambientes de inframaré, onde as lâminas de argila se depositam tanto na maré alta quanto na baixa. Nos ambientes de supramaré, a deposição de argila ocorre apenas nas pausas da maré alta e geralmente são erodidas no refluxo da maré baixa. A interpretação de ambiente de inframaré é ainda corroborada pela provável ausência de gretas de contração.

Figura 4.6. Fácies de arenitos com lâminas de argilitos da região da Fazenda Margarida, Rodovia Jardim-Porto Murtinho.

Fácies de folhelhos

Camadas métricas de folhelhos ocorrem intercaladas nos arcóseos na base da Formação Cerradinho, tornando-se mais espessos para o topo desta unidade, onde atingem até 20 m de espessura.

Os folhelhos são constituídos por quantidades variadas de silte e argila, com menos de 10% de areia (quartzo, feldspato e clorita). Apresentam-se maciços ou em camadas, com moscovita detrítica nos planos de estratificação e isolados cristais milimétricos de pirita idiomórfica. Em exposições sem alteração intempérica, estes folhelhos são pretos, com aspecto carbonoso.

Interpretação

A presença de minerais sulfetados e de provável matéria orgânica é indicativa de condições redutoras durante a sedimentação, o que indica origem destes folhelhos sob condições de águas relativamente mais profundas, menos oxigenadas, do que as da fácies de arenitos com lâminas de argilito.

Fácies de grainstones com laminações cruzadas

Esta fácies apresenta boas exposições nos arredores da Fazenda Baía das Garças, onde se observa a transição para os arcóseos da base.

Os *grainstones* que caracterizam esta fácies são de cor preta a cinza escuro. Exibem laminação cruzada tabular, com *sets* de 10 a 15 cm de espessura, e mergulhos das lâminas entre 15 e 20°, dispostas, por vezes, na forma de estrutura "espinha de peixe". Também ocorrem truncamentos localizados de laminações onduladas e *hummocky cross stratifications* (figura 4.7).

Os grãos dos *grainstones* são intraclastos de calcário e, com menos freqüência, *ooids*. Comumente, encontram-se palhetas calcárias irregulares, com espessuras submilimétricas e área menor que 1 cm², semelhantes a papel picado, o que sugere constituírem fragmentos retrabalhados de laminitos microbianos finos. Localmente, observam-se esparsos cristais milimétricos de calcita de formato romboédrico, interpretados como prováveis substitutos de cristais evaporíticos.

Interpretação

A presença desta fácies indica que, com a transgressão marinha, houve condições para a formação de carbonatos devido à diminuição do aporte terrígeno e ocorrência de ambiente propício à atividade algácea. A granulometria destes calcários e a presença de laminações cruzadas são evidências de que os calcários originaram-se em águas agitadas em ambiente relativamente mais raso do que o dos folhelhos, provavelmente em rampa carbonática sujeita a tempestades.

Figura 4.7. *Grainstones* com laminações cruzadas e prováveis *hummocky cross stratifications* observadas nas proximidades da Fazenda Baía das Garças, a oeste de Bonito.

4.2.2. Ambientes de sedimentação da Formação Cerradinho

A análise conjunta das fácies das formações Cadiueus e Cerradinho permite interpretá-las como depósitos de fan-delta no conceito revisado de McPherson *et al.* (1987).

Os fan-deltas são definidos como leques aluviais depositados diretamente em corpo aquoso (seja este oceano, mar ou lago), tendo áreas-fonte em regiões adjacentes elevadas, geralmente em escarpas de falhas. Neste contexto, o fan-delta é composto por fácies subaéreas, que constituem o leque aluvial, e fácies subaquosas. Estes depósitos são considerados típicos de bacias *rift* e *pull-apart*, sendo também encontrados em vales glaciais.

Nos fan-deltas da base do Grupo Corumbá, os leques aluviais são representados pelas fácies da Formação Cadiueus, com depósitos constituídos por sedimentos resultantes de fluxos gravitacionais na base e suspensão no topo, enquanto que as fácies subaquosas, incluindo as de planície de maré, constituem a Formação Cerradinho (figura 4.8).

Tanto na Formação Cerradinho quanto na Formação Cadiueus, os sedimentos arenosos são predominantemente avermelhados. A origem da cor vermelha de sedimentos foi investigada por Dubiel & Smoot (1994) no contexto dos *red beds* permianos e triássicos relacionados à presença do supercontinente Pangea. Estes autores ressaltaram que apenas a cor vermelha não é indicativa de paleoclima, sendo esta encontrada em ambientes continentais tanto sob climas áridos como úmidos (Turner 1980). No geral, a cor vermelha é diagenética e relacionada a pigmentos hematínicos (Walker 1974).

Posterior à sedimentação das formações Cadiueus e Cerradinho prosseguiu-se intenso processo de peneplanização, provavelmente sob condições semi-áridas, originando extensa superfície aplainada em rochas do embasamento, sobre a qual teria se dado a sedimentação predominantemente dolomítica da Formação Bocaina (figura 4.9).

III)

intenso aplainamento erosivo
seguido do avanço do mar e
origem dos dolomitos da
Formação Bocaina

II)

transgressão marinha e
afogamento dos leques
aluviais, originando fan-deltas

I)

falhamentos e deposição
de leques aluviais

Figura 4.8. Evolução da sedimentação basal do Grupo Corumbá, representada pelas formações Cadiueus, Cerradinho e Bocaina.

4.3. Formação Bocaina

A Formação Bocaina, com espessuras entre de 30 e 80 m, é caracterizada por dolomitos com gradativa predominância de silexitos no topo. Nela também ocorrem rochas fosfáticas e abundantes estruturas estromatolíticas.

Esta unidade foi definida por Almeida (1945) na região de Corumbá, onde se encontram suas melhores exposições, na morraria ao sul da cidade e na localidade vizinha de Albuquerque. No Planalto da Bodoquena, os dolomitos são observados nas porções mais orientais, constituindo morrarias e morros isolados, tendendo a formas cônicas, distribuídos ao longo do lado oeste da rodovia entre Bonito e Bodoquena, onde se encontram dobrados, tectonizados e marmorizados. Apresentam grande quantidade de sílica, a qual ocorre tanto na forma de lâminas e camadas, como preenchendo fraturas, dispostas em estruturas *box-works*, muito freqüentes na zona mais tectonizada.

O contato inferior dos dolomitos da Formação Bocaina é erosivo e estes ocorrem sobrepostos diretamente sobre o embasamento gnáissico-granítico. Apresentam-se também posicionados diretamente sobre os diamictitos da Formação Puga, através de contato erosivo, como observado no Anticlinal Anhumas, na estrada que liga Bonito à Gruta do Lago Azul. O contato com a Formação Cerradinho não foi observado.

O contato erosivo com o embasamento constitui extensa superfície de aplainamento que provavelmente situa-se também sobre os diamictitos, preservados apenas em baixos topográficos.

A presença desta superfície já havia sido mencionada por Almeida (1945) como presente na base dos dolomitos em Corumbá. É no entanto no Planalto da Bodoquena, na região de Morraria, a oeste de Bodoquena, na Fazenda Pedra Branca, que pode ser bem visualizada, motivo pelo qual propõe-se denominá-la Superfície de Aplainamento Pedra Branca (figura 4.9).

Figura 4.9. Superfície erosiva de aplainamento do embasamento gnáissico-granítico (fotografia superior) exposta na região de Morraria, aqui definida como Superfície de Aplainamento Pedra Branca. Sobre a superfície erosiva ocorre extenso corpo estromatolítico da base da Formação Bocaina (fotografia inferior).

4.3.1. Fácies da Formação Bocaina

A Formação Bocaina constitui unidade marcada pela variação lateral de fácies, distribuídas por extensão de centenas de quilômetros, o que dificulta a definição das relações entre as fácies relacionadas no quadro abaixo.

QUADRO 4.3 – SÍNTESE DAS FÁCIES DA FORMAÇÃO BOCAINA

fácies	descrição	estruturas sedimentares	ambiente de deposição
<i>psoid rudstones</i>	<i>ooids</i> > 2 mm, córtex concêntrico		costeiro (baixos colíticos)
rochas fosfáticas	microfosforitos maciços, estromatólitos e laminações algáceas fosfatizados	maciça e estromatolítica	costeiro sujeito à <i>upwellings</i>
dolomitos estromatolíticos	laminações algáceas, estromatólitos bulbosos e colunares	maciça, laminada e estromatolítica	inframaré
<i>mudstones</i> alternados com silexitos	camadas centimétricas de <i>mudstones</i> dolomíticos alternadas com camadas de silexito incolor	estratificação plano-paralela	inframaré
<i>flakestones</i>	brecha carbonática com clastos na forma de placas	placas imbricadas <i>tepees</i>	intra e supramaré
<i>mudstones</i> dolomíticos estratificados	estratificação plano-paralela (1-2 cm de espessura)	estratificação plano-paralela	inframaré
estromatólitos LLH	espesso pacote basal de estromatólitos com laminação ligada lateralmente (LLH) formando pseudo-colunas	estromatolítica	inframaré

Fácies de estromatólitos LLH

Os estromatólitos pseudocolunares de Morraria constituem corpo único e homogêneo com 10 a 15 m de espessura sobre área aproximada de 10 x 20 km. Encontram-se posicionados diretamente sobre o embasamento gnáissico-granítico aplainado pela superfície erosiva (figura 4.9). Os estromatólitos apresentam laminação de 2 a 3 mm de espessura com alternância de lâminas dolomíticas e lâminas de sílica ressaltadas pela dissolução. As pseudocolunas apresentam-se contínuas verticalmente e lateralmente separadas por fraturas verticais, paralelas entre si, aparentemente atectônicas. Existem vazios entre as colunas parcialmente preenchidos por cristais bem formados de quartzo hialino de até 2 cm de comprimento constituindo pequenos geodos.

Em planta, as pseudocolunas apresentam-se circulares, com 3 a 4 cm de diâmetro, na forma de padrão "caixa de ovo". Em seção delgada, a rocha apresenta-se porosa (5-10%) e parcialmente dolomitizada, com cristais de interface planar-euhedral com parte da textura original grumosa preservada (figura 4.10).

0 250 μm

Figura 4.10. Fotomicrografia de seção delgada dos estromatólitos LLH de Morraria, exibidos na figura 4.9. A dolomitização foi parcial, preservando parte da textura grumosa original. Os cristais são finamente cristalinos e apresentam interfaces retas e porosidade indicada pela seta (nicóis cruzados na fotografia superior e paralelos na inferior).

Interpretação

Esta fácies marca a transgressão francamente marinha da base do Grupo Corumbá sobre extensa superfície aplainada, o que teria possibilitado o avanço do mar por grande área sobre o embasamento, sob condições de águas rasas (figura 4.8). Nestas condições, os estromatólitos teriam sido originados em ambiente de águas pouco energéticas, provavelmente lagunar, possibilitando a formação do extenso corpo estromatolítico.

A dolomitização teria sido pós-deposicional, atestada pela substituição parcial da textura original dos estromatólitos, e responsável pelo aspecto poroso da rochas.

Fácies de mudstones dolomíticos estratificados

Esta fácies é caracterizada por *mudstones* dolomíticos com estratificação plano-paralela formando estratos uniformes com 1 a 2 cm de espessura e dezenas de quilômetros de extensão lateral, caracterizando grande parte da base da Formação Bocaina.

Estes *mudstones* ocorrem ao sul de Corumbá, no Assentamento Fundiário do Urucum, a oeste da Estação Urucum e nos arredores do Clube de Tiro de Corumbá, a sudoeste do Morro Bocaina. No Planalto da Bodoquena, esta fácies ocorre em diversas localidades ao longo da estrada Bonito-Bodoquena, comumente associada à fácies de *flakestones*.

Na Fazenda Pedra Branca, próximo de Morraria, ocorrem *mudstones* dolomíticos laminados de cor branca e rósea, com laminação plano-paralela bem regular, apresentando-se localmente com deformação plástica (figura 4.11). Constituem pacotes de 3 a 4 m de espessura, associados aos estromatólitos LLP. Em seção delgada, notam-se estilólitos paralelos à laminação e concentração de grãos de quartzo e mica (< 5%) em determinados níveis, porém a laminação é fornecida por diferença na textura, ora grumosa, ora micrítica.

Na Fazenda Nhuverá, no Planalto da Bodoquena, foi levantada seção estratigráfica onde se observou intercalação de dolomitos com laminação fenestral exibindo porções preenchidas por calcita espática e/ou sílica (estruturas *bird's eye*) (figura 4.12).

Figura 4.11. Dolomitos laminados da base da Formação Bocaina na Fazenda Pedra Branca (norte de Morraria).

Figura 4.12. Seção estratigráfica representativa da base da Formação Bocaina levantada na Fazenda Nhuverá, Planalto da Bodoquena.

Interpretação

A marcante laminação plano-paralela observada nos *mudstones* aparenta ter origem detrítica por decantação das partículas carbonáticas em ambiente de águas rasas e calmas, provavelmente lagunar. Sob estas condições, teriam sido provavelmente depositados em associação com os estromatólitos LLH. Localmente, condições relativamente mais energética teriam propiciado o transporte dos clastos finos de carbonato e deposição dos *mudstones* laminados, como os da Fazenda Pedra Branca, provavelmente em canais de maré.

Fácies de flakestones

O termo *flakestone*, assim como o termo *edge-wise conglomerates*, é empregado na descrição de conglomerados com intraclastos carbonáticos na forma de placas com bordas angulosas (Shinn *et al.* 1965, Shinn 1983, Evamy 1973, Tucker & Wright 1990, Tucker 1992).

Os *flakestones* são freqüentes na base da Formação Bocaina, encontrada em diversas localidades no Planalto da Bodoquena e associados à fácies de *mudstones* com laminação plano-paralela.

O grau de retrabalhamento das placas é relativamente baixo, podendo ser ausente, apenas com fraturamento das camadas e pequeno ou nenhum deslocamento. Ocorrem na forma de placas imbricadas, indicando retrabalhamento relativamente maior, sem no entanto misturar materiais de diferentes composições litológicas.

Comumente a matriz micrítica que preenche os espaços entre os clastos apresenta quantidades consideráveis (10 a 20 %) de grãos de areia e grânulos de quartzo.

No noroeste do Planalto da Bodoquena, nas proximidades da Fazenda Santa Cruz, em antiga frente de lavra de mármore, observa-se os diversos graus de retrabalhamento desta fácies. As camadas dolomíticas são de cor rósea e os espaços entre as placas são preenchidos por sílica (figura 4.13). Nesta mesma localidade, em pequena caverna próxima à sede da fazenda, foi observada uma camada de 30 cm de espessura, intercalada em pacote homogêneo com estratificação plano-paralela, exibindo estruturas arqueadas e rompidas de tal forma a lembrar a letra "v" invertida. Estas estruturas, observadas em espaçamentos de cinco metros, não apresentam sinais de retrabalhamento, constituindo típicas estruturas *tepees*.

Figura 4.13. Fácies de *flakestones* representadas por pseudobrecha dolomítica de cor rósea da base da Formação Bocaina, em afloramento da Fazenda Santa Cruz, porção norte da Serra da Bodoquena.

Interpretação

O arqueamento e retrabalhamento das camadas implicam cimentação precoce da lama carbonática. As crostas endurecidas teriam sofrido expansão e conseqüente ruptura, originando estruturas *tepees* em ambientes de supramaré. Aparentemente, estas estruturas sofreram pouco retrabalhamento evidenciado pela preservação dos arqueamentos originais.

Estruturas *tepees*, denominação dada originalmente por Adams & Frenzel (1950), foram encontradas em ambientes subaquosos, em planícies de marés, em ambientes lacustres e em perfis de solo (Kendall & Warren 1987), onde os processos de expansão, arqueamento e ruptura são diversos. Em ambientes subaquosos, podem ocorrer apenas por cristalização da matriz em águas rasas supersaturadas. Em planícies de maré a expansão das camadas ocorre através do preenchimento por sedimentos em fraturas, originadas pela expansão e contração térmica. Nestes casos, ocorre aumento da área superficial da crosta carbonática e, conseqüentemente, fraturamento na forma de polígonos com bordas arqueadas.

Fácies de mudstones dolomíticos alternados com silexitos

Esta fácies é formada por dolomitos maciços na base com gradativo aumento de intercalações de camadas centimétricas de silexito com predominância destas no topo (figura 4.14).

Os dolomitos são maciços e de cor cinza escura e os silexitos brancos e incolores e atingem espessura superior a 2 m no topo, onde não é raro observar estromatólitos colunares com 10 a 15 cm de largura e 20 a 30 cm de altura.

As camadas de silexito ocorrem com limites bem definidos e coincidentes com os planos de estratificação. Sob seção delgada, a sílica apresenta-se na forma microcristalina.

Interpretação

A ocorrência dos silexitos, em lâminas alternadas com camadas de *mudstones* dolomíticos, sugere silicificação sob condições diagenéticas precoces, provavelmente na interface água/sedimento, onde a sílica teria sido concentrada pela evaporação. Estas condições teriam sido cíclicas e de forma gradacional, passando a predominar ao final da sedimentação.

Knoll & Sweet (1990) demonstrou que altas concentrações de matéria orgânica podem promover silicificação e que bainhas orgânicas de algas favorecem a precipitação de sílica.

A sílica originada em ambiente diagenético tem sido relacionada à lixiviação de poeira silicosa em ambientes desérticos para águas subterrâneas (Vaugh 1970a, b) ou através de espilitização de lavas básicas no assoalho oceânico (Southgate 1986), onde a reação de Na da água do mar produz feldspatos altamente sódicos e libera sílica (Turner & Verhoogen 1960). Se considerarmos esta segunda hipótese, partimos do pressuposto da formação de assoalho oceânico durante a evolução da sedimentação do Grupo Corumbá. Não se tem ainda nenhuma evidência conclusiva da presença deste. Corpos de metabásica foram mapeados a leste do Planalto da Bodoquena (Nogueira *et al.* 1978), porém não se dispõe de estudos mais pormenorizados que possibilitem relacioná-los à origem oceânica.

Figura 4.14. Fácies de *mudstones* dolomíticos alternados com silexites exposta no Maciço do Urucum.

Fácies de rochas fosfáticas

As rochas fosfáticas ocorrem na forma de camadas centimétricas de microfosforito (rocha fosfática com predominância de fluorapatita de granulometria fina) formando, por vezes, lentes mais espessas, como a encontrada na Fazenda Ressaca, ao norte de Bonito. Nesta última, o corpo fosfático é formado por estromatólitos laminados e colunares (figura 4.15), com teores de P_2O_5 de até 35 %, constituídos por fluorapatita (Boggiani *et al.* 1993). Em amostras de rocha fosfática desta localidade, Sallun *et al.* (1996, 1997) identificaram estruturas microscópicas globulares interpretadas como microfósseis. Os microfosforitos são encontrados também na forma de massas disformes associadas a estromatólitos, como observado em Porto Morrinhos, também associados a estromatólitos.

Interpretação

Rochas fosfáticas têm sido interpretadas como originadas em ambientes costeiros sujeitos a correntes marinhas ascendentes (*upwelling*), com base em modelo inicialmente proposto por Kazakov (1937). Através destas correntes marinhas, águas profundas e frias, ricas em fosfato dissolvido, atingem zonas costeiras rasas onde a formação de

rocha fosfática ocorre através de complexos processos sedimentares e diagenéticos, associados à intensa atividade biológica propiciada pelo aporte de nutrientes.

Figura 4.15. Estromatólito colunar fosfatizado, com teores de P_2O_5 por volta de 30 %, na Fazenda Ressaca - Bonito, MS (fotografia de Willian Sallun Filho, escala em cm).

Ambientes modernos comparáveis são encontrados na costa do Peru e Chile (Burnett 1977) e da Namíbia (Slansky 1980). Estas regiões são caracterizadas pela ascensão de águas frias, ricas em nutrientes, provindas de regiões oceânicas profundas, onde o teor de fosfato atinge valores cinco vezes superiores ao das águas oceânicas superficiais. Constituem áreas de intensa proliferação de vida, especialmente fitoplâncton, onde a matéria orgânica possibilita a concentração de fosfato (Cook 1976). Em regiões de ascensão de correntes marinhas (*upwellings*), foi constatada a presença de 21 toneladas de P_2O_5 em concentrações de dinoflagelados e fitoplâncton e a elevação dos teores de fosfato de águas intersticiais em níveis 26 vezes superiores aos das águas sobrejacentes (Slansky 1980). A formação de minerais fosfáticos, porém, depende de processos diagenéticos. Lucas & Prévot (1981, 1984) produziram apatita em laboratório sob condições próximas às naturais utilizando matéria orgânica como fonte de fósforo. McConnel (1965 *apud* Brenner 1980) já havia ressaltado a importância da atividade

bacteriana na formação de determinados tipos de rochas fosfáticas. Lúcas & Prévot (1985) comprovaram que a atividade bacteriana é fundamental na formação de apatita por substituição de carbonato, uma vez que em soluções estéreis não obtiveram a formação deste mineral.

Martens & Harris (1969 *apud* Slansky 1980) demonstraram experimentalmente que a presença de Mg^{2+} inibe a precipitação da apatita a partir da água do mar. No entanto, Lúcas & Prévot (1985) constataram que a combinação dos compostos hidrolisados da matéria orgânica com o magnésio resultam na precipitação de struvita ($MgNH_4 \cdot 6H_2O$) e progressiva diminuição do efeito inibidor do Mg^{2+} .

A presença de estromatólitos e microbialitos fosfáticos foi descrita em unidade proterozóica da Índia, na região de Idaipur (Banerjee 1971, 1986, Chauchan 1979), atribuída à substituição progressiva dos carbonatos por fosfato. Unidades rifeanas da Rússia apresentam concentrações elevadas de fosforito também associadas a estromatólitos (Waldiya 1972). No Brasil, foram identificadas jazidas de fosfato associadas a estromatólitos fosfáticos do Grupo Una em Irecê - Bahia (Bonfim 1986). Misi & Kyle (1994) demonstraram, com base em estudos petrográficos e isotópicos, que estes sedimentos sofreram complexa evolução diagenética e que as concentrações primárias de fosfato formaram-se durante o primeiro estágio da diagênese, antes do processo de dolomitização. Relacionaram as concentrações primárias de fosfato a processos biogênicos em ambientes anóxicos, porém não encontraram evidências que possibilitassem identificar se a apatita teve origem primária ou se formou por substituição do carbonato preexistente.

Fácies de dolomitos estromatolíticos

Esta fácies é bem representada em Porto Morrinhos, na margem direita do Rio Paraguai, no porto da balsa da rodovia BR-262, que liga Campo Grande a Corumbá. Nesta localidade, ocorrem dois tipos básicos de estromatólitos (figuras 4.16 e 4.17): na base, os do tipo bulboso (largura de 3 m e altura de 1m), sotopostos a camada pelítica (espessura de 0,7m), sobre a qual ocorrem estromatólitos colunares formando pacote estromatolítico de 6m de espessura e extensão superior a 300 m.

Figura 4.16. Dolomitos estromatolíticos de Porto Morrinhos, às margens do Rio Paraguai, na travessia de balsa pela rodovia BR-262 (Campo Grande - Corumbá). As diferentes formas de estromatólitos são atribuídas a ambientes deposicionais distintos.

Os estromatólitos colunares apresentam colunas de 3 a 10 cm de largura, não ramificadas, com 2 m em média de altura, apresentando laminação convexa e lisa. Localmente, estas colunas passam para estromatólitos planares. As colunas, em planta, apresentam-se alongadas, contínuas e paralelas entre si. Os espaços intercolunares (com larguras semelhantes aos das respectivas colunas) são preenchidos por *mudstones* com laminação côncava, fornecendo, por vezes, a falsa interpretação de que constituem

colunas estromatolíticas invertidas. Os eixos das colunas são verticais, com exceção de algumas porções basais, sobre a camada pelítica, onde são inclinados passando a verticais para o topo. A litologia predominante é de dolomitos de cor bege com lentes subordinadas de fosforito e de quartzo arenito.

Figura 4.17. Detalhe dos estromatólitos colunares de Porto Morrinhos

Interpretação

A camada de pelito, que divide os dois tipos de estromatólitos, constitui superfície de inundação sobre a qual desenvolveu-se um *hardground*. A camada de pelitos também separa dois diferentes tipos morfológicos de estromatólitos, o que reflete mudanças nas condições ambientais, provavelmente relacionadas à subida do nível do mar. Os estromatólitos em posição inferior à camada de pelito, bulbosos, provavelmente tiveram origem em ambientes de intermarés sujeitos à ação de correntes. Os tipos superiores à camada pelítica são colunares com alto grau de herança genética, ou seja, apresentam a mesma forma e continuidade das colunas para o topo. Estas relações indicam condições de ambiente de inframaré, relativamente mais profundas e sujeitas a baixas taxas de sedimentação.

Fácies de psoid rudstone

O termo *psoid* é comumente empregado na petrografia carbonática, porém não existe consenso quanto à sua definição (Tucker & Wright 1990).

Flügel (1982) emprega-o no sentido genético, relacionado à origem continental, enquanto outros autores empregam o termo para descrever grãos envelopados com diâmetros superiores a 2 mm (Peryt 1983, Sweet & Knoll 1989).

Os *psoids* da Formação Bocaina são assim definidos no sentido descritivo, ou seja, com o significado de grãos revestidos de comprimento superiores a 2 mm. Os encontrados nesta fácies são elipsoidais e apresentam eixo maior com 2 a 3 mm de comprimento e 1 mm de largura, e perfeita laminação concêntrica. São bem selecionados quanto aos tamanhos e não apresentam matriz. Geralmente encontram-se silicificados e formam depósitos de espessuras decimétricas (figura 4.18).

Esta fácies é observada de forma pontual ao longo do limite entre a cobertura cratônica e a Faixa de Dobramentos Paraguai, sendo encontrada desde a sul de Bonito, na Mineração Bodoquena, até ao norte de Corumbá, na Baía do Castelo (figura 4.19), ao sul da Serra do Amolar, totalizando faixa de exposição descontínua de mais de 500 km de comprimento na direção N-NW.

Interpretação

A correta interpretação do significado paleoambiental de um dado depósito oolítico depende da análise das características associadas, já que a estrutura oolítica isolada não é diagnóstica de um determinado ambiente (Tucker & Wright 1990).

Ooids são encontrados tanto em ambientes marinhos rasos como em lagunas, lagos rasos, rios, cavernas e até mesmo em solos carbonáticos (Flügel 1982, Peryt 1983, Sweet & Knoll 1989).

Segundo Tucker & Wright (1990), a maioria dos *ooids* do registro geológico teve origem em ambiente marinho raso de zona tropical, com profundidades geralmente inferiores a 2 m, formando baixios oolíticos (*oolite shoals*) como os do Banco das Bahamas e do Golfo Pérsico. Nestas localidades, os baixios são marginais a áreas onde a salinidade e a temperatura das águas são altas. As águas devem ser agitadas, para que os *ooids* permaneçam em suspensão, o que possibilita a formação dos envelopes concêntricos, originados por precipitação química devido a liberação de CO₂.

Os *psoids* podem ter origem vadosa ou freática. Nestes casos apresentam formas não esféricas, cimento na forma de menisco e encontram-se relacionados a estruturas *tepees*. Não é este o caso dos *psoids* do topo da Formação Bocaina devido a ampla distribuição geográfica, o que indica que tenham sido depositados ao longo de uma paleocosta.

0 1 mm

Figura 4.18. Fotomicrografia de *psoid rudstone* exposto na Mineração Bodoquena, rodovia Jardim - Porto Murtinho, com *psoids* apresentando córtex bem desenvolvido e perfeita laminação concêntrica. O suave achatamento é atribuído à deformação tectônica pós-deposicional (nicóis descruzados).

0 1 cm

Figura 4.19. Amostra do *psoid rudstone* silicificado coletada na Baía do Castelo, ao norte de Corumbá, sul da Serra do Amolar.

A presença de *psoids* marinhos é amplamente registrada em carbonatos neoproterozóicos, denominados *giant ooids*. Estes foram descritos no leste da Groelândia e em Sptisbergen (Sweet & Knoll 1989) e na Austrália (Singh 1987), entre outras regiões. A abundância de *ooids* > 2 mm no Neoproterozóico contrasta com a forma de ocorrência destes no Fanerozóico, onde os grãos envelopados não ultrapassam 1 mm de diâmetro.

Segundo Grotzinger (1989, 1990), a dimensão dos *ooids* depende da quantidade de material disponível para os núcleos formadores, das taxas de crescimento do córtex envoltório e do grau de agitação do ambiente deposicional.

No Fanerozóico, a abundância de materiais para os núcleos, geralmente fragmentos de esqueletos e pelotilhas fecais, propiciaram abundante formação dos *ooids* que apresentam rápida deposição. Desta forma, não permanecem por muito tempo em suspensão e, por este motivo, são relativamente pequenos.

Na ausência de materiais para os núcleos, como deve ter ocorrido no Neoproterozóico, os *ooids* permaneceriam por mais tempo em suspensão, propiciando a formação de grãos relativamente maiores.

A abundância de *psoids* marinhos (*giant ooids*) no registro neoproterozóico foi também atribuída à predominância das rampas carbonáticas e relativa pouca frequência de plataformas protegidas. Tal situação teria ocorrido devido ao declínio dos estromatólitos formadores de recifes ao final do Neoproterozóico (Grotzinger 1989, 1990) e, também, devido a aumento considerável das áreas costeiras, resultante da fragmentação de supercontinente.

4.3.2. Ambientes de sedimentação da Formação Bocaina

A Formação Bocaina é marcada pela ocorrência de intensa dolomitização, à qual estaria também associada a silicificação que passa a predominar para o topo. Outra característica é a relativa ausência de sedimentos terrígenos, restritos a esparsas concentrações de grãos e grânulos de quartzo bem arredondados observados na base da unidade.

A sedimentação desta unidade é interpretada como tendo origem em extensa planície de maré com transição desta, a leste, para a borda de plataforma marinha, sujeita a ação de correntes marinhas ascendentes.

A abundância de dolomitos é uma das característica das sucessões carbonáticas neoproterozóicas que aparecem capeando depósitos glaciogênicos, tanto da glaciação Sturtian quanto da Varanger (Young 1995). Nas Mackenzie Mountains (Noroeste do Canadá), Aitken (1991a,b) e Narbonne *et al.* (1994) descreveram dolomitos laminados denominados informalmente como "*tepee dolomites*" (Eisbacher 1981), semelhantes aos

descritos na Fazenda Pedra Branca. Além da semelhança litológica, os dolomitos destas localidades apresentam a mesma relação estratigráfica com os sedimentos glaciogênicos sotopostos. Eisbacher (1981) notou que os "*tepees dolomites*" do Canadá são semelhantes aos "*cap dolomites*" do oeste africano (Deynoux & Trompette 1976) e aos do Adelaide Geosyncline, Sul da Austrália, sendo estes também observados no Leste da Groelândia e em Sptisbergen (Fairchild & Hambrey 1984). Tal fato demonstra ampla distribuição destes tipos de dolomitos, o que os torna importantes marcos estratigráficos.

Aparentemente, os dolomitos proterozóicos formaram-se através de diagênese precoce ocorrida próxima à superfície. Desta forma, os mesmos argumentos com relação à composição química da água oceânica proterozóica, utilizados para justificar a sedimentação primária, podem ser apresentados para o processo diagenético. Hipótese alternativa seria a de que a dolomitização teria sido meteórica, através de diagênese em zona de mistura da água do mar com a água continental (*mixing-zone*). A ausência de solo nas porções continentais emersas teria sido favorável à percolação de águas meteóricas até grandes profundidades. A textura bem preservada de dolomitos neoproterozóicas tem demonstrado a presença original de calcitas altamente magnesianas (Tucker 1982, 1986b) e de aragonitas (Peryt *et al.* 1990), posteriormente dolomitizadas.

No caso da Formação Bocaina, a possível origem de espesso pacote dolomítico teria sido a ocorrência de condições excepcionais de bombeamento da água do mar através dos sedimentos. Estas condições poderiam estar relacionadas à rápida transgressão marinha pós-glaciação, que também teria sido responsável pela formação das rochas fosfáticas. Isto indicaria que a transgressão marinha do topo da Formação Bocaina teria se dado já sob condições oceânicas.

Outra característica da transgressão marinha da Formação Bocaina é a sua relativa pouca amplitude em termos de elevação do nível do mar, porém com avanço do mar por uma extensa área sobre o continente, previamente aplainado. Tal conformação geomorfológica teria possibilitado o desenvolvimento de extensas plataformas epinerfíticas sob condições de águas rasas e bem iluminadas, propícias à proliferação de atividade microbiana bentônica e formação dos estromatólitos, os quais teriam favorecido ainda mais a dolomitização.

Plataformas epinerfíticas desenvolveram-se em épocas de nível do mar elevado, sob condições de estabilidade tectônica. Estas condições tendem a ocorrer durante prolongadas fases de *drift* de placas tectônicas, propícias ao desenvolvimento de seqüências cíclicas de planícies de maré (Pratt & James 1986).

4.4. Formação Tamengo

A Formação Tamengo, com 80 a 100 m de espessura, é caracterizada por calcários calcíticos carbonosos de marcante cor preta, por vezes dolomíticos, com teores de MgO inferiores a 5%. São freqüentes as intercalações de folhelhos carbonosos, alternados em sucessões rítmicas. Em sua base, estão posicionados quartzo arenitos e expressiva brecha sedimentar com clastos de litologia diversificada (calcário, dolomito, silexito e fosforito). Em níveis médios e superiores, esta unidade apresenta abundantes ocorrências de fósseis metazoários.

Os calcários calcíticos da Formação Tamengo são homogêneos e extremamente puros em carbonato, características que favorecem sua exploração na fabricação de cal e cimento e no uso como corretivo de solo e na indústria química. Estas atividades vêm proporcionando abertura de inúmeras frentes de lavras, com amplas e contínuas exposições, as quais têm permitido boa caracterização das relações faciológicas e obtenção de amostras inalteradas para estudos isotópicos. Entre estas frentes de lavra, a da Pedreira Laginha, em Corumbá, apresenta a mais completa exposição da Formação Tamengo, aqui proposta como seção-tipo. Nela são observadas todas as fácies descritas e a transição, no topo, para os folhelhos da Formação Guaicurus (figura 4.20).

Boas exposições da Formação Tamengo também são encontradas na Pedreira Saladeiro, na escarpa de Corumbá - Ladário (margem do Rio Paraguai), e na porção central não deformada do Planalto da Bodoquena (Serra do Rio Perdido e Vale do Rio Salobra). Ocorrem também a leste de Bonito e Bodoquena, já no domínio da Faixa Paraguai onde, em função dos dobramentos isoclinais, as camadas calcárias encontram-se expostas em morros alongados segundo direção norte-sul.

As exposições da Formação Tamengo e os espessos pacotes de filitos e ardósias da Formação Guaicurus, expostos na porção oriental do Planalto da Bodoquena, no domínio da faixa de dobramento, foram mapeados como Grupo Cuiabá por Corrêa *et al.* (1976, 1979), Nogueira *et al.* (1978) e Araújo *et al.* (1982). Estes autores utilizaram como critério de mapeamento as fases de deformação tectônica e desprezaram as semelhanças litológicas destas exposições com as do Grupo Corumbá a oeste. Recente descoberta de ocorrência de *Cloudinas* em metacalcário em Bodoquena, considerados nos referidos mapeamentos como Grupo Cuiabá, comprova que estes metassedimentos dobrados e deformados constituem extensão lateral do Grupo Corumbá na faixa de dobramentos.

Figura 4.20. Seção colunar representativa da seção-tipo da Formação Tamengo na Pedreira Laginha, situada na BR-262, 16 km ao sul de Corumbá.

Diante destas constatações, foi retomada a definição original de Almeida (1965a) para o Grupo Corumbá, o que implica estender o limite com o Grupo Cuiabá para leste do comumente apresentado nos mapas geológicos disponíveis (figura 2.5, pg. 28). Desta forma, as exposições do Grupo Cuiabá ficam restritas a uma estreita faixa de afloramentos nas porções orientais, nas proximidades do limite oeste da Bacia do Paraná.

4.4.1. Fácies da Formação Tamengo

A Formação Tamengo exhibe variação faciológica lateral de oeste para leste, ou seja, entre as exposições sobre o cráton e as deformadas na faixa de dobramentos (figura 4.21 e quadro 4.4). Sobre o Cráton Amazônico há maior diversidade de fácies e predomínio das fácies de *ooids grainstones* e de ritmitos (*mudstones*/folhelhos carbonosos), onde se concentram as ocorrências dos fósseis *Cloudina* e *Corumbella*. Para leste, ocorrem apenas as fácies de ritmitos e as de *mudstones*. Na transição entre o cráton e a faixa de dobramentos, predominam as fácies de *ooid grainstones*.

Na Pedreira Laginha, nas proximidades da BR-262, e na Pedreira Saladeiro, às margens do Rio Paraguai, abaixo da Fábrica de Cimento Itaú, ambas em Corumbá, encontram-se boas exposições desta unidade e as principais ocorrências fossilíferas. As exposições representativas da Formação Tamengo na faixa de dobramento podem ser observadas na Pedreira Horii, em Bodoquena, e na Pedreira da Mineração Aquidauana, ao sul de Agachi, leste de Miranda, e em Bela Vista, nas pedreiras da Itamarati e da Mineração Bodoquena, na porção meridional da Faixa Paraguai.

Figura 4.21. Distribuição das fácies da Formação Tamengo sobre o Cráton Amazônico e na Faixa Paraguai.

QUADRO 4.4. SÍNTESE DAS FÁCIES DA FORMAÇÃO TAMENGO

fácies	descrição	estruturas sedimentares	geometria do corpo	ambiente
<i>rudstones</i> com <i>Cloudina</i>	fósseis de <i>Cloudina</i>	maciça	camadas métricas	baixo sujeito à ressedimentação
<i>oncoid rudstones</i>	<i>oncoids</i> de 2 a 4 mm de diâmetro	maciça	camada de 5 m de espessura	baixo sujeito à ressedimentação
<i>ooid grainstones</i>	<i>ooids</i> e fósseis de <i>Cloudina</i>	maciça	camadas métricas	baixo oolítico (<i>ooid shoal</i>) sujeito à ressedimentação
ritmitos	pares rítmicos de <i>mudstones</i> e folhelhos carbonosos, intercalação de camada de microfosforito, ocorrência de <i>Corumbella</i>	estrutura interna maciça	camadas decimétricas	água profunda - hemipelágica para os folhelhos e periplataformar para os carbonatos (turbidito distal)
margas carbonosas	micrita e matéria orgânica	laminação plano-paralela	camadas métricas	água profunda (pelágico)
<i>mudstones</i> calcínicos pretos	micrita	maciça	camadas decimétricas a métricas na faixa de dobramento	águas de baixa energia: lagunar ou água profunda
<i>rudstones</i> com clastos arredondados	clastos arredondados centimétricos de carbonatos	granodecrescente	camadas de 10m	ressedimentação em talude
brechas intraformacionais	clastos de tamanhos e litologias diversos	maciça e gradacional	cuneiforme	talude
quartzo-arenitos	grãos arredondados de quartzo, esféricos e bem selecionados	maciça	camadas com 10 m de espessura e extensa continuidade lateral	borda de plataforma com retrabalhamento eólico

Fácies de quartzo-arenitos

Esta fácies pode ser observada no corte da ferrovia a nordeste da Pedreira Laginha, em Corumbá, onde ocorrem arenitos de granulometria fina a média, com grãos esféricos, bem arredondados, boa seleção granulométrica e sem matriz. São maciços, e ocorrem em camada única que alcança espessuras superiores a 10 m. Esta mesma camada se estende para sudoeste, onde a passagem dos arenitos para a fácies de *rudstones* com clastos arredondados é observada. Os arenitos são também observados na Morraria Sajutá, ao sul de Corumbá, onde atingem 1 m de espessura e transicionam para *mudstones*.

Em seção delgada (figura 4.22), estes arenitos apresentam grãos de tamanho areia média a fina, muito bem arredondados e subesféricos, com cimento dolomítico (cristalinidade mediana) e porções disformes preenchidas por sílica (mega-quartzo). O arcabouço é frouxo, sem que ocorra o contato entre os grãos.

0 mm 1

Figura 4.22. Fotomicrografia de amostra de quartzo-arenitos da base da Formação Tamengo coletada em corte da ferrovia nas proximidades da Pedreira Laginha, em Corumbá (nicóis cruzados).

Interpretação

Estes arenitos são os mesmos que Almeida (1965a) fez referência como constituindo a base da Formação Tamengo, associados à regressão marinha. Sob esta condição, teria havido escorregamento, fluidificação e conseqüente ressedimentação de corpos arenosos depositados originalmente na plataforma, o que explicaria a ausência de estruturas sedimentares.

A boa seleção e arredondamento dos grãos permite interpretar possível retrabalhamento eólico dos grãos.

Fácies de brechas intraformacionais

Brechas sedimentares de matriz micrítica e composição dolomítica (teores de MgO entre 10 a 20%), com clastos de tamanho e formas diversificados e tipos diversos de intraclastos ocorrem em corpo contínuo ao longo da rodovia Bonito-Bodoquena, sendo também observadas na Pedreira Laginha, em Corumbá, e em Porto Morrinhos (figura 4.23).

Figura 4.23. Localização das principais ocorrências da brecha intraformacional da base da Formação Tamengo, ao longo do limite do Cráton Amazônico com a Faixa Paraguai.

Em determinadas regiões, como ao norte de Bonito, ao longo da rodovia para Bodoquena, estas brechas apresentam teor em P_2O_5 por volta de 5%. A maioria das ocorrências situa-se no limite da faixa de dobramento com o cráton, ou nas proximidades destes, onde podem ser confundidas com brechas tectônicas devido à presença de inúmeras falhas inversas. Entretanto, a diversidade litológica e preservação das formas dos clastos, assim como a ausência de sinais de deformação na matriz, não permitem associá-las a processos tectônicos.

Os clastos são constituídos de dolomito, calcário, silxito, fosforito e *ooid grainstone*, nesta ordem de frequência. São angulosos e suas dimensões variam desde milímetros até decímetros. Apresentam distribuição pobremente selecionada e não se observa nenhuma estrutura sedimentar na fácies como um todo, apesar da rocha exibir incipiente estratificação e gradação normal. Ocorrem vênulas de calcita branca com cristais centimétricos de fluorita roxa. Em duas localidades distintas, na fazenda São Cristóvão, ao norte de Bonito, e no corte da ferrovia, próximo à Pedreira Laginha, em Corumbá, foram observados clastos decimétricos de estromatólito colunar silicificado.

Esta fácies grada lateralmente para a fácies de *rudstones* com clastos arredondados.

Interpretação

A constituição litológica dos clastos desta brecha, oriundos em sua maioria de rochas da Formação Bocaina, evidencia que ocorreu significativo rebaixamento eustático com retrabalhamento e deposição dos clastos desta formação na borda da plataforma.

O posicionamento das exposições desta brecha ao longo do limite entre a cobertura cratônica e a faixa de dobramento, ou nas proximidades deste, evidencia que este limite seria coincidente com a borda do talude do paleocontinente, onde os processos de ressedimentação teriam predominado.

Fácies de *rudstones* com clastos arredondados

Englobam-se nesta fácies *rudstones*, com clastos arredondados de carbonato de tamanhos diversos que constituem até 80% da rocha e, também, *wackestones* maciços com clastos milimétricos. A fácies é caracterizada por pacotes espessos (5-10m) com boas exposições dos *wackestones* na Pedreira da Corcal, em Corumbá (figura 4.24), onde ocorrem intercalações de *mudstones* laminados de cor vermelha com estratificações convolutas (figura 4.24). Os clastos, sempre muito bem arredondados, são de carbonatos de composições distintas, em sua maioria *mudstones* com textura e cores diversas imersos em matriz micrítica. Ocorrem também clastos de *grainstones* e de *rudstones* (4.25).

Interpretação

Esta fácies encontra-se em contexto de retrabalhamento sedimentar em talude, com origem dos clastos pela erosão e retrabalhamento dos depósitos da plataforma, onde grande parte dos sedimentos carbonáticos teria sido produzida (*carbonate factory*), constituindo, assim, variação faciológica lateral e distal da fácies de brecha intraformacional. Desta forma, esta fácies se enquadra no que Pickering *et al.* (1989) definiram como *debrites*, com transporte através de fluxos turbulentos do que teria resultado o aspecto textural maciço. Coniglio & Dix (1992) descreveram *debrites* na forma de camadas espessas resultantes da amalgamação de dois ou mais depósitos de fluxos de detritos, ressaltando a dificuldade em se individualizar as camadas.

Neste contexto, teria ocorrido até mesmo o retrabalhamento dos próprios sedimentos depositados no talude, por onde as correntes de fluxos teriam passado. Isto é evidenciado pela presença freqüente de clastos constituídos de material retrabalhado desta mesma fácies, o que também evidencia rápida cimentação dos sedimentos.

A presença de estratificações convolutas implica a ocorrência de processo de deslizamentos durante parte da sedimentação, sem que os sedimentos tivessem sido solidificados. Estes deslizamentos poderiam estar associados ao simples acúmulo de sedimentos no talude, com o desequilíbrio provocado pelo aumento do peso, ou mesmo por possíveis sismos tectônicos.

Figura 4.24. Estratificações convolutas presentes na Pedreira da Corcal em Corumbá.

Figura 4.25. Seção da pedreira Corcal, em Corumbá, com fotomicrografia dos wackestones e dos rudstones. Detalhe das estratificações convolutas na figura 4.24.

Fácies de mudstones calcíticos pretos

Esta fácies ocorre na forma de camadas centimétricas a decimétricas de grande continuidade lateral exibindo aspecto maciço. Em Corumbá, aparece em diversos níveis estratigráficos ao longo da Formação Tamengo, associada à fácies de ritmitos e de margas carbonosas. Torna-se menos freqüente no topo da formação, onde camadas apresentam espessuras centimétricas intercaladas com a fácies de *ooid grainstone*.

Os *mudstones* calcíticos pretos são mais abundantes nas exposições orientais, onde formam pacotes de 20 a 30 m de espessura, como os da região de Três Morros, a oeste de Bonito, na Serra do Rio Perdido e no vale do Rio Salobra. Apresentam cor preta e possuem comumente veios de calcita branca, constituindo calcários calcíticos muito puros.

Os *mudstones* da base da seção da Pedreira Saladeiro apresentam grãos de quartzo (<5%) subangulosos e estilólitos paralelos ao acamamento. Sob o microscópio, apresentam estrutura irregular com pelóides micríticos com margens indistintas e glóbulos de contornos imprecisos, constituindo, assim, o que Tucker & Wright (1990) definiram como "estrutura grumosa" (figura 4.26).

Interpretação

A presença de lama carbonática (micrita) evidencia condições de baixa energia, onde teria havido deposição por decantação. Em águas agitadas as partículas finas permanecem em suspensão e não são depositadas (Friedman 1985).

A origem da lama carbonática, no entanto, é questão controvertida. Esta pode se originar pela morte e decaimento de organismos bentônicos, pela abrasão de partículas carbonáticas maiores, por acumulação de biota planctônica e até por precipitação direta ou induzida pela atividade fotossintetizante do fitoplâncton (Wilson 1986, Tucker & Wright 1990). Esta discussão é ainda mais polêmica com relação à sedimentação carbonática neoproterozóica, para a qual é aventada a hipótese de precipitação química direta de carbonato (Grotzinger & Knoll 1995).

Devido à presença de matéria orgânica, a qual fornece a característica cor preta, estes *mudstones* são interpretados como depositados em águas pouco agitadas e anóxicas. Estas condições poderiam ter ocorrido tanto em águas rasas, em ambientes protegidos por barreiras (lagunares), como também em águas profundas, abaixo do nível de base de ondas normais, em condições periplataformais.

Figura 4.26. Seção da Pedreira Saladeiro representativa da porção média superior da Formação Tamengo, situada na escarpa que margeia o Rio Paraguai em Ladário, abaixo da fábrica de cimento, vizinha à cidade de Corumbá.

Fácies de margas carbonosas

Margas carbonosas ocorrem em camadas métricas intercaladas em diversos níveis estratigráficos da Formação Tamengo (figura 4.27). São facilmente intemperizadas, onde se encontram com cor amarelada, porém com a estrutura laminar preservada. Encontram-se inalteradas apenas em cortes recentes, como o da Pedreira Laginha.

São freqüentes as ocorrências de minerais sulfetados, como pirita e calcopirita, em aglomerados milimétricos.

Figura 4.27. Camada de marga carbonosa, com 2 m de espessura, intercalada na base da Formação Tamengo na Pedreira Laginha, em Corumbá.

Interpretação

A presença de matéria orgânica evidencia condições euxínicas, não favoráveis à sedimentação carbonática.

Depósitos de folhelhos orgânicos requerem alta produtividade orgânica na zona fótica, baixa circulação e águas pobres em oxigênio. Camadas orgânicas de ocorrência em nível global ou mesmo regional são atribuídas a eventos oceânicos anóxicos, os quais geralmente encontram-se associados a eventos transgressivos (Tucker & Wright 1990).

Fácies de ritmitos

Os ritmitos que caracterizam esta fácies são formados por pares de camadas centimétricas de *mudstones* calcíticos pretos alternados com camadas com folhelhos carbonosos, sendo que estes são intemperizados facilmente para material argiloso de cor amarelada ou típica cor violácea (figura 4.28).

Figura 4.28. Ritmito de *mudstones* e folhelhos da Formação Tamengo com folhelhos parcialmente intemperizados exibindo característica cor roxa. Exposição da Pedreira Laginha, em Corumbá.

Estes ritmitos ocorrem geralmente em posição estratigráfica mediana na Formação Tamengo. Na exposição da Pedreira Laginha, constituem pacote único, com espessura de 10 a 15 m. Já na Pedreira Saladeiro, os pacotes rítmicos apresentam 1 a 2 m de espessura, alternando-se com camadas de *mudstones* calcíticos maciços.

Parte dos ritmitos sofreu processos de *boudinage* sedimentar, que originaram calcários pseudonodulares, como os observados no Planalto Bodoquena, na estrada que

liga Três Morros à Vila Gaúcha, em pacote de 15 m de espessura (figura 4.29). Os pseudonódulos de *mudstones* calcíticos exibem forma tabular (com 3 a 5 cm de espessura) e se apresentam envolvidos por margas com laminação milimétrica. Na superfície do acamamento notam-se montículos irregulares. Apresentam fraturas perpendiculares ao acamamento, preenchidas por calcita, e extremidades adelgaçadas.

Figura 4.29. Calcário pseudonodular exposto no Planalto da Bodoquena, na estrada que liga Três Morros à Vila Gaúcha, originado por *boudinage* sedimentar das camadas de *mudstones* da Fácies de ritmitos (escala 5 cm).

Ocorrem intercalações de camadas centimétrica de microfosforito maciço, como a que pôde ser observada na Pedreira Saladeiro. As ocorrências de fosfato pesquisadas pela CPRM (Luz *et al.* 1980) ao norte de Bonito, na forma de camadas e nódulos de rocha fosfática intercaladas em folhelhos, são também associadas a esta fácies.

São nestes ritmitos que são encontradas as concentrações de *Corumbella* (Zaine 1991), na forma de dois níveis bem característicos, um na base do pacote e outro na porção superior, sendo este último associado a camada de 1 a 2 cm de microfosforito.

Os fósseis em ritmitos foram encontrados apenas nos afloramentos da Formação Tamengo em Corumbá e Ladário. Em exposições deste ritmito em Bodoquena, não foram observados fósseis, nem mesmo em cortes frescos da pedreira da fábrica de cimento ali presente. Na Pedreira da Mineração Aquidauana, a leste de Miranda, a seção é praticamente toda constituída por ritmitos onde as camadas são subcentimétricas a milimétricas (figura 4.30), onde também não foram encontrados fósseis.

Figura 4.30 - Seção colunar da pedra da Mineração Aquidauana, situada a leste de Miranda, onde há predominância da fácies de ritmitos (*mudstones* / folhelhos).

Em camadas de folhelhos carbonosos dos ritmitos, na Pedreira Saladeiro, foram também encontrados restos orgânicos na forma de fitas (metáfitas) encurvadas, entrecruzadas e ramificadas, com 0,3 a 1,0 mm de largura e até 58 mm de comprimento, identificados por Zaine (1991) como vendotaenídeos do gênero *Tyrasotaenia* (Gnilovskaya 1979).

Interpretação

A predominância desta fácies nas exposições a leste, no domínio da Faixa Paraguai, seria evidência de maior profundidade da bacia nas porções orientais. Nestas regiões, a deposição dos carbonatos teria ocorrido por transporte de sedimentos produzidos na plataforma rasa, posteriormente depositados na periplateforma, onde a sedimentação dos folhelhos teria ocorrido sob condições hemipelágicas. Pickering *et al.* (1989) definiram o termo hemipelágico para o material terrígeno fino introduzido no ambiente marinho costeiro, através da erosão costeira ou por transporte fluvial constituindo típicas misturas de sedimentos terrígenos com sedimentos carbonáticos (*mixed siliciclastic-carbonate*).

Coniglio & Dix (1992) fizeram referência a terrígenos clásticos pelágicos como sendo sedimentos argilosos transportados pela água e pelo vento e depositados no talude. Já a sedimentação carbonática pelágica é descartada, uma vez que se desconhece que este tipo de sedimentação tenha sido significante antes do surgimento dos organismos planctônicos no Jurássico. Atualmente, a sedimentação carbonática pelágica, ou seja, em mar aberto, está restrita a bacias profundas, associada à acumulação de remanescentes micrométricos de esqueletos carbonáticos e silicosos de zooplâncton e fitoplâncton, acrescida de detritos vulcanogênicos e cosmogênicos.

Depósitos pleistocênicos com argilas hemipelágicas na forma de intercalações rítmicas em carbonatos periplateformais foram descritos no talude do lado norte do Banco da Bahama Pequena (Schlager *et al.* 1986). Segundo Coniglio & Dix (1992), esse tipo de depósito se destaca pela homogeneidade litológica e granulométrica, extensão lateral de centenas de metros e ausência de variação da espessura dos estratos.

Estudos recentes sugerem que esta associação de calcário e argilito seria produzida por diagênese, com segregação de argila e formação de pseudoestratificação (Hallam 1986, Coniglio & James 1990), o que não aparenta ter sido a origem dos ritmitos da Formação Tamengo. Nestes, a textura carbonática se encontra bem preservada e existem fósseis nas intercalações argilosas.

Não se descarta, porém, a possibilidade de os ritmitos representarem ciclicidade do tipo Milankovitch, onde as variações orbitais teriam causado flutuação na insolação e, conseqüentemente, variações na produtividade orgânica e/ou no aporte terrígeno ao

oceano (Tucker & Wright 1990), requerendo, no entanto, maior detalhamento das seções estratigráficas para verificar esta interpretação.

Os níveis ricos em carapaças inteiras de *Corumbella*, associados às camadas de fosforitos (*hardground*), podem representar superfícies de inundação máxima, durante as quais, a pausa na sedimentação teria propiciado a formação das camadas de fosforitos.

A presença de Vendotaenídeos (*Tyrasotaenia* - Gnilovskaya 1979), descritos por Zaine (1991), confere às camadas idade vendiana a tommotiana. Estes fósseis foram atribuídos a algas rodofíceas (Gnilovskaya 1979). Vidal (1989) questionou tal atribuição, interpretando-os como bainhas gigantes de cianobactérias, as quais apresentam ampla distribuição geográfica, sendo encontradas na Europa, América do Norte, China e África.

Fácies de ooid grainstones

Esta fácies é caracterizada por camadas de aspecto maciço com 1 a 2 m de espessura de *grainstone* cujos clastos são, em sua maioria, *ooids*. Encontra-se exposta na pedreira da Laginha, em Corumbá, e na pedreira da Mineração Horii, em Bodoquena.

Os *ooids* são elipsoidais, com dimensões do eixo maior entre 1,5 a 2 mm e dimensão do eixo menor variando de 0,5 a 1 mm. No geral, apresentam o interior recristalizado envolvido por córtex de micrita. Raros *grapestones* são também observados. Os *ooids* constituem arcabouço frouxo da rocha, e não foi observada nenhuma evidência de deformação plástica. Juntamente com os *ooids* são também encontrados fragmentos de exoesqueletos de *Cloudina*.

Em seção delgada, os *ooids* se apresentam com a porção interna recristalizada na forma de microsparito, ocorrendo também *ooids* com laminação concêntrica, porém estes são menos freqüentes e a laminação é geralmente mal preservada. Cristais euhedrais de dolomita (125 a 250 μ m) ocorrem de forma seletiva em estilólitos e no interior dos *ooids* (figura 4.31).

Interpretação

Os *ooids* da Formação Tamengo, ao contrário dos *psoids* da Formação Bocaina, não apresentam laminação concêntrica perfeita. Enquadram-se no que Flügel (1982) definiu como *superficial ooids*, definidos como *ooids* que apresentam a espessura do córtex menor que a metade do raio do núcleo ou que apresentam apenas uma ou duas lâminas envoltórias.

0 mm 1

Figura 4.31. Fotomicrografia de amostra da Formação Tamengo da seção da Pedreira Laginha (posição estratigráfica na figura 4.20), com *ooids* apresentando laminação concêntrica preservada e dolomitização ao longo de estilólitos

Estas estruturas, na Formação Tamengo, não aparentam constituir *oncoids*, onde a atividade biológica teria sido fundamental na origem, pois não apresentam sobreposições parciais de lâminas como as observadas na fácies descrita a seguir (figura 4.32). Existe a hipótese da porção interna, com calcita espática, representar porções originalmente aragoníticas, posteriormente dissolvidas, constituindo assim oomoldes. A presença original de aragonita é também sugerida pelos altos teores de Sr, por volta de 1500 ppm.

A presença de *ooids* nesta fácies indica que estes calcários tiveram origem em águas rasas e sobre a plataforma durante a transgressão marinha que marca o final da sedimentação da Formação Tamengo. Porém, devido ao aspecto maciço, aventa-se a hipótese de que tenham sido depositados em águas mais profundas por processos de ressedimentação através do talude da plataforma carbonática.

A dolomitização presente nesta unidade teria ocorrido por substituição epigenética e seletiva, conferindo teores de MgO em média de 5 %.

0 mm 1

Figura 4.32. Fácies de *oncoid rudstones* da Formação Tamengo, cujos *oncoids* têm laminação interna irregular e truncada, apresentando dolomitização seletiva em parte dos núcleos e na matriz (fotografia superior, com os nicóis cruzados).

Fácies de oncoid rudstone

Esta fácies ocorre em morrarias situadas a sudoeste da cidade de Corumbá, constituída por *rudstone* cujos clastos são de *oncoids* com tamanhos variando de 2 a 4 mm (figura 4.32). A matriz perfaz 10% e exibe incipiente estratificação plano-paralela. O pacote todo atinge aproximadamente 5 m de espessura.

Em seção delgada foi possível observar as laminações irregulares e truncadas dos *oncoids*, as quais se encontram parcialmente dolomitizadas, seletivamente no núcleo dos *oncoids*. Os cristais de dolomita são finamente cristalinos (10 μ m) e apresentam interfaces planares e não planares.

Interpretação

Estes *oncoids* representam a única evidência de atividade microbiana na Formação Tamengo, a qual teria sido predominantemente planctônica, em contraste à abundância de estromatólitos e de laminações algáceas constatada na Formação Bocaina. Tal relação poderia estar associada à elevação do nível do mar e a ambientes de águas relativamente mais profundas, que teriam predominado durante a sedimentação desta unidade.

Fácies de rudstones com Cloudina

Os depósitos de *rudstones* com *Cloudina* ocorrem na forma de camadas tabulares de espessuras métricas, sem estruturação interna, predominando no topo da Formação Tamengo.

Esta fácies é constituída por exoesqueletos milimétricos completos de *Cloudina* em meio a matriz micrítica, havendo concentrações de fósseis em camadas decimétricas. Estas camadas ocorrem em pontos diversos ao longo da escarpa de Corumbá-Ladário e em mais de um nível estratigráfico na seção da Pedreira Saladeiro. Na Pedreira Corcal, a nordeste da ferrovia, próxima aos britadores, esta fácies apresenta laminações onduladas com geometria aparentemente *hummocky*, com amplitudes de ondas decimétricas.

Os fósseis de *Cloudina* (figura 4.33) foram originalmente identificadas como algas, definidas como *Aulophicus luciano* por Beurlen & Sommer (1957). Os tubos foram interpretados como resultado da precipitação de carbonato sobre os talos, onde constituiriam, assim, apenas o molde de uma trama de algas. O conjunto destas formaria um biostroma. Em função desta interpretação, esta fácies foi descrita como estromatólito por Sommer (1957). Posteriormente, estas estruturas tubulares foram interpretadas como pertencentes a fósseis de *Cloudina* (Fairchild 1978) e identificadas por Zaine & Fairchild (1985, 1987) como *Cloudina luciano* e por Hahn & Pflug (1985)

como *Cloudina waldei*. Vidal *et al.* (1994) cogitaram a possibilidade de estes fósseis não constituírem uma nova espécie, e sim pertencerem à espécie *Cloudina hartmannae* (Germs 1972), anteriormente identificada no Grupo Nama (Namíbia).

0 1 cm

fóssil da coleção científica do DPE/IGUSP, N. 4127

0 1 mm

Figura 4.33. Fósseis e fragmentos de fósseis de *Cloudina* da Formação Tamengo.

Os fósseis de *Cloudina* da Formação Tamengo apresentam a forma de tubos de paredes lisas com uma extremidade aberta, mais larga, e a outra afunilada, fechada. São retas, com 5 a 15 mm de comprimento, apresentando corte transversal circular, onde a laminação é concêntrica, e, por vezes, decentrada. Os diâmetros dos tubos variam de 1 a 5 mm e algumas apresentam seção poligonal. São constituídas por carbonato e não apresentam nenhuma orientação preferencial, ocorrendo inclusive perpendicularmente ao

acamamento. Zaine (1991) descreveu a ocorrência esporádica de tênue franja fibro-radiada, originalmente aragonítica, ao redor dos tubos.

Na estrada que liga Bodoquena a Morraria, a 10 km da primeira, foi encontrada nova ocorrência de *Cloudina* em calcário dobrado, onde os fósseis se encontram levemente deformados.

Interpretação

O fóssil *Cloudina* representa o mais antigo esqueleto de metazoário conhecido e ocorre em sucessões neoproterozóicas de diversas localidades, como na Namíbia, China, EUA e Península Ibérica (Grant 1990, Morris *et al.* 1990, Vidal *et al.* 1994).

Vidal *et al.* (1994) encontraram acumulações de *Cloudina* na forma de espessas camadas, sem terem chegado a uma conclusão quanto ao ambiente deposicional. Encontraram evidências de que as conchas foram preservadas em ambientes de baixa energia, protegidos por barreiras, em função da natureza delicada das conchas. Mas também apresentaram a suposição de que os depósitos poderiam constituir estruturas resistentes nas proximidades da borda da plataforma, em função da cimentação carbonática entre as conchas, já que foram encontradas na forma de blocos em olistostromas. Interpretaram que estes animais se alimentavam por filtração, com provável afinidade com os cnidários.

Além da Namíbia, onde foram originalmente descritos no Grupo Nama (Germis 1972b), e da Ibéria Central, estes fósseis foram também descritos na Plataforma de Yangtse, no Sul da China (Sun & Xing 1996). Nesta região, ocorrem em dolomitos silicificados, associados a ocorrências de fosfato, sobrepostos a depósitos glaciogênicos. Também são encontrados em Oman, no Sudeste da Península Arábica (Conway Morris *et al.* 1990) e na seção White-Inyo do Sudoeste americano (Signor & McMenamin 1988, Signor *et al.* 1987) e Noroeste mexicano (McMenamin 1985).

Com relação às ocorrências da Formação Tamengo, Zaine (1991) baseou-se na observação de agregados de grande número de indivíduos para interpretar que os *Cloudinas* apresentavam hábito gregário e, possivelmente, sedentário.

Em todas sucessões estratigráficas portadoras de *Cloudina* conhecidas, estes são observados abaixo das primeiras ocorrências de fósseis típicos do início do Cambriano e associados a um ou mais dos seguintes tipos: fósseis ediacarianos, icnofósseis, vendotaenídeos e acritarcas vendianos. Não se conhece a ocorrência de *Cloudina* em limites inferiores aos da ocorrência da fauna de Ediacara, e o limite superior de ocorrência continua impreciso, com dúvidas se atinge ou não a base do Cambriano (Vidal *et al.* 1994).

Os fósseis de *Cloudinas* da Formação Tamengo ocorrem associados a contexto de águas relativamente profundas, atingidas apenas por ondas de tempestades, como

sugere a presença de *hummocky cross stratification*. Não parece ter sido este o ambiente de vida dos *Cloudinas*; portanto, estes depósitos devem representar fácies de ressedimentação, possivelmente associada a tempestitos, o que explicaria também a ausência de orientação dos tubos fósseis.

4.4.2. Ambientes de sedimentação da Formação Tamengo

A brecha carbonática intraformacional da base da Formação Tamengo representa acentuado rebaixamento do nível do mar que teria propiciado a formação de plataforma com quebra de talude, onde a brecha teria se depositado. Subseqüente elevação do nível do mar teria propiciado deposição de espessos pacotes de ritmitos (*mudstones* e folhelhos carbonosos) fossilíferos, com intercalações de camadas de fosforitos. Estes ritmitos teriam se depositado em condições pelágicas e periplateformais, em ambiente francamente oceânico.

Aparentemente, a porção inferior e mediana da Formação Tamengo estaria num contexto de sedimentação turbidítica, apesar de no estudo de fácies carbonáticas ser difícil diferenciar este contexto da sedimentação por suspensão, ao contrário do que comumente se aplica para a sedimentação terrígena (Coniglio & Dix 1992). Segundo estes autores, a sedimentação de talude é comumente representada por intercalações de lamas calcárias cinza escuro a pretas com folhelhos de extensa continuidade lateral, onde os calcários finamente laminados teriam se depositado em zonas de mínimo oxigênio, uma vez que, em ambientes oxigenados, os sedimentos tendem ser bioturbados. Apesar desta associação não ser válida para o pré-cambriano, devido a ausência de organismos bioturbadores.

Teríamos, assim, os ambientes de sedimentação da Formação Tamengo em contexto de declive (talude) com passagem brusca de ambientes de águas rasas, situados a oeste, para águas profundas, oceânicas, a leste. Apesar da relação da Formação Tamengo com a unidade subjacente, a Formação Bocaina, não ser facilmente visualizada, é de se esperar variação lateral entre as mesmas. Desta forma, a Formação Bocaina representaria ambientes relativamente mais rasos, sujeitos a exposição subaérea, e a Formação Tamengo ambientes de águas relativamente mais profundas, com deposição desta sobre a primeira durante transgressão marinha de leste para oeste, sobre o paleocontinente.

No caso da sedimentação da Formação Tamengo, não se sabe ao certo se os organismos contribuíram para a sedimentação pelágica autóctone da mesma forma que ocorre na sedimentação pelágica moderna, constituída de vasas de foraminíferos e de radiolários e por pelotilhas fecais. Já Tucker & Wright (1990) consideram que

sedimentos carbonáticos verdadeiramente pelágicos (autóctones) não existiam no Pré-Cambriano.

É difícil determinar a profundidade da sedimentação pelágica de depósitos antigos, a qual poderia ter existido tanto na faixa de 0 a 100m como até a vários quilômetros de profundidade, dependendo da zona de compensação da calcita.

A formação de sedimentos ricos em matéria orgânica requer alta produtividade orgânica na zona fótica e acúmulo desta em águas estagnadas e anóxicas (Demaison & Moore 1980). Estas condições podem ser encontradas em ambientes de baixa circulação, com estratificação da coluna d'água e porções inferiores anóxicas, como ocorre atualmente no Mar Negro (Tucker & Wright 1990).

Camadas orgânicas de ocorrência global, ou mesmo regional, relacionadas a contextos oceânicos são atribuídas a eventos anóxicos oceânicos (EAO). Os quais estariam associados a curtos períodos de alta produtividade orgânica, coincidentes com baixos níveis de oxigênio no oceano (Schlanger & Jenkyns 1976). Os eventos anóxicos oceânicos geralmente ocorrem durante eventos transgressivos, quando a inundação da plataforma provoca aumento nos níveis de produtividade orgânica, e também em períodos de clima homogêneo, como no Mesozóico, com ausência de calotas polares e de restrita circulação oceânica. Os EAO's estão também relacionados à elevação dos valores globais de $\delta^{13}\text{C}$, através do enriquecimento relativo da água do mar em ^{13}C resultante da concentração de ^{12}C na matéria orgânica preservada, assunto este abordado no capítulo 8, sobre as investigações isotópicas.

A dolomitização na Formação Tamengo ocorreu preferencialmente na fácies de *ooid grainstones*, através de processos de substituição epigenética. A brusca mudança da presença predominante de dolomitos na Formação Bocaina e praticamente inexistência destes na Formação Tamengo pode ser explicada pelo aumento do nível do mar e conseqüente diminuição em área dos ambientes de planície de maré ou, também, pela diminuição da disponibilidade de Mg^{2+} na água do mar.

4.5. Formação Guaicurus

A Formação Guaicurus, originalmente descrita por Almeida (1965a), é constituída por espesso pacote de folhelhos posicionados no topo do Grupo Corumbá. Suas exposições ocorrem a leste do Planalto da Bodoquena, geralmente muito intemperizadas e cobertas por pavimento de quartzo branco.

Esta unidade aflora praticamente ao longo de todo o vale do Rio Miranda, na sua porção a leste do Planalto Bodoquena, onde o relevo aplainado e a cobertura detrítica dificultam sua análise estratigráfica. O contato destes folhelhos, parcialmente

metamorfisados, com o Grupo Cuiabá, posicionado a leste, requer ainda melhor definição, dificultada pela escassez de boas exposições e ocorrência de falhas inversas.

Folhelhos não deformados podem ser observados no Maciço Urucum, sobre os calcários da Formação Tamengo. Boas exposições estão presentes também na Pedreira Laginha e no Parque Marina Gattaz, em Corumbá.

4.5.1. Fácies da Formação Guaicurus

A Formação Guaicurus se destaca pela ocorrência de apenas um tipo de fácies sedimentar conhecida, constituída por folhelhos. Apesar de ser a única litologia identificada, esta unidade é diferenciada entre as demais, do Grupo Corumbá, pela sua espessura de centenas de metros.

Fácies de folhelhos

Esta fácies é relativamente homogênea, constituindo pacote único de folhelhos de continuidade lateral quilométrica, com mais de uma centena de metros de espessura. Esta fácies caracteriza a Formação Guaicurus como um todo, demarcando o final da sedimentação do Grupo Corumbá. Os folhelhos ocorrem pouco ou nada dobrados quando posicionados sobre o Cráton Amazônico, e em dobras isoclinais, levemente metamorfoseadas na faixa de dobramentos.

Em exposições na Pedreira Laginha, foi possível observar inúmeras intercalações carbonosas ricas em fósseis ainda não identificados (figura 4.34).

Figura 4.34. Folhelho da Formação Guaicurus com intercalações carbonosas ricas em fragmentos de fóssil planctônico. Pedreira Laginha, Corumbá.

4.5.2. Ambientes de sedimentação da Formação Guaicurus

O espesso pacote pelítico que recobre os calcários indica que as condições necessárias para a formação de rochas carbonáticas não mais existiam. Tal mudança pode ser explicada pela ocorrência de maior aporte terrígeno na bacia.

A ausência de sedimentos carbonáticos poderia ser explicada pelo aumento acentuado da profundidade da bacia. Segundo Tucker & Wright (1990), nas regiões tropicais, abaixo de 200-300 m de profundidade, os clastos carbonáticos ficam sujeitos à dissolução, e as taxas de sedimentação carbonática chegam a ser tão baixas que se igualam às taxas de dissolução, caracterizando plataforma carbonática afogada pela elevação eustática do nível do mar.

Outra possibilidade seria a de ter ocorrido diminuição da sedimentação carbonática por estresse ambiental, resultante do desenvolvimento de águas pobres em oxigênio e/ou nutrientes ou de mudanças climáticas. Movimentos de placas tectônicas, e conseqüente mudança latitudinal da posição da plataforma, seriam também causas de mudanças bruscas na temperatura, salinidade e/ou transparência das águas sem necessariamente ter ocorrido elevação relativa do nível do mar (Davies *et al.* 1989).

4.6. Evolução tectônica e paleogeográfica do Grupo Corumbá

A sedimentação basal do Grupo Corumbá, representada pelos sedimentos predominantemente terrígenos das formações Cadiueus e Cerradinho, é marcada pela evolução de bacia do tipo *rift*. A esta fase de *rifting* continental estaria também associada a deposição dos conglomerados da Formação Urucum, sotopostos às formações ferríferas e manganíferas da Formação Santa Cruz (Grupo Jacadigo), em bacias confinadas provavelmente por falhas, presentes no Maciço do Urucum.

As relações acima expostas conduzem à interpretação de que a evolução de *riffts* nos estágios iniciais da sedimentação do Grupo Corumbá e do Grupo Jacadigo estaria relacionada ao *rifting* de supercontinente Neoproterozóico (Bond *et al.* 1984). A presença de um supercontinente no Neoproterozóico tem sido também evocada como causa das glaciações do final do Pré-Cambriano, que na região enfocada seria representada pela Formação Puga, com evidências também no Grupo Jacadigo.

O proposto *rift* que teria dado origem à Bacia Corumbá apresenta registro sedimentar pouco espesso, entre 200 e 300 m, e escasso registro vulcânico, características estas também observadas por Pelechaty *et al.* (1996) em seqüência de *rift* desenvolvida na borda nordeste do Cráton da Sibéria, na transição do Vendiano para o Cambriano.

A evolução de inúmeros *riffts* em escala global teria propiciado a geração de assoalhos oceânicos jovens e redução do volume das bacias e conseqüente elevação do

nível do mar. Este processo teria sido também responsável pelo aumento da circulação das correntes oceânicas, acompanhado de inúmeras ressurgências marinhas e marcante evento fosfogenético associado à origem de dolomitos (Kaufman & Knoll 1995), contexto este com registro na Formação Bocaina.

A sedimentação da Formação Tamengo, francamente oceânica, marca novo e expressivo evento transgressivo associado à expansão (fase *drift*) da Bacia Corumbá. A sedimentação carbonática da Formação Tamengo é substituída pela sedimentação terrígena pelítica da Formação Guaicurus. Esta mudança no tipo de sedimentação teria ocorrido por afogamento da plataforma carbonática e/ou brusca mudança climática, resultando na acumulação de espesso pacote de folhelhos que marca o final da sedimentação da bacia (figura 4.35 e quadro 4.5):

Figura 4.35. Carta estratigráfica do Grupo Corumbá

QUADRO 4.5. FÁCIES SEDIMENTARES DO GRUPO CORUMBÁ

UNIDADE	FÁCIES	INTERPRETAÇÃO
FORMAÇÃO GUAICURUS	- Fácies de folhelhos	plataforma afogada
FORMAÇÃO TAMENGO	<ul style="list-style-type: none"> - Fácies de <i>rudstones</i> com <i>Cloudina</i> - Fácies de <i>ooid grainstones</i> - Fácies de <i>oncoides rudstones</i> - Fácies de ritmitos (<i>mudstones</i>/ folhelhos) - Fácies de <i>rudstones</i> com clastos arredondados - Fácies de <i>mudstones</i> calcíticos pretos - Fácies de margas carbonosas - Fácies de brechas intraformacionais - Fácies de quartzo-arenitos 	evento transgressivo em borda de plataforma
FORMAÇÃO BOCAINA	<ul style="list-style-type: none"> - Fácies de <i>psoids rudstones</i> - Fácies de rochas fosfáticas - Fácies de dolomitos estromatolíticos - Fácies de <i>mudstones</i> alternados com silexitos - Fácies de <i>flakestones</i> - Fácies de <i>mudstones</i> dolomíticos estratificados - Fácies de estromatólitos LLH 	planície de maré e borda de plataforma sujeita a <i>upwellings</i>
FORMAÇÃO CERRADINHO	<ul style="list-style-type: none"> - Fácies de <i>grainstones</i> com laminações cruzadas - Fácies de folhelhos - Fácies de arenitos com lâminas de argilito - Fácies de arcóseos finos a médios 	retrabalhamento, em planície de maré, de borda de leque aluvial (fan-delta)
FORMAÇÃO CADIUEUS	<ul style="list-style-type: none"> - Fácies de folhelhos roxos - Fácies de arcóseos médios a grossos - Fácies de ortoconglomerados polimíticos 	leques aluviais

5. FORMAÇÃO ARARAS

A Formação Araras é caracterizada por rochas carbonáticas que afloram na Província Serrana (Serra das Araras), Estado de Mato Grosso, e com extensão a oeste, sobre o Cráton Amazônico, em direção Bolívia. Apresenta boas exposições em dezenas de pedreiras na região Bauxi, Nóbres e Cáceres, o que possibilita uma boa caracterização geológica.

Almeida (1964a) a descreveu como "Grupo Araras", sugerindo a possibilidade destas rochas carbonáticas serem subdividas em uma formação inferior, com predomínio de calcários calcíticos, e outra superior, dolomítica. Tal subdivisão foi efetuada por Hennies (1966), denominando-as, respectivamente, formações Guia e Nobres, tendo incluído os carbonatos do Sinclinal da Guia neste grupo.

Litologicamente, os carbonatos da Formação Araras foram considerados semelhantes aos da região de Corumbá e Serra da Bodoquena por Almeida (1964a), apesar da sucessão dos dolomitos sobre calcários calcíticos, característica marcante da Formação Araras, ser contrária ao que ocorre ao sul, onde os dolomitos da Formação Bocaina encontram-se sotopostos aos calcários da Formação Tamengo.

Os Carbonatos Araras foram englobados na categoria de formação por Figueiredo *et al.* (1974) e Barros *et al.* (1982) e inserida no Grupo Alto Paraguai, por ter sido constatada a passagem gradativa, no topo, para os arenitos da Formação Raizama. Schobbenhaus *et al.* (1984) consideraram todas as exposições carbonáticas ao longo da Faixa de Dobramento Paraguai como originadas numa mesma bacia sedimentar, inserindo os carbonatos em uma só unidade estratigráfica, sob a designação de Formação Araras.

A Formação Araras na Província Serrana foi investigada por Luz & Abreu Filho (1978) com vistas ao conhecimento do potencial econômico em calcários e dolomitos e quanto a possibilidade de ocorrência de cobre, chumbo, zinco, prata, flúor e fosfato. Neste trabalho, subdividiram a Formação Araras em membro inferior (calcítico) e membro superior (dolomítico). No primeiro membro constataram a presença de MgO em teores variando de 2 a 5 % enquanto que no superior identificaram teor médio de 20%. Determinaram anomalias de chumbo e bolsões de fluorita e não encontraram evidências de rochas fosfáticas.

Almeida (1984) sugeriu que a Formação Araras seria correlata às unidades do Grupo Corumbá, mencionando passagem gradativa, na base, para a Formação Puga e, no topo, também gradativa, para a Formação Raizama, mantendo, porém, a Formação Araras como unidade à parte do Grupo Alto Paraguai. Zaine & Fairchild (1992) interpretaram que a sedimentação, em parte, teria se dado sob condições evaporíticas,

com base na presença de dolomitos com pseudomorfos de evaporitos, *ooids* com textura radial e estruturas *tepees*

5.1. Fácies da Formação Araras

No presente trabalho, a Formação Araras é considerada unidade estratigráfica distinta do Grupo Corumbá, com o qual não existem ainda relações estratigráficas bem estabelecidas. Por este motivo, a Formação Araras é tratada como unidade à parte, e aqui considerada como constituída pelas rochas carbonáticas expostas na porção norte e nordeste da Faixa Paraguai, na Serra das Araras, abrangendo as exposições carbonáticas sobre o Cráton Amazônico, em Cáceres (MT), e as do Sinclinal da Guia, a noroeste de Cuiabá (figura 5.1).

A Formação Araras apresenta-se estratigraficamente de forma muito simples, sendo constituída, na base, por calcários calcíticos pretos com intercalações de folhelhos pretos, os quais se alternam em sucessões rítmicas, recobertos por dolomitos com abundância de estromatólitos no topo, em típica sucessão *shallowing upward*. Os estratos são plano-paralelos e apresentam continuidade lateral por centenas de quilômetros ao longo de todo o pacote, onde se individualizam duas associações faciológicas, uma calcítica e terrígena (inferior) e outra dolomítica (superior) - quadro 5.1.

QUADRO 5.1. FÁCIES SEDIMENTARES DA FORMAÇÃO ARARAS

<p>ASSOCIAÇÃO FACIOLÓGICA DOLOMÍTICA (SUPERIOR)</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Fácies de dolomitos estromatolíticos - Fácies de brechas intraformacionais - Fácies de <i>mudstones</i> estratificados - Fácies de <i>mudstones</i> maciços
<p>ASSOCIAÇÃO FACIOLÓGICA CALCÍTICA E TERRÍGENA (INFERIOR)</p>	<ul style="list-style-type: none"> - Fácies de ritmitos (<i>mudstone</i>/folhelho) - Fácies de <i>mudstones</i> calcíticos - Fácies de folhelhos carbonosos - Fácies de <i>grainstones</i>

Figura 5.1. Variação lateral das fácies da Formação Araras entre o Sinclinal da Guia e as exposições na Serra das Araras, situada na Província Serrana, unidade geomorfológica que abrange a porção norte e nordeste da Faixa Paraguai (legendas das colunas nas figuras 5.2 e 5.6).

5.2. Associação Faciológica Calcítica e Terrígena

Fácies de folhelhos carbonosos

Esta fácies é observada apenas nas pedreiras do Sinclinal da Guia (figura 5.1, 2 e 3), a N-NW de Cuiabá-MT, na base da Formação Araras, onde folhelhos, com camadas de até 1,5 m de espessura, encontram-se intercalados nos calcários calcíticos pretos (figura 5.4). Ainda nesta região, os folhelhos carbonosos formam camada de 20 m de espessura no topo da sucessão, acima dos dolomitos. A oeste desta estrutura, na Serra das Araras, os folhelhos carbonosos constituem lâminas alternadas com camadas centimétricas de *mudstones* calcíticos, fazendo parte, assim, da fácies de ritmitos (figura 5.5).

Estes folhelhos são interpretados como depositados sob condições euxínicas, que teriam permitido a conservação de grande quantidade de matéria orgânica.

Fácies de mudstones calcíticos

Da mesma forma que na fácies de folhelhos carbonosos, os *mudstones* e *grainstones* calcíticos constituintes desta fácies são individualizados em camadas decimétricas apenas no Sinclinal da Guia. Nesta localidade, os *grainstones* apresentam-se laminados e os *mudstones* tendem a ser mais maciços. Ambos são de cor preta, variando às vezes para um cinza escuro. A presença de pirita é observada nos *grainstones* e os *mudstones* tendem a ser mais carbonosos.

A cor preta a cinza dos calcários está relacionada à variação na quantidade de matéria orgânica, que diminui para o topo. A variação granulométrica de *grainstone* para *mudstone* estaria relacionada à variação no nível de energia do ambiente deposicional que, no geral, foi relativamente baixo.

Provavelmente esta fácies teve origem em ambiente de águas profundas, abaixo do nível de base de ondas de tempestades.

Fácies de ritmo (mudstones/folhelhos)

Esta fácies é a que melhor representa a porção basal da Formação Araras na Província Serrana (região de Nobres, Bauxi e Cáceres), onde forma pacotes homogêneos de mais de trinta metros de espessura (figura 5.5). São constituídos por alternância rítmicas de camadas (1 a 2 cm) de *mudstone* calcítico cinza escuro e de folhelho carbonoso. No Sinclinal da Guia, esta fácies ocorre subordinada às de folhelhos e calcário calcítico.

Figura 5.2. Coluna estratigráfica da Formação Araras no Sinclinal da Guia.

Figura 5.3. Vista da Pedreira do Sinclinal da Guia (frente de lavra abandonada ao sul da usina de britagem), onde as camadas encontram-se dobradas, porém com preservação das estruturas primárias.

Figura 5.4. Detalhe de exposição da Formação Araras no Sinclinal da Guia, onde as camadas encontram-se verticalizadas em função do dobramento. Na fotografia observa-se sucessão cíclica de calcário calcítico e folhelhos carbonosos.

Figura 5.5. Fácies de ritmitos (*mudstones*/folhelhos) que predomina nas exposições da Associação Faciológica Calcítica da Formação Araras, na forma de camadas horizontais ou em dobras abertas, na serra homônima (Mineração Itaipu, Bauxi, MT).

5.3. Associação Faciológica Dolomítica

Fácies de brechas intraformacionais

Brechas intraformacionais com clastos placóides de *mudstone* carbonático, já mencionadas por Almeida (1964a) e Barros *et al.* (1982), são observadas na forma de camadas decimétricas na pedreira do Sinclinal da Guia. Nesta localidade, observaram sua ocorrência em dois níveis, um inferior, com menos de 0,5 m de espessura, e outro no topo. No nível superior, a camada de brecha, com 30 cm de espessura, ocorre com intercalações centimétricas de dolomito estratificado, formando pacote de um metro de

espessura. Neste pacote, os clastos são unicamente de calcário preto maciço em matriz dolomítica cinza-clara (figura 5.6). Ocorrem na forma de placas variando de um a cinco centímetros de comprimento e dois a três milímetros de espessura. Apresentam-se com os clastos pouco ou nada arredondados e com baixo ângulo de imbricação.

Figura 5.6. Brechas intraformacionais com clastos pretos de calcário maciço intercalada na sucessão do Sinclinal da Guia; esta brecha é a que ocorre no topo da coluna estratigráfica na figura 5.2.

Fácies de mudstones estratificados

Esta fácies é a que predomina na Associação Faciológica Dolomítica. Trata-se de sucessão homogênea de dolomito cinza claro com aproximadamente duas dezenas de metros de espessura, onde o dolomito apresenta-se na forma de estratos plano-paralelos com 1 a 2 cm de espessura (figuras 5.7 e 5.8).

Estes dolomititos são observados na pedreira da Mineração Império na Rodovia Jangada-Bauxi, onde alcançam espessura superior a 60 m, e em diversas pedreiras da região de Nobres e na pedreira da Mineração Camil, em Cáceres-MT, o que demonstra a continuidade lateral desta fácies por centenas de quilômetros.

No Sinclinal da Guia, esta fácies é menos expressiva, atingindo por volta de 10 m de espessura, e associada a demais fácies dolomíticas.

Estes dolomititos representam brusca mudança nas condições físico-químicas da sedimentação da Formação Araras. As condições para a formação de espesso pacote dolomítico devem ter ocorrido sob águas relativamente mais rasas do que as da

Associação Faciológica Calcítica e Terrígena (Inferior). E estas condições foram relativamente duradouras, dada a espessura desta unidade.

Figura 5.7. Fácies de dolomitos estratificados que predomina na porção inferior e média da Associação Faciológica Dolomítica (Mineração Império, rodovia Jangada-Bauxi).

Figura 5.8. Coluna estratigráfica representativa da Formação Araras na serra homônima, Província Serrana, Estado de Mato Grosso.

Fácies de dolomitos estromatolíticos

Esta fácies é a que apresenta maior variedade de estruturas sedimentares, dentre as fácies na Formação Araras. Caracterizada pelos estromatólitos, inclui ainda grãos revestidos por lâminas carbonáticas, gretas de contração e estruturas *tepee* e *hummocky cross stratification*. Encontra-se posicionada no topo da Formação Araras, com seção-tipo na pedreira da Mineração Copacel (figura 5.9), em Nobres-MT. Nesta localidade, foi levantada uma coluna estratigráfica de 30m que apresenta, na base, um pacote de 3m no qual se alternam camadas centimétricas de estruturas *tepees* e camadas de *grainstones* com grão revestidos. Este pacote é recoberto por outro de microbialitos com seu topo escavado de forma ondulada e coberto por *grainstones* com *hummocky cross stratifications*. Seguem-se 10 m de dolomitos maciços recobertos por camada de estromatólitos bulbosos (figura 5.10) de 0,5 m de altura, tendo no topo camada métrica de *oncoids* (figura 5.11) com diâmetro variando de 1 a 10 cm. Os estromatólitos são recobertos por pacote métrico de dolomito maciço que, por sua vez, é recoberto por camada (3m) de microbialito.

A presença de gretas de ressecção e de estruturas *tepee* permite interpretar que estes sedimentos foram depositados em ambientes de águas rasas, sujeitos a exposições subaéreas, provavelmente em planície de maré.

5.4. Ambientes de sedimentação da Formação Araras

A continuidade lateral por centenas de quilômetros e relativa homogeneidade das fácies sedimentares da Formação Araras são indícios de que estas se depositaram em área extensa e plana. Estas condições poderiam estar presentes em mar epicontinental ou mesmo extensa rampa carbonática, onde a sedimentação teria se dado ao longo de planície de maré. Neste contexto, a Associação Faciológica Calcítica e Terrígena teria se depositado em ambientes de inframaré e a Associação Faciológica Dolomítica, estromatolítica, em ambientes de inter e supramaré.

A extensão a leste da Formação Araras é representada apenas pelas exposições do Sinclinal da Guia, onde as fácies indicam condições relativamente mais rasas e com maior aporte de terrígenos (pelitos) durante a sedimentação do que nas fácies a oeste. Tal relação poderia estar associada ao desenvolvimento de bacia do tipo antepaís (*foreland*), resultante da formação de cadeia de montanhas da Faixa Paraguai.

Figura 5.9. Seção colunar da Pedreira Copacel (Nobres, MT), representativa do topo da Formação Araras.

Figura 5.10. Dolomitos com estromatólitos bulbosos do topo da Formação Araras (Pedreira da Mineração Copacel, Nobres, MT).

Figura 5.11. Dolomitos com *oncolites* do topo da Formação Araras (Pedreira da Mineração Copacel, Nobres, MT).

A sedimentação de bacias *foreland* foi estudada por Sami & James (1994) no Noroeste do Canadá, onde descreveram seqüência de cerca de 200 m de espessura de calcários e dolomitos (Grupo Pethei, Paleoproterozóico), originados em ambientes de planície de maré, com distribuição faciológica semelhante à observada na Formação Araras.

A presença de biostromas indicativos de águas progressivamente mais rasas para o topo tem sido apontada como característica comum das demais bacias *forelands* proterozóicas, como a representada no Subgrupo Campbellrand, na África do Sul (Beukes 1987), na Formação Rocknest do Supergrupo Coronation, no Canadá (Grotzinger 1986a, 1986b), além de outras unidades citadas por Sami & James (1994). A variação de formas entre os estromatólitos (colunar, dômica e laminada) evidencia modificações nas condições hidrodinâmicas durante o desenvolvimento destes em águas cada vez mais rasas. A dolomitização provavelmente esteve condicionada à abundante ocorrência de estromatólitos.

A sedimentação da base da Formação Araras teria ocorrido em ambiente de inframaré, sob condições euxínicas, com sedimentação carbonática calcítica sujeita a aporte periódico de terrígenos, resultantes de fatores provavelmente climáticos. Com a sedimentação, e conseqüente diminuição da profundidade da bacia, ocorreram condições de dolomitização dos sedimentos em ambiente de infra e supramaré, sob climas áridos, onde o aporte terrígeno passou a ser praticamente nulo.

No topo da seção da Pedreira da Guia foi identificada espessa camada de folhelho carbonoso que evidencia possível transgressão marinha sobre os dolomitos.

Provavelmente, a metade inferior da Formação Araras (Associação Faciológica Calcítica e Terrígena) não sofreu dolomitização devido às intercalações de camadas pelíticas que teriam impedido a circulação dos fluidos dolomitizantes. Outra hipótese seria a de que a dolomitização não teria ocorrido devido à ausência de atividade microbiana bentônica.

Em função da transição para o topo com a Formação Raizama, a Formação Araras é aqui proposta como constituindo a base do Grupo Alto Paraguai. As relações com os arenitos da Formação Bauxi sotoposta requerem estudos mais pomenorizados, visando a possibilidade dele constituir sedimentação clástica basal.

5.5. A idade da sedimentação da Formação Araras

Folhelhos presentes em unidade posicionada (Formação Diamantino) acima da Formação Araras foram submetidos a datações radiométricas. Cordani *et al.* (1978) dataram quatro amostras de folhelhos da Formação Sepotuba pelo método Rb/Sr em rocha total, obtendo idade de 547 ± 5 Ma. Posteriormente, os dados foram recalculados

para a idade de 569 ± 20 Ma, à qual corresponderia evento anquimetamórfico (Bonhomme *et al.* 1982, Cordani *et al.* 1985). Neste último trabalho foram datadas, pelo mesmo método em rocha total, dez amostras de folhelhos da Formação Diamantino, fornecendo isócrona de 660 ± 60 Ma, considerada como provável idade da sedimentação.

A análise de razões de Sr de amostra de calcário da Formação Araras (Kawashita *et al.* 1996b) indicou idade de 595 ± 4 Ma, com base no valor obtido de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 070742 \pm 4$ e por comparação deste valor com a curva de Kaufman *et al.* (1993).

Na Formação Raizama, à qual a Formação Araras é sotoposta, Zaine & Fairchild (1996) mencionaram a presença dos icnofósseis *Planolites* (duas formas), *Palaeophycus* e *Cochlichnus*, todos do início do Vendiano, e uma marca semelhante a *Lockeia*, sendo esta do Ordoviciano. Com base na presença destes fósseis, colocaram a hipótese do Grupo Alto Paraguai ser cronocorrelato com a parte superior do Grupo Tucavaca na Bolívia, o qual apresenta icnofósseis do início do Cambriano.

Rodrigues *et al.* (1994) e Kawashita (1996b), a partir da investigação das razões de isótopos de Sr, interpretaram a idade de 600 Ma ou mais antiga para a sedimentação da Formação Araras. Nota-se, porém, grande discrepância de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, sendo que esta variação poderia resultar das condições evaporíticas, de águas restritas, o que impossibilita a comparação dos dados isotópicos obtido com curvas de variações globais, de tal forma que o uso de razões de Sr, para determinação da idade da Formação Araras, exige ainda cautela e maior detalhamento.

6. GRUPO ITAPUCUMÍ

Exposições de rocha carbonática proterozóicas ocorrem ao longo da porção centro-norte do Paraguai, às margens do Rio Paraguai, e a leste deste rio, circundando o extremo sul do Cráton do Rio Apa (figura 6.1).

Destas exposições, podem ser distintas duas faixas de afloramento. Uma ocidental, que engloba as morrarias ao longo do Rio Paraguai, desde o sul da foz do Rio Apa até Puerto Itapucumí, em continuidade com as exposições a sudoeste do Bloco Rio Apa. A outra, menos expressiva, situa-se a leste, constituindo faixa estreita, em continuidade com as exposições carbonáticas do sul do Planalto da Bodoquena a sudoeste de Bela Vista (figura 6.1).

Ambas faixas de exposições têm sido atribuídas indiscriminadamente ao Grupo Itapucumí. Esta unidade foi definida por Harrington (1950), ao longo do Rio Paraguai, como sucessão de 300 a 400 m de calcários bem estratificados, alternados com margas e argilitos, apresentando, localmente, dolomitos e camadas oolíticas.

Figura 6.1. Exposições do Grupo Itapucumí segundo Wiens (1986).

Eckel (1959) estudou os calcários das morrarias do Rio Paraguai, com objetivos econômicos. Putzer (1962), em perfil E-W realizado de San Luis de La Sierra a Puerto Fonciére, descreveu uma sucessão de calcários oolíticos e conglomeráticos, calcários cristalinos e dolomito, marga vermelha e verde e calcários cristalinos betuminosos. Em função da presença de terrígenos, Almeida (1965a) colocou a possibilidade desta sucessão pertencer à Formação Cerradinho, unidade basal do Grupo Corumbá.

O Alto Rio Apa foi mapeado por Hutchison (1979) que o descreveu como uma área de relevo plano com porção noroeste relativamente mais montanhosa, no sentido da foz do Rio Apa com o Rio Paraguai, onde o relevo apresenta altitudes de 150 a 200 m. Neste trabalho, o Alto Rio Apa foi geograficamente subdividido em Alto Centurión, Província Paso Bravo e Província Sudoeste, sendo esta última a principal área de ocorrência de calcário.

Hutchison (1979) individualizou no Grupo Itapucumí unidade arcoseana basal sotoposta aos carbonatos. Os arcóseos basais, com espessura média de 50m, não superior a 150 m, foram sempre encontrados sobre o embasamento e abaixo dos calcários. Foram descritos como grossos, com clastos angulosos e pobremente cimentados, de cor marrom e verde escuro, com freqüência variada de seixos, não chegando porém a constituir conglomerados. Para o topo, gradam para calcários com acamamento nítido, localmente maciços e com intercalações de lâminas de quartzito. Este autor mencionou ainda a presença de brechas calcárias, estruturas estromatolíticas e filmes de hematita na forma de bandas finas ou preenchendo fraturas.

Wiens (1986) descreveu detalhadamente a sucessão de Vallemí mencionando a presença de estruturas de dissecação, prováveis estruturas estromatolíticas, brechas carbonáticas intraformacionais e ooids, alguns destes com até 0,5 cm de diâmetro. Interpretou para esta sucessão ambiente marinho de águas rasas de alta energia. Teceu ainda comentários sobre processos de dolomitização e dedolomitização, aos quais associou mudanças na composição da água doce percolante.

Orué et al. (1995), em levantamentos das pedreiras da Industria Nacional del Cemento (INC), em Vallemí, apresentaram subdivisão do Grupo Itapucumí nas formações Vallemí e Cambájhopo, sendo a primeira basal e predominantemente terrígena e a segunda carbonática, afetada por dobramentos, falhas e intrusões de corpos básicos. Estas unidades foram descritas no morro Vallemí na pedreira da INC, apresentando contatos gradacionais e/ou por falhas.

Apesar da equivalência entre os grupos Itapucumí e Corumbá ser aventada amplamente na bibliografia existente (Harrington 1950, Almeida 1945, 1965a, 1984) nenhum estudo detalhado e específico foi efetuado para certificar-se desta correlação.

6.1. Seção estratigráfica da pedra de Vallemí

A pedra principal da Industria Nacional del Cemento (INC), em Vallemí, permitiu o levantamento de seção estratigráfica de 110 m de espessura (figuras 6.2 a 6.5).

Em Vallemí, as camadas encontram-se dobradas e interceptadas por foliação com mergulhos que variam de 30 a 50° para NW. Esta foliação é plano-axial à dobra fechada exposta em toda a frente de lavra levantada (figura 6.2) onde as camadas apresentam mergulhos variando de 60 a 70 graus para SW, chegando a ser vertical no topo da pedra (figura 6.3), onde se observou o fechamento da dobra. No flanco nordeste da dobra, com base na observação de truncamento de laminações cruzadas, foi possível identificar que a sucessão encontra-se invertida (figura 6.4).

Figura 6.2. Frente de lavra principal da Industria Nacional del Cemento (INC) em Vallemí, Paraguai

Figura 6.3. Topo da pedreira em Vallemí que apresenta acamamento verticalizado.

Figura 6.4. Marcas de ondas truncantes com sentido do topo da camada para baixo, na seção principal da Pedreira de Vallemí.

Figura 6.5. Seção estratigráfica do Grupo Itapucumí levantada na pedreira principal em Vallemí, Paraguai.

A sucessão levantada apresenta calcário calcítico roxo intercalado em marga, também de cor roxa, passando no topo para margas verdes. Nesta há intercalações de camadas submétricas de *oid grainstones*, onde os *oids* apresentam diâmetros variando de 0,3 a 0,5 mm.

Os *oids* encontram-se neomorfizados e envolvidos por fina lâmina micrítica (figura 6.6) não sendo possível afirmar se constituiriam originalmente *oids* com laminações concêntricas. Provavelmente, a porção interior destes foi dissolvida e preenchida por calcita espática, constituindo, assim, oomoldes, com preservação apenas da lâmina envoltória micrítica.

A este pacote de margas com *oid grainstones* subordinados sucedem 6 m de ritmito com alternância de camadas (1-3 cm) de marga roxa e mudstone branco (figura 6.7). Sobre este ritmito ocorre a seção carbonática mais pura, de 50 metros de espessura, onde alternam-se calcários e dolomitos. Esta seção carbonática é sobreposta por margas.

0 mm 1

Figura 6.6. *Ooid grainstones* com distribuição granulométrica bimodal onde os *oids* encontram-se parcialmente preservados. Os *oids* relativamente maiores foram dissolvidos, formando oomoldes posteriormente preenchidos por calcita fina a medianamente cristalina (nicóis descruzados).

Figura 6.7. Ritmito de marga roxa/*mudstone* branco posicionado abaixo da seção carbonática da seção levantada.

No lado sudeste da pedreira principal ocorrem arcóseos vermelhos maciços de granulometria média. Não foi possível observar o contato com a sucessão carbonática, o qual aparenta ser tectônico. Com base nas descrições de Hutchison (1979), estes arcóseos seriam os que constituem a base do Grupo Itapucumí.

A seção carbonática mais pura compreende camadas de dois a três metros de calcário cinza escuro alternadas com camadas de um metro de dolomito branco (figura 6.8). Ocorrem também camadas de ooid grainstones, porém estes são distintos dos encontrados na base, por serem maiores que 2 mm, disformes e de provável origem algácea (*oncooids*).

Em seção delgada de amostra do dolomito branco, foram observados losangos calcíticos de até 1 mm de comprimento e cortes longitudinais (figura 6.9), constituindo possíveis moldes de gipsita.

A dolomitização dos calcários varia gradativamente ao longo da seção, desde incipiente e seletiva no interior dos *ooids* e ao longo de estilólitos, casos em que não atinge 10 % da rocha, até a dolomitização total da rocha (pervasiva), com geração de dolomitos cristalizados. A dolomita ocorre na forma de cristais bem formados, de faces retas, de 0,1 mm de dimensão.

Figura 6.8. Seção carbonática com alternância de camadas calcílica e dolomítica do Grupo Itapucumí, na seção em Vallemí, Paraguai.

0 1 mm

Figura 6.9. Prováveis pseudomorfos de gipsita substituído por calcita, com posição estratigráfica na seção levantada indicada na figura 6.5.

Devido à frequência variável da dolomitização ao longo da seção, interpreta-se que esta tenha ocorrido de forma cíclica e penecontemporânea, relacionada a ambiente evaporítico. As condições evaporíticas teriam proporcionado o aumento da razão Mg/Ca, criando assim condições para formação da dolomita por substituição do carbonato preexistente. A dolomitização seletiva no núcleos dos *ooids* e ao longo dos estilólitos provavelmente estaria relacionada à atividade bacteriana redutora nas porções com concentração de matéria orgânica e teria origem pós-deposicional.

6.2. Ambientes de sedimentação e correlação estratigráfica

O estudo apenas de uma seção estratigráfica é insuficiente para reconstituição ambiental e geográfica do Grupo Itapucumí como um todo. Faz-se necessário, ainda, o levantamento de suas exposições nas morrarias ao longo do Rio Paraguai e as de leste, na borda sudoeste do Bloco Rio Apa.

A seção levantada em Vallemí, no entanto, possibilitou diferenciá-la do Grupo Corumbá, com o qual não foi possível definir correspondência estratigráfica. As deformações tectônicas também são distintas. O dobramento isoclinal observado na Pedreira de Vallemí possui vergência para leste, no sentido do Bloco do Rio Apa, contrária à da Faixa Paraguai.

As exposições carbonáticas situadas a sudoeste de Bella Vista, cortadas pelo Rio Apa, apresentam continuidade geográfica com as unidades do Grupo Corumbá do Planalto da Bodoquena, devido a que é proposto que sejam definidas como pertencentes a este grupo. Desta forma, o Grupo Itapucumi seria restrito às exposições a oeste.

Por fim, interpreta-se que a sedimentação do Grupo Itapucumi teria iniciado com grande aporte terrígeno basal, passando a sedimentação carbonática em ambiente de alta energia, com deposição dos *grainstones*. Estes depósitos teriam se formado provavelmente em ilhas barreiras rodeadas por baixios oolíticos, sujeitos a processos de dolomitização sob condições evaporíticas.

7. CORRELAÇÃO DO GRUPO CORUMBÁ COM DEMAIS UNIDADES DA AMÉRICA DO SUL

7.1. Grupos Bambuí e Una

Apesar de correlações estratigráficas terem sido sugeridas entre os grupos Corumbá e Bambuí (Schobbenhaus *et al.* 1984) com base nas semelhanças estratigráficas e litológicas, informações isotópicas mais recentes (Kawashita *et al.* 1996a, Chang 1997) indicam que o Grupo Bambuí seria mais antigo.

Kawashita *et al.* (1994), com base no valor médio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70740 \pm 0,00005$ obtido para os carbonatos do Grupo Bambuí, interpretou a idade de 595 ± 4 Ma como a mais provável para a sedimentação. Valor aproximado também foi obtido para o Grupo Una (Kawashita *et al.* 1996a), para o qual obteve o valor médio de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70745$, inferindo, portanto, idade Neoproterozóica III para o Supergrupo São Francisco.

Chang (1997), com base em isótopos de Sr e de C, interpretou a sedimentação como ocorrida entre 850 e 730 Ma, logo após a Glaciação Sturtiana, dentro do intervalo Eo-Criogênico (850-750 Ma).

No Bambuí, vem sendo constatada brusca variação de $\delta^{13}\text{C}$ dentro do intervalo de valores positivos (Chang *et al.* 1993, Chang 1997, Santos *et al.* 1996, 1997) os quais são menores que $+4 \text{‰}_{\text{PDB}}$ na porção estratigraficamente inferior, passando a maiores que $+8 \text{‰}_{\text{PDB}}$, em posição estratigráfica superior. Esta mudança brusca é interpretada como possível reflexo das modificações nas condições paleoceanográficas do Mar Bambuí. Este teria sua sedimentação basal relacionada a vigorosas circulações marinhas, passando a padrão de águas estratificadas, propícias à preservação de matéria orgânica, na porção superior.

O Grupo Una na Bahia (Bacia de Irecê), tido como correlato ao Grupo Bambuí, tem a sucessão carbonática (Formação Salitre) sobreposta a sedimentos glaciogênicos (Formação Bebedouro). A Formação Salitre apresenta na base dolomitos argilosos de cor vermelha, sobrepostos por sucessões calcíticas e dolomíticas de águas rasas que gradam para o topo para dolomitos com estruturas *tepee* e pseudomorfos de sulfato. Esta seção basal é sobreposta por calcarenitos finos e por sucessão superior de calcários pretos ricos em matéria orgânica e estruturas oolíticas e pisolíticas, figura 7.1 (Misi & Veizer 1996). Os dolomitos vermelhos da base apresentam $\delta^{13}\text{C} = -5,06 \text{‰}_{\text{PDB}}$ (Torquato & Misi 1977), típico valor de carbonato pós-glacial, e os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos carbonosos do topo são extremamente positivos (entre $+8,03$ e $+9,39$

$‰_{\text{PDB}}$). Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos variam entre 0,70745 e 0,70847, com o valor de 0,70765 considerado como mais próximo ao valor primário.

Misi & Veizer (1996) compararam as razões de Sr às curvas de Asmeron *et al.* (1991) e de Gorokov *et al.* (1995), ficando porém com dúvidas se o Grupo Una seria Pós-Sturtiano ou Pós-Varangeriano.

Discussão semelhante quanto à idade ocorre com a Pocatello Formation e com o Lower Brigham Group (Idaho, EUA), por se tratarem de sucessões carbonáticas pós-glaciais pobres em fósseis. As sucessões carbonáticas pós-glaciação, sejam estas sturtianas ou varangerianas, apresentam relações estratigráficas muito parecidas (Young 1995). As primeiras são diferenciadas por apresentarem $\delta^{13}\text{C}$ relativamente maiores, e as varangerianas por razões de Sr menores que 0,7080 (Smith *et al.* 1996), motivo este que induz à interpretação de que os grupos Bambuí e Una sejam pós-sturtianos e pré-varangerianos, portanto, não correlatos ao Grupo Corumbá.

É preciso lembrar que valores positivos elevados de $\delta^{13}\text{C}$ podem estar associados às condições de sedimentação restrita para a metade superior do Grupo Bambuí (Chang 1997). Situação semelhante foi constatada em carbonatos neoproterozóicos de Svalbard, arquipélago situado a oeste da Groelândia, onde valores de $\delta^{13}\text{C} > 10 ‰_{\text{PDB}}$ foram atribuídos ao ambiente restrito de deposição e interpretados como indicativos de depósitos de *playa lake* (Fairchild & Hambrey 1995), tendo portanto sua origem marinha questionada (Smith *et al.* 1996).

Figura 7.1. Estratigrafia do Grupo Una (Bacia de Irecê - Bahia) e dados isotópicos (extraído de Misi & Veizer 1996).

7.2. Grupo La Tinta e Formação Puncoviscana (Argentina)

Duas unidades estratigráficas da Argentina, atribuídas à transição neoproterozóica-cambriana, são aqui analisadas quanto à correlação estratigráfica com o Grupo Corumbá. São elas a Formação Puncoviscana, aflorante na Província de Tucuman, no Noroeste argentino, e o Grupo La Tinta, na Província de Buenos Aires (figura 7.2).

Figura 7.2. Exposições da Formação Puncoviscana, no Noroeste argentino, e do Grupo La Tinta na Província de Buenos Aires

A Formação Puncoviscana (figura 7.3) tem sido definida como sucessão turbidítica, associada a leques submarinos, constituída por metagrauvacas, arenitos, carbonatos, conglomerados e rochas vulcânicas, com registro fóssil indicando idade vendiana a cambriana, inferior (Durand 1996) e deformação relacionada ao Ciclo Pampeano (700 - 550 Ma, Rossi *et al.* 1992), equivalente ao Brasiliano. Os carbonatos foram ainda pouco estudados (Durand 1996), mas as sucessões pelíticas e psamíticas apresentam metazoários do tipo medusóide e abundante registro de icnofósseis, representado por 23 icnogêneros e mais de 300 espécies, de idades neoproterozóica terminal a cambriana inferior (Aceñolaza & Durand 1986, Durand & Aceñolaza 1990, Durand 1996).

Rossi *et al.* (1992), com base nos dados geocronológicos disponíveis, estimaram que a sedimentação da Formação Puncoviscana teria se dado no intervalo de 550 a 525 Ma. Portanto, supõe-se que esta unidade teria sido apenas em parte contemporânea à sedimentação do Grupo Corumbá (600 a 544 Ma).

Figura 7.3. Esquema de exposição da Formação Puncoviscana na Cordilheira Oriental Argentina, (extraído de Aceñolaza & Miller 1982).

Não se descarta a possibilidade de equivalência entre a Formação Puncoviscana e o Grupo Itapucumí, aflorante 750 km a nordeste, no Paraguai, merecendo investigação mais detalhada neste sentido.

O Grupo La Tinta, região de Tandil, Província de Buenos Aires, é representado por carbonatos ricos em fosfato (Leanza & Hugo 1987) com algas (*Paleorivularia ontaria*) e acritarcas *Chuarina*, *Leiosphaerida sp.* (Aceñolaza & Durand 1987), e idade entre Rifeano Superior o Cambriano Inferior, provavelmente em parte cronocorrelata ao Grupo Corumbá.

7.3. Grupo Arroyo del Soldado (Uruguai)

No Uruguai, o interesse sobre ambientes de sedimentação e estratigrafia de unidades pré-cambrianas é recente, assim como as investigações paleontológicas destas unidades. Teve início com o trabalho de Montaña & Sprechmann (1993) sobre a Formação Arroyo de la Pedrera, constituída por membro inferior terrígeno (Membro Cerro San Francisco) e membro carbonático superior (Membro Cerro Victória) com estromatólitos, *ooids* e icnofósseis vendianos. Na base do membro inferior, Gaucher & Schipilov (1994) encontraram acritarcas vendianas em formações ferríferas.

Nova unidade estratigráfica carbonática, contendo estromatólitos, foi definida por Sprechmann *et al.* (1994) como Formação Cerro de Villalba, encontrando-se intensamente dobrada e em discordância angular sob a Formação Arroyo de la Pedrera. Foi interpretada como proterozóica média, com base na posição estratigráfica e na idade de 1300-1100 Ma do evento tectonotermal de deformação, obtida por $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

Em trabalho mais recente, Gaucher *et al.* (1996) apresentaram nova definição estratigráfica para estas unidades metassedimentares, com a individualização dos grupos Basal e Arroyo del Soldado. No Grupo Basal, colocaram os calcários estromatolíticos da Formação Cerro de Villalba, e, no Grupo Arroyo del Soldado, as unidades da Formação Arroyo de la Pedrera (figura 7.4).

O Grupo basal, segundo a definição de Gaucher *et al.* (1996), é constituído por sucessão de 1500 m de espessura contendo moscovita xistos, quartzitos e metaconglomerados na base, passando para calcários estromatolíticos (Formação Cerro de Villalba) com quartzitos no topo. A origem sedimentar foi atribuída a turbiditos marinhos na base passando a marinho raso (carbonatos com estromatólitos) e continental.

O Grupo Arroyo del Soldado foi definido como uma seqüência *shallowing upward*, originada sob condições áridas, constituída da base para o topo pelas formações Polanco (calcários pretos e cinzas), Cerro Espuelitas (folhelhos orgânicos pretos, formações ferríferas e silexitos), Cerro San Francisco (arenitos) e Cerro Victoria (calcários parcialmente silicificados ricos em estromatólitos e *ooids*). As duas últimas formações correspondem à Formação Arroyo de la Pedrera, descrita por Montaña & Sprechmann (1993), e encontram-se expostas ao norte das primeiras, sem que tenha sido observado o contato destas com as formações Polanco e Cerro Espuelitas da base.

Figura 7.4. Unidades metassedimentares proterozóicas do Uruguai (extraído de Gaucher *et al.* 1996).

Nos calcários da Formação Polanco e nas formações ferríferas e folhelhos orgânicos da Formação Cerro Espuelitas, Gaucher *et al.* (1996) identificaram microbiota, com destaque para a presença de *Bavlinella faveolata*, com interpretação de idade Vendiana Superior, no intervalo entre 560 e 540 Ma, para estas formações basais, com a possibilidade da Formação Cerro Victoria ser cambriana inferior.

Gaucher *et al.* (1996) correlacionaram o Grupo Arroyo del Soldado aos grupos Jacadigo e Corumbá e ao Kotlin Horizon da Valdai Series do Leste Europeu (Plataforma Báltica). Interpretaram que o Cráton da Amazônia esteve unido ao Cráton do Rio da Prata, conforme modelo de Hoffman (1991), com separação destes e deposição dos grupos Arroyo del Soldado e Corumbá em contexto de margem continental passiva. Aos *rifts*, que teriam originado as separações dos crátons, relacionaram os enxames de diques máficos estudados por Girard *et al.* (1993), datados em 665 Ma.

Com o objetivo de verificar a hipótese de correlação entre os grupos Arroyo del Soldado e Corumbá, atividade de campo vem sendo realizada em conjunto com os pesquisadores uruguaios Prof. Dr. Peter Sprechmann (Departamento de Paleontologia, Facultad de Ciencias) e geólogo Claudio Gaucher (doutorando da University of Marburg, Alemanha).

Em estudos das exposições do Grupo Arroyo del Soldado na região de Nico Pérez, foram levantadas seções estratigráficas, com coletas de amostras para análises isotópicas e paleontológicas, nas regiões de Minas, Mariscal, Pirajá e Illescas (fig. 7.5).

Os carbonatos da Formação Polanco foram investigados em Mariscal (Cerro Partido) e Pirajá (Cerro dos Eucaliptus). Na primeira localidade, onde as camadas encontram-se verticalizadas, observa-se sucessão rítmica de folhelhos pretos alternados com calcário fitado ao longo de seção contínua de mais de 1 km de distância, em sinforme isoclinal com evidências de transposição tectônica (figura 7.6).

Em Pirajá, em Cerro dos Eucaliptus, foi possível observar seção da Formação Polanco menos tectonizada. Ali, os calcários apresentam na base o Conglomerado Barriga Negra, formado por clastos de gnaiss e matriz de granulometria areia média a grossa de cor esverdeada (figura 7.7). Os corpos de conglomerados apresentam espessuras decimétricas e clastos angulosos de dimensões variando de 0,5 a 10 cm, com gradações granulométricas por vezes aparentando inversão. Os calcários são *mudstones* maciços de cor cinza em estratos decimétricos com intercalações centimétricas de *mudstones* dolomíticos de cor rósea, que se ressaltam com o intemperismo.

Figura 7.5. Localidades investigadas do Grupo Arroyo del Soldado, no Uruguai (modificado de Gaucher *et al.* 1996).

Figura 7.6. Exposição dos calcários da Formação Polanco, unidade basal do Grupo Arroyo del Soldado, em Mariscal - Cerro Partido, Uruguai, onde os carbonatos se apresentam deformados tectonicamente.

Figura 7.7. Exposição dos carbonatos da Formação Polanco em Pirajá, Cerro dos Eucaliptus, apresentando, na base, o Conglomerado Barriga Negra.

Os calcários da Formação Polanco transicionam para os silexitos, folhelhos pretos e formações ferríferas da Formação Cerro Espuelitas, sendo esta transição observada em Cerro Aspero (Minas - figura 7.8 e 7.9).

As formações Cerro de San Francisco (arenitos) e Cerro Victória (carbonatos com estromatólito e *ooids* parcialmente silicificados), originalmente descritos como Formação Arroyo de la Pedrera (Montaña & Sprechmann 1993), ocorrem em Illescas. Nesta localidade, pôde-se identificar que os carbonatos tornam-se progressivamente silicificados para o topo, onde predominam estromatólitos de formas diversas e *ooids* (Gaucher *et al.* 1996). Em seção delgada, os carbonatos se apresentam bem preservados, apesar de exibirem porções neomorfizadas. Os *ooids* silicificados apresentam as porções carbonáticas centrais preservadas, assim como parte das porções intergranulares carbonáticas (figura 7.10), comprovando a origem calcária destas litologias. Os *ooids* se encontram sem deformação distribuídos em arcabouço frouxo sujeito à cimentação precoce, possivelmente silicosa, o que seria evidência de silicificação em estágio penecontemporâneo, associada às condições evaporíticas.

O contato entre as formações Cerro de San Francisco e Cerro Victória e as formações Polanco e Cerro Espuelitas, representantes da base do Grupo Arroyo del Soldado, não foi observado.

Os dados isotópicos de C e O obtidos são apresentados e interpretados no capítulo 8, apesar das rochas se mostrarem empobrecidas em ^{18}O , o que pode indicar alteração dos valores primários, já esperado, devido ao grau de deformação das rochas.

Com o que foi possível observar, não se descarta a possibilidade de correlação do Grupo Arroyo del Soldado com o Grupo Corumbá, apesar de a comprovação desta hipótese somente ser possível com a finalização dos estudos em desenvolvimento.

Figura 7.8. Transição de calcários da Formação Polanco para os silexitos da Formação Cerro Espuelitas, na localidade de Cerro Aspero, em Minas, Uruguai.

Figura 7.9. Exposição dos folhelhos pretos, silxitos e formações ferríferas da Formação Cerro Espuelitas, na localidade homônima a noroeste de Minas, Uruguai.

0 mm 1

Figura 7.10. Estromatólitos e *ooids* parcialmente silicificados da Formação Cerro Victoria, em Illescas, originalmente descritos como Formação Arroyo de la Pedrera por Montaña & Sprechmann (1993) e posicionados no topo do Grupo Arroyo del Soldado (Gaucher *et al.* 1996).

7.4. Grupos Tucavaca e Murciélagos (Bolívia)

A sedimentação neoproterozóica-cambriana tem registro no oriente da Bolívia (figura 7.11) nos grupos Boqui (equivalente ao Grupo Jacadigo), Tucavaca e Murciélagos (Litherland & Bloomfield 1981, Berrangé & Litherland 1982, Litherland *et al.* 1985, 1989, O'Connor & Walde 1986).

Na Bolívia oriental, na divisa com o Brasil, ocorrem exposições carbonáticas ao sul do Lineamento de Chiquitos e ao norte deste lineamento tectônico. Ambas exposições são definidas como Grupo Murciélagos e consideradas equivalentes ao Grupo Corumbá (Jones 1985, O'Connor & Walde 1986).

Figura 7.11. Exposições carbonáticas neoproterozóicas da Bolívia Oriental.

Segundo Avila Salinas (1992), seriam os sedimentos do Grupo Tucavaca os correlatos ao Grupo Corumbá, porém a presença de icnofósseis *Didymaulichnus*, *Planolites* e, principalmente, de *Phycodes* seria indicativa do limite inferior do Cambriano, o que coloca o Grupo Tucavaca como mais novo que o Grupo Corumbá.

Diante da constatação, no presente trabalho, das distintas relações estratigráficas entre o Grupo Corumbá e a Formação Araras, a correlação destas unidades com os carbonatos da Bolívia Oriental merece revisão. Os carbonatos ao sul do Lineamento de Chiquitos, na Bolívia, apresentam continuidade geográfica com o Grupo Corumbá, enquanto que os situados ao norte do lineamento corresponderiam aos carbonatos da Formação Araras. Esta suposta correlação requer ainda levantamentos de campo para sua comprovação, o que, se constatada, resultaria na redefinição do Grupo Murciélagos.

8. Aplicação do estudo de isótopos de C e O e de razões isotópicas de Sr em rochas carbonáticas

Por volta da década de setenta, os estudos de isótopos de C eram empregados para distinção entre carbonatos marinhos e continentais e na avaliação das condições evaporíticas da sedimentação. Desta fase, destacam-se os trabalhos realizados no Brasil por Suguio *et al.* (1974, 1975), Torquato & Misi (1977), Giovani *et al.* (1974), Torquato (1980), Torquato & Frischkon (1982) e Coimbra (1983), que utilizaram amostras de diversas unidades estratigráficas e compararam os resultados com os diagramas de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ de Keith & Weber (1964).

Torquato (1978, 1980) tentou ainda, sem sucesso, estabelecer um método de datação de carbonatos pré-cambrianos com base na variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

Uma característica comum dos referidos trabalhos é a de terem tomado como base para as interpretações os valores médios das composições isotópicas, ao invés da investigação da variação destes valores ao longo das seções estratigráficas. Naquela época, acreditava-se também que os mares pré-cambrianos apresentavam valores de $\delta^{13}\text{C}$ relativamente constantes e ao redor de zero e, assim, os valores positivos obtidos eram atribuídos à deposição em ambientes marinhos restritos (Schidlowski *et al.* 1983).

Em meados da década de oitenta, a preocupação de analisar a distribuição dos valores de isótopos de C e O ao longo das sucessões, e não mais os valores médios de uma determinada unidade, representou um marco no estudo das unidades carbonáticas neoproterozóicas.

Estudos realizados por Magaritz *et al.* (1986), Tucker (1986a) e Knoll *et al.* (1986) permitiram detectar significativa variação de valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos para positivos ao longo de seções carbonáticas proterozóicas. Apesar de já serem esperadas tais oscilações, em comparação com o que se conhecia para o Fanerozóico (Veizer *et al.* 1980), as incursões dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ no Proterozóico Superior surpreenderam em função das magnitudes elevadas.

A constatação destas variações tomou maior importância quando foi constatada a associação com grupos fossilíferos e importantes marcos estratigráficos, como glaciações, permitindo, assim, correlacionar unidades neoproterozóicas-cambrianas de diferentes regiões geográficas como Sibéria, Montanhas Anti-Atlas do Marrocos (Tucker 1986a, Magaritz *et al.* 1991, Lathan & Riding 1990), China e Irã (Brasier *et al.* 1990), Sul da Austrália (Tucker 1989) e Leste da Califórnia (EUA, Corsetti & Kaufman 1994).

O atual estágio dos estudos isotópicos de carbonatos de seqüências carbonáticas neoproterozóicas atingiu tal nível que estes vêm sendo propostos como base para a subdivisão do Neoproterozóico (Kaufman & Knoll 1995), devido ao insucesso do uso dos

estromatólitos como recurso bioestratigráfico e relativa carência de outros dados paleontológicos em comparação ao Fanerozóico.

8.1. Isótopos de carbono e oxigênio

As composições isotópicas de carbono e oxigênio são medidas a partir das razões entre pares isotópicos de cada elemento, ou seja, através de $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, respectivamente. Estes valores são transformados em notação delta (δ), que representa a razão isotópica de uma determinada amostra (R-amostra) comparada à razão de um padrão (R-padrão) obtido através da fórmula :

$$\delta = 1000 (R\text{-amostra}/R\text{-padrão} - 1)$$

onde o valor de δ é dado em partes por mil (‰).

O padrão comumente empregado para rochas carbonáticas é o correspondente ao valor da razão isotópica de uma concha de *belemnite* cretáceo da Formação Pee Dee de South Carolina (USA), representado pela sigla PDB (*Pee Dee Belemnites*).

Para o cálculo de $\delta^{18}\text{O}$ geralmente é empregado o padrão SMOW (*standard mean ocean water*). Para conversão de valores de $\delta^{18}\text{O}$ SMOW em $\delta^{18}\text{O}$ PDB emprega-se a equação de Friedman & O'Neil (1977).

Segundo Schidlowski *et al.* (1983), a composição isotópica dos carbonatos sedimentares permaneceu aproximadamente dentro do intervalo de 0 ± 3 ‰ através do Tempo Geológico. Portanto, carbonatos com valores $\delta^{13}\text{C}$ maiores que 3, enriquecidos em ^{13}C ("carbonatos pesados"), ou menores que -3, empobrecidos em ^{13}C ("carbonatos leves"), são considerados incomuns. O significado biogeoquímico destes valores anômalos tem sido empregado para inferir taxas de soterramento de matéria orgânica, variações do nível do mar, produtividade primária e padrão de circulação oceânica, apesar de haver controvérsias sobre qual destas variações seria a determinante na variação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos marinhos (Kaufman & Knoll 1995).

8.2. O ciclo global do carbono

Uma síntese sobre o ciclo global do carbono e os processos de fracionamento deste elemento é apresentada por Schidlowski *et al.* (1983). O ciclo do C está relacionado à transferência de carbono entre reservatório interno (rochas sedimentares e o manto) e os reservatórios superficiais (atmosfera, biosfera, hidrosfera e sedimentos inconsolidados), conforme demonstrado na figura 8.1.

Figura 8.1. Esquema do ciclo do carbono para intervalos de tempo superiores a 10^5 anos (com base em Schidlowski *et al.* 1983).

A transferência de carbono do reservatório profundo (do interior da Terra) para o superficial ocorre por vulcanismo, intemperismo e através de fluidos metamórficos. Holser *et al.* (1988) compilaram dados de $\delta^{13}\text{C}$ de vários ciclos exógenos, tendo constatado valores variando de $-5,2$ a $-4,5 \text{ ‰}$, o que não diferencia dos valores obtidos para $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatitos ($-5,4 \text{ ‰}$) e diamantes ($-5,5 \text{ ‰}$) obtidos por Deines (1992).

A composição isotópica de carbono da água do mar, no entanto, varia. Nesta variação, a fotossíntese é um dos principais processos de fracionamento isotópico do C, concentrando ^{12}C na matéria orgânica produzida, o que torna o total de carbono inorgânico dissolvido na água do mar enriquecido em ^{13}C e, conseqüentemente, seus valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais positivos.

O processo de fotossíntese resulta em fracionamento do $\delta^{13}\text{C}$ do meio em -20 ‰ , portanto, sob atmosfera com $\delta^{13}\text{C}$ ao redor de -7 ‰ a fotossíntese promove a formação de massas vegetais com $\delta^{13}\text{C}$ igual a -27 ‰ , o que corresponde aos valores

médios de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos para a matéria orgânica, os quais variam de -20 a -34 ‰ (Schidlowski *et al.* 1983).

8.3. O significado dos valores de $\delta^{13}\text{C}$

Considerando que a composição isotópica do C introduzido nos oceanos tenha sido constante, as variações seculares de $\delta^{13}\text{C}$ seriam causadas pelas variações nas taxas relativas entre o soterramento do C do carbonato (C_{carb}) e do C da matéria orgânica (C_{org}) (Karhur 1993). Por exemplo, sob condições de nível de mar alto, propícias para o soterramento de matéria orgânica, o $\delta^{13}\text{C}$ do C dissolvido na água do mar será enriquecido em ^{13}C e o carbonato depositado sob estas condições apresentará $\delta^{13}\text{C}$ positivo. Ao contrário, se não houver condições de deposição de matéria orgânica (nível de mar baixo, intensa circulação oceânica com oxigenação das águas profundas) o C dissolvido na água do mar apresentará quantidade tais de ^{12}C ao ponto do carbonato precipitado apresentar $\delta^{13}\text{C}$ negativo.

Em função da fotossíntese ser restrita à zona fótica do oceano e a oxidação da matéria orgânica ocorrer tanto na zona fótica como em maiores profundidades, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do C dissolvido podem variar com a profundidade. Broecker & Peng (1982) constataram tal relação ao observarem variação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos depositados ao longo de um declive de uma plataforma carbonática atual.

Kaufman & Knoll (1995) discutiram a possibilidade de valores distintos de $\delta^{13}\text{C}$ refletirem variação faciológica dos carbonatos ao invés de uma variação secular. O tempo de residência do C na água do mar é de aproximadamente 4 milhões de anos e isto não é suficiente para homogeneização isotópica da água do oceano como um todo, o que explica as variações de $\delta^{13}\text{C}$ da água do mar atual com a profundidade da água. A comparação entre $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos proterozóicos associados a formações ferríferas, interpretados como depositados sob condições de água oceânica estratificada, tem demonstrado diferença de 4 a 6 ‰ entre os $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos de águas rasas e $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos depositados abaixo da superfície de mistura oceânica (Burke *et al.* 1982, Kaufman *et al.* 1991, Winter & Knauth 1992). No entanto, em sucessões neoproterozóicas não foi identificada nenhuma variação de valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre fácies carbonáticas, nem mesmo ao longo de distâncias de centenas de quilômetros ou entre carbonatos de águas rasas e de águas profundas. Esta constatação reforça a inferência de que os carbonatos neoproterozóicos originaram-se sob condições de vigorosa mistura de águas oceânicas (Kaufman & Knoll 1995).

Narbonne *et al.* (1994) não observaram diferenças de valores $\delta^{13}\text{C}$ entre carbonatos de águas rasas e de águas profundas de uma mesma unidade carbonática

(Supergrupo Windermere - Mackenzie Mountains, Canadá). Por outro lado, *ooid grainstones* e pelóides de ambientes de inframaré rasos de unidades estratigráficas distintas, com semelhanças sedimentológicas e petrológicas entre si, apresentaram diferenças de $\delta^{13}\text{C}$ de 7 a 10 ‰.

Pouco se conhece sobre a influência do "efeito vital" na sedimentação carbonática proterozóica, ou seja, precipitação orgânica de conchas com razões isotópicas distintas das águas em que se formam, provocada pela secreção metabólica de organismos (Corfield 1994). Segundo investigação efetuada por Grant (1992), em carbonatos neoproterozóicos do noroeste da Terra Nova, o efeito vital teria influenciado os valores de $\delta^{13}\text{C}$ apenas após o início do Cambriano, devido aos carbonatos proterozóicos terem sido predominantemente não-esqueletais (Knoll & Sweet 1990).

A interpretação do significado do valor de $\delta^{13}\text{C}$ de um carbonato deve ser acompanhada também do conhecimento das condições em que o carbonato se depositou, se em ambiente marinho restrito ou comunicado ao oceano. Em ambientes restritos, a composição isotópica do C dissolvido varia de forma independente, resultante de outros fatores, como acúmulo localizado de matéria orgânica ou através de decomposição metanogênica da matéria orgânica, sob condições anóxicas durante a sedimentação, o que resulta em enriquecimento de ^{13}C . Estas condições, no entanto, são identificáveis geralmente pela distribuição heterogênea e aleatória dos valores ao longo das seções estratigráficas.

8.4. O significado dos valores de $\delta^{18}\text{O}$

A composição isotópica de oxigênio da água do mar, em contraposição à origem orgânica (fotossíntese) do fracionamento isotópico do C, varia com a temperatura e salinidade da água, com as glaciações e deglaciações e com o padrão de circulação oceânica, se vigoroso ou sob condições de estratificação oceânica, além de uma possível variação secular (Brasier *et al.* 1990, Grossman 1994, Tobin *et al.* 1996).

O aumento da temperatura resulta em maior proporção de oxigênio leve (^{16}O) incorporado no retículo cristalino da calcita tanto de carbonatos orgânicos quanto de inorgânicos, enquanto que a diminuição da temperatura resulta em maior incorporação de ^{18}O . A variação do $\delta^{18}\text{O}$ pela glaciação ocorre devido às calotas de gelo polares se formarem por precipitação de águas originadas da evaporação em baixas latitudes. O vapor originado pela evaporação é enriquecido em ^{16}O , o que torna as águas oceânicas enriquecidas em ^{18}O e, conseqüentemente, os carbonatos originados em períodos glaciais apresentam $\delta^{18}\text{O}$ positivos (Corfield 1994).

Em ambientes marinhos modernos, os cimentos carbonáticos apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ em equilíbrio com a água do mar ou ligeiramente mais pesados (Gonzales &

Lohmann 1985), com valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -0.5 e $+3 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$. Sedimentos carbonáticos orgânicos apresentam também valores próximos ao da água na qual o organismo vive; já carbonatos inorgânicos, como os de *ooids*, têm $\delta^{18}\text{O}$ próximo a 0 ‰^{PDB} (Tucker & Wright 1990).

Para se estimar a influência das glaciações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar, Shackleton & Kenett (1975 *apud* Long 1993) calcularam que para uma diminuição de 59 m do nível do mar, em resposta a uma glaciação, a composição de $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar sofreria aumento de $1,2 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$. Com base nestes dados, a variação do $\delta^{18}\text{O}$ pelo degelo seria relativamente pequena se comparada com a variação provocada pelo aumento da temperatura da água do mar após a glaciação, o qual seria o principal fator de diminuição do $\delta^{18}\text{O}$ em períodos pós-glaciais. Por fim, não se sabe ao certo se a variação de $\delta^{18}\text{O}$ é reflexo da variação da temperatura ou das modificações no volume das calotas de gelo em resposta às glaciações e deglaciações (Mallinson & Compton 1997).

A influência da salinidade nas razões isotópicas foi constatada por Deamaison & Moore (1980), que observou elevação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$ com aumento da salinidade em cimentos depositados em zonas de misturas de água doce freática com águas marinhas das ilhas Cayman. Em estudo de carbonatos holocênicos e pleistocênicos de Barbados, Allan & Matthews (1982) constataram que calcários posicionados 1 a 2 metros abaixo da superfície de exposição apresentavam enriquecimento em ^{18}O . Interpretaram que isto ocorria devido à retirada de ^{16}O das águas intersticiais pela evaporação. Em zonas litorâneas foram registrados valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ devido à diluição com a água doce, enquanto que em bacias restritas, como a do Mar Mediterrâneo, a evaporação resultou em águas com $\delta^{18}\text{O}$ mais positivos (Thunell *et al.* 1987).

Outra característica dos isótopos de oxigênio em carbonatos é o sistemático registro de valores de $\delta^{18}\text{O}$ cada vez mais negativos quanto mais antigo o carbonato (Veizer & Hoefs 1976, Veizer *et al.* 1980, Burdett *et al.* 1990). Esta relação também tem sido registrada em silixitos e fosforitos. Duas hipóteses básicas são apresentadas para esta diminuição dos valores com o tempo. A primeira é de que a água do mar seria mais empobrecida em ^{18}O no Paleozóico e no Proterozóico, a segunda é a de que a temperatura da água do mar era maior.

Existe ainda a hipótese de que os valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos pré-cambrianos seriam resultantes de alterações pós-deposicionais (Burdett *et al.* 1990). Tucker (1982, 1986a) demonstrou que calcários proterozóicos com valores de $\delta^{18}\text{O}$ negativos (-10 a $-17 \text{ ‰}^{\text{SMOW}}$) eram compostos originalmente de aragonita e sofreram transformações após soterramento profundo, onde os valores de $\delta^{18}\text{O}$ refletiriam, neste

caso, a temperatura de soterramento e não a da água do mar durante a formação do carbonato.

A suscetibilidade da variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ ao intemperismo é relativamente alta quando comparada com os isótopos de C e de Sr, de tal forma que enquanto determinados sistemas são parcialmente abertos para elementos específicos, estes mesmos sistemas apresentam abertura total para o oxigênio (Allan & Matthews 1982, Banner *et al.* 1988).

Fairchild *et al.* (1990), em análise pormenorizada de estromatólitos proterozóicos da Maurîtânia, identificaram valores de $\delta^{18}\text{O}$ variando de - 11 a -7 ‰^{PDB} numa mesma amostra, com a micrita tendendo a valores mais negativos do que o cimento, enquanto que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ correspondentes demonstrariam variação relativamente menor, de + 1,7 a + 1,9 ‰^{PDB}.

Determinações de paleotemperaturas a partir do $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos pré-cambrianos são difíceis de serem estabelecidas por não se ter conhecimento da composição isotópica de oxigênio da água na qual o carbonato se originou.

Portanto, para alguns autores (Brasier *et al.* 1992, Kaufman & Knoll 1995, Myrrow 1995), as composições isotópicas de O são antes indicadores sensíveis de alterações diagenéticas e térmicas do que um parâmetro quimioestratigráfico. Neste sentido, valores muito negativos, geralmente inferiores a - 11 ‰^{PDB}, indicariam que o carbonato teria sofrido alteração ao ponto de ter afetado também as razões de isótopos de C e Sr (Kaufmann *et al.* 1991).

8.5. Isótopos de Sr

A variação das razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na água dos oceanos encontra-se associada à intensidade do vulcanismo oceânico e ao aumento ou diminuição da erosão do embasamento cristalino (Faure 1986). Nas águas dos oceanos, o Sr é precipitado juntamente com o carbonato de cálcio, de tal forma que as rochas carbonáticas registraram a variação da composição isotópica do Sr nos oceanos e continentes através do Proterozóico e do Fanerozóico.

Para o Fanerozóico, a constatação de que os oceanos se encontravam em homogeneidade isotópica é interpretada com base na comparação dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos cronocorrelatos de diferentes localidades geográficas. Investigações isotópicas de Sr nas águas dos oceanos atuais também têm demonstrado que a composição isotópica de Sr é homogênea. Tal fenômeno ocorre em função do longo tempo de residência do Sr, de aproximadamente 4 Ma, comparado com o tempo de mistura dos oceanos, estimado em milhares de anos, o que possibilita constante homogeneização isotópica. Tal fato decorre também devido à alta concentração de Sr

nos oceanos ($7,7 \mu\text{m/g}$) com relação à média das águas fluviais ($0,068 \mu\text{m/g}$) (Faure 1986).

Armstrong (1971 *apud* Faure 1986) interpretou que o aumento na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nos oceanos poderia estar associado a episódios de glaciação, devido ao aumento da erosão de exposições granítico-gnássicas de áreas cratônicas. Norbert Clauer (*apud* Faure 1986) observou ainda que as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos oceanos são relativamente maiores após eventos orogenéticos, devido também à intensificação dos processos erosivos. Keto & Jacobsen (1985) também já havia demonstrado aumento das razões de Sr após períodos de máxima exposição, intemperismo e erosão das rochas continentais. Esta relação ocorre porque a crosta continental encontra-se enriquecida em ^{87}Sr , devido às altas razões de Rb/Sr (Nance *et al.* 1986).

O hidrotermalismo junto às cadeias meso-oceânicas e o intemperismo químico de basaltos contribuem com baixos valores de razão de Sr, geralmente entre 0,703 e 0,704. O intemperismo de rochas siálicas da crosta continental responde por altos valores, ao redor de 0,720, relativamente elevados comparados ao valor atual da água oceânica, de 0,7092

Burke *et al.* (1982), com base na análise de 744 amostras de carbonatos antigos e 42 de carbonatos modernos, estabeleceram curva de variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do final do Cambriano ao Recente (figura 8.2). Esta curva foi construída para estabelecer idades a partir do valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de uma determinada amostra de carbonato marinho.

A grande variação de valores que ocorre ao longo da curva dificulta, no entanto, a determinação de idade quando não se tem uma idéia aproximada do intervalo de tempo em que o carbonato teria se depositado. Tal dificuldade é maior ainda para carbonatos do Paleozóico e do Mesozóico. Já no Terciário, onde os valores são crescentes, formando uma curva ascendente, comparações de razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de uma amostra pode indicar sua possível idade de deposição (De Paolo & Ingram 1985).

A curva de variação dos valores de razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Vendiano e Cambriano Inferior assemelha-se à do Cenozóico (figura 8.3). Os processos que provocaram estas variações provavelmente foram os mesmos, associados à intensificação dos processos erosivos resultante da formação das cadeias de montanhas do Himalaia e dos Andes, no Cenozóico, e à orogênese Pan-Africana-Brasileira no Neoproterozóico - Cambriano.

Figura 8.2. Variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos marinhos no Fanerozoico (Burke *et al.* 1982).

Figura 8.3. Comparação da variação secular dos isótopos de Sr da água do mar do Cenozóico(a) e do Vendiano-Cambriano(b). Faixas hachuradas representam as glaciações mais significativas do Cenozóico e do Vendiano (Kaufman *et al.* 1993)

Outra curva comumente empregada é a de Veizer *et al.* (1983), aprimorada por Faure (1986) - figura 8.4. Esta curva abrange dados desde o Arqueano até o final do Proterozóico, ao contrário da apresentada por Kaufman *et al.* (1993), restrita ao final do Proterozóico e Cambriano Inferior (figura 8.5).

Figura 8.4. Variação das razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de carbonatos marinhos de idade pré-cambriana. Os dados sugerem que as razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos oceanos no Arqueano eram similares ao do manto até aproximadamente 2,5 bilhões de anos, com aumento até valores ao redor de 0,7090 no final do Proterozóico, valores semelhantes aos dos mares modernos. (figura apresentada por Faure 1986 com base em dados de Veizer & Compston 1976, Veizer *et al.* 1983 e Demaiffe & Fieremans 1981).

Figura 8.5. Variação secular da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do Vendiano e Cambriano. Os dois triângulos no canto inferior direito da figura simbolizam os limites da glaciação Varanger. Em linha tracejada, é demonstrada a evolução de Sr interpretada por Asmeron *et al.* (1991) e, em linhas cheias, a curva com base em maior número de dados de bacias vendianas distintas (extraído de Kaufman *et al.* 1993).

Os dados de Veizer *et al.* (1983) - figura 8.4 - obtidos de carbonatos do Neoproterozóico do Cráton do Oeste Africano, mostram quedas dos valores das razões de Sr no intervalo de 900 ± 50 Ma. Este rebaixamento das razões isotópicas foi interpretado como resultante de intensa liberação de Sr a partir do manto por aumento da atividade hidrotermal e pelo intemperismo submarino de basaltos. Este intervalo de tempo é posterior aos *rifts* que teriam provocado a fragmentação do supercontinente Rodínia, formado há 1 bilhão de anos atrás (Bond *et al.* 1984, Hoffman 1991).

Gorokov *et al.* (1995) apresentaram nova curva de variação (figura 8.6) de razão de Sr, elaborada com base no resultado de 51 amostras de seções estratigráficas da Sibéria. Nesta curva, a distribuição relativa ao Rifeano e ao final do Neoproterozóico difere do observado em curvas anteriormente publicada.

Figura 8.6. Variação das razões de Sr dos oceanos do Neoproterozóico ao Cambriano. As linhas representam os valores mais confiáveis dos correspondentes intervalos de tempo, figura extraída de Gorokov *et al.* (1995).

1 e 2 dados de Gorokov *et al.* (1995), 1- calcários, 2- dolomitos;
3 e 4 dados de Veizer *et al.* (1983), Derry *et al.* (1989), Asmeron *et al.* (1991), Kaufman *et al.* (1993); 3- calcários, 4 - dolomitos.

8.6. Implicações biogeoquímicas dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Altos valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ têm sido atribuídos às modificações no fluxo de C no oceano a partir da matéria orgânica. As interpretações sobre os controles do soterramento de C orgânico são controversas, até mesmo em estudos dos oceanos atuais. No entanto é amplamente aceito que o fluxo de soterramento de matéria orgânica é proporcional ao fluxo da sedimentação total (Berner 1989). Há, porém, poucas razões para inferir elevadas taxas de sedimentação total ao longo de todo intervalo neoproterozóico. Derry *et al.* (1992) interpretaram que os dados isotópicos de Sr indicam justamente o inverso - que durante ao menos o Criogênio (intervalo de tempo entre as glaciações Sturtian e Varanger) o fluxo total de erosão foi baixo. Neste intervalo de tempo, altas taxas de preservação de matéria orgânica foram associadas a fluxos anormais de agentes redutores no oceano, provavelmente ligados à intensa atividade vulcânica e/ou hidrotermal, condizente com os valores relativamente baixos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Outra interpretação seria a de que os fluxos de erosão criogênicos teriam sido elevados e que os baixos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos seriam resultantes de extraordinária atividade hidrotermal. Independente das hipóteses apresentadas, supõe-se que no Proterozóico ocorreram períodos com preservação de grande quantidade de matéria orgânica (Kaufman & Knoll 1995).

Jensen & Grant (1996) apresentaram argumentos contra a interpretação de que os $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos refletiriam variações do $\delta^{13}\text{C}$ inorgânico da água do mar através do tempo. Estes autores mencionaram a possibilidade de fracionamento isotópico através de processos metabólicos e pelo efeito vital no processo de biomineralização (Grant 1992). E, em sedimentos recentes, tem sido constatado que a atividade microbiana gera cimentos com valores de $\delta^{13}\text{C}$ distintos dos da água do mar (Sansone *et al.* 1990).

Incursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ pontuam o registro isotópico de C no Criogênio. Geralmente estas excursões negativas encontram-se associadas a eventos glaciais (Kaufman & Knoll 1995). Um possível mecanismo causador destes valores negativos teria sido a quebra da estratificação oceânica, com mistura de águas profundas (empobrecidos em ^{13}C) com águas superficiais (Kaufman *et al.* 1991). Através deste mecanismo, teria também ocorrido mistura de águas anóxicas ricas em ferro dissolvido com águas oxigenadas e conseqüente precipitação massiva de formações ferríferas, o que seria uma explicação para a típica associação entre tilitos e formações ferríferas neoproterozóicas (Young 1976).

A elevação de valores de $\delta^{13}\text{C}$ de carbonatos pós-Varanger coincide com o aumento das razões de Sr. Derry *et al.* (1992) interpretaram que o aumento das razões

isotópicas de Sr, juntamente com dados isotópicos de Nd, indicam acréscimo considerável da erosão continental, atribuído à orogênese Pan-Africana (Asmeron *et al.* 1991, Kaufmann *et al.* 1993). Desta forma, ao menos o pico isotópico de $\delta^{13}\text{C}$ pós-Varanger é indicativo de alta taxa de soterramento absoluto de C orgânico.

A hipótese geralmente aceita para explicar incursões positivas de $\delta^{13}\text{C}$ é que durante transgressões marinhas, a expansão de áreas de plataformas rasas aumenta a taxa de soterramento de matéria orgânica e promove o enriquecimento do oceano em ^{13}C . No sentido oposto, durante regressões marinhas, as plataformas são expostas e aumenta a erosão e oxidação do carbono orgânico, produzindo incursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ (Tappan 1968, Broecker 1982, Compton *et al.* 1990, 1992). Esta idéia é sustentada também pelas correlações positivas encontradas entre as flutuações do nível do mar e as variações no registro de $\delta^{13}\text{C}$ da água do mar, como foi identificado em foraminíferos bentônicos (Woodruff & Savin 1985).

8.7. Conservação da composição isotópica original

Os valores primários de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos podem sofrer modificações, após a deposição, através do reequilíbrio com fluidos de diferentes composições isotópicas. As principais formas de alteração da composição isotópica original são: neomorfismo, recristalização, alterações térmicas e maturação e decomposição anaeróbica da matéria orgânica na diagênese, com produção de metano. Portanto, a questão fundamental é saber se o $\delta^{13}\text{C}$ obtido de uma amostra de carbonato representa o $\delta^{13}\text{C}$ da água do mar, a partir da qual o carbonato foi precipitado, ou se o valor é resultante de alterações diagenéticas ou metamórficas (Kaufman & Knoll 1995).

A reação de minerais carbonáticos com o quartzo (ou feldspato), originando silicatos de Ca e Mg com liberação de CO_2 enriquecido em ^{13}C , provoca diminuição do valor de $\delta^{13}\text{C}$ do carbonato remanescente (Shieh & Taylor 1969). Estas reações ocorrem sob condições de metamorfismo e somente quando o carbonato apresenta frações siliciclásticas. Em mármore puros, foram identificadas as mesmas composições isotópicas dos carbonatos precursores, o que demonstra que, sob ausência de siliciclásticos, carbonatos metamórficos podem ter mantido a composição isotópica original (Schidlowski *et al.* 1983).

Estudos em carbonatos proterozóicos têm demonstrado que os dolomitos normalmente mantêm a composição isotópica de C original. Kaufman & Knoll (1995) interpretaram que tal fato ocorre porque na dolomitização precoce ocorre reincorporação do C do carbonato original sem fracionamento isotópico, mantendo, assim, a composição isotópica de C do carbonato que originou o dolomito. Para o Proterozóico,

há também a hipótese de que a dolomitização deve ter sido sin deposicional e na presença de fluidos isotopicamente similares aos da água do mar (Tucker 1982).

Outro importante fenômeno de alteração do $\delta^{13}\text{C}$ original identificado por Irwin *et al.* (1977) é o associado ao metabolismo microbiano da matéria orgânica, o qual pode produzir carbonatos com composição isotópica muito negativa (-20‰^{PDB}) ou positiva ($+10\text{‰}^{\text{PDB}}$).

Águas meteóricas, com gás carbônico derivado do solo, podem alterar a composição isotópica original produzindo carbonatos empobrecidos em ^{13}C (Tucker 1989). Esta atividade microbiana produz substâncias, entre elas o metano, de diferentes composições isotópicas, que podem ser incorporadas aos minerais carbonáticos de diagênese precoce, alterando os valores primários tanto para positivos como para negativos, dependendo do tipo de processo envolvido (Irwin *et al.* 1977, Narbonne *et al.* 1994).

Brasier *et al.* (1992), ao estudarem os carbonatos neoproterozóicos da Península de Avalon (Newfoundland - Canadá), atribuíram os valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$, inferiores a -10‰^{PDB} , a aquecimento pós-deposicional. A variação térmica foi confirmada por Strauss *et al.* (1992) que, em análise da cristalinidade da illita e da alteração termal do querogênio de paredes orgânicas de microfósseis, constataram que estes carbonatos estiveram sujeitos a temperaturas entre 140 e 200 °C.

Strauss *et al.* (1992) identificaram efeitos termais na assinatura isotópica da sucessão neoproterozóica da Península de Avalon (Newfoundland-Canadá). Estas evidências indicaram temperatura entre 140 e 200 °C, o que é concordante com o que foi interpretado por Brasier *et al.* (1992) para os mesmos carbonatos, como o motivo de ocorrerem valores de $\delta^{18}\text{O}$ menores que -10‰ .

Diante do exposto, para se obter razões isotópicas que reflitam as da água do mar no momento da deposição, Kaufman *et al.* (1993) sugeriram efetuar pormenorizada análise prévia do material antes das análises dos isótopos. As amostras devem ser escolhidas após exame petrográfico e de catodoluminescência, o que tem demonstrado que mesmo amostras de granulação fina, sem grandes variações texturais, apresentavam porções luminescentes (LSC) com composições isotópicas distintas das porções não luminescentes (NLM), menos alteradas.

Em porções com moderada (MLM) e alta (LSC) luminescência e em rocha-total (WR), Kaufman *et al.* (1993) identificaram os menores valores de Sr e altas razões Mn/Sr. Estas modificações foram interpretadas como resultantes da adição de Mn ou remoção de Sr por águas meteóricas durante a diagênese. Num caso específico, a diferença de 0,0002 na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre porções não luminescente (NLM) e rocha-

total (WR) demonstra que a determinação da composição isotópica da água do mar contemporânea não pode ser obtida a partir da análise de rocha-total.

Veizer & Compston (1976) argumentaram que os sedimentos terrígenos depositados juntamente com os carbonatos podem apresentar ^{87}Sr radiogênico e conseqüente aumento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ original, de tal forma que consideraram os valores mínimos de isótopos de Sr como os mais próximos da composição original.

8.8. Análise dos dados de isótopos de C e O das unidades estudadas

Foram realizadas 70 análises de isótopos de C e O de calcários e dolomitos no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) da Universidade Federal de Pernambuco, assim distribuídas: 37 análises do Grupo Corumbá, 19 da Formação Araras, 5 do Grupo Itapucumí (Paraguai) e 9 do Grupo Arroyo del Soldado (Uruguai).

As amostras de carbonatos foram selecionadas já na coleta de campo, quando foram extraídas durante levantamento de seções colunares de modo a possibilitar seu posicionamento estratigráfico. Procurou-se retirar amostras sem fraturas e vênulas, de preferência sempre as maciças e de granulação fina (*mudstones*).

Em laboratório, nova seleção foi realizada com base em análise petrográfica, eliminando as que apresentavam fraturas, estilólitos e vênulas microscópicas e também as muito recristalizadas.

A análise petrográfica permitiu ainda selecionar o ponto mais apropriado para amostragem, procurando sempre as porções homogêneas e de granulometria fina. A posição do melhor local de amostragem foi marcada na contraparte do pedaço da amostra de onde foi cortada a seção delgada e a amostra retirada através de broca diamantada milimétrica.

No decorrer do trabalho, houve disponibilidade de uso de equipamento de catodoluminescência do Departamento de Mineralogia do IGUSP, com o qual foi possível verificar o grau de preservação do carbonato de aproximadamente metade das amostras analisadas.

A catodoluminescência permite visualizar as porções da amostra enriquecidas em Mn. Este elemento é introduzido no carbonato por ação de águas meteóricas, responsáveis pela alteração dos valores primários de isótopos de C e O. O Mn torna a amostra luminescente, portanto, são selecionadas para amostragem apenas as porções não-luminescentes.

O material extraído (30 mg) foi dividido em duas partes e condicionado em papel de filtro. Uma parte foi enviada para análise de isótopos de C e O e a outra metade destinada à análise de razões de Sr.

As análises de isótopos de C e O foram realizadas no LABISE, onde foi empregado como gás de referência o NBS-19 e a espectrometria realizada com um SIRA II da V.G. ISOGAS, de dupla admissão, triplo coletor. As amostras reagiram com H_3PO_4 a 100%, a 25° C, durante 24 horas (calcários calcíticos) ou 72 horas (dolomitos).

Para determinação das razões de Sr, realizada no Centro de Pesquisas Geocronológicas do IGUSP, o Sr foi separado e concentrado em coluna de resina catiônica e depositado sobre filamento simples de tântalo para análise em espectrômetro de massa VG 354, acoplado a microcomputador HP 9000-16. A qualidade das medidas foi aferida em relação ao carbonato de Sr NBS-987, usado como padrão. Para todas amostras, foram analisados as razões de Sr de lixiviação total, com exceção de uma amostra, indicada na tabela 8.1.

Com base nos critérios adotados para seleção das amostras, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos são considerados primários ou próximos destes, refletindo a composição isotópica de C da água do mar à época da sedimentação, com exceção apenas dos obtidos de amostras com $\delta^{18}\text{O}$ muito negativos ($< -10 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$).

8.8.1. Grupo Corumbá

Foram obtidos dados isotópicos de uma seção da Formação Bocaina (Fazenda Nhuverá - Planalto da Bodoquena) e de três sessões da Formação Tamengo no Maciço do Urucum, em Corumbá.

8.8.1.1. Formação Bocaina

Os isótopos obtidos da seção da Fazenda Nhuverá, no Planalto da Bodoquena, apresentam $\delta^{13}\text{C}$ próximos de zero a ligeiramente negativos e os $\delta^{18}\text{O}$ ao redor de $-3 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$, sem grande dispersão dos valores (figura 8.7).

Apenas uma análise de dolomito vermelho sotoposto aos diamictitos da Formação Puga obtida do Morro homônimo, às margens do Rio Paraguai, forneceu $\delta^{13}\text{C} = -5,476 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$ e $\delta^{18}\text{O} = -11,761 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$.

A presença de valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos em carbonatos sobrepostos a depósitos glaciais varangerianos foi constatada em exposições neoproterozóicas do Leste da Groenlândia e das Ilhas Svalbards, situadas a leste, com $\delta^{13}\text{C}$ variando de -3 a $-5 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$ (Knoll *et al.* 1986, Fairchild & Spiro 1987). Foram também observados no Grupo Huqf, em Oman, em carbonatos posicionados abaixo de ocorrências de *Cloudina* (Burns & Matter 1993), no norte do Irã (Kimura *et al.* 1997) e em diversas bacias neoproterozóicas da Austrália (Kennedy 1994).

O registro de $\delta^{13}\text{C}$ negativo nestes carbonatos pós-glaciais tem sido atribuído a fenômeno em escala global (Kaufman & Knoll 1995, Tobin *et al.* 1996, Kimura *et al.*

1997). Durante a glaciação Varanger é interpretado que o gradiente térmico latitudinal era pequeno e não havia circulação oceânica vigorosa como a presente atualmente. Provavelmente existia apenas um oceano circundando o supercontinente e o nível do mar era relativamente baixo. Evaporação acentuada nos mares marginais a baixas latitudes produziram águas quentes e com salinidade alta, condições estas propícias à estratificação das águas oceânicas (Tucker 1992), sendo as águas profundas anóxicas e enriquecidas em ^{12}C .

A quebra na estratificação das águas oceânicas e surgimento de correntes ascendentes marinhas (*upwellings*) teriam causado bruscas mudanças no ambiente oceânico com mistura de águas profundas, enriquecidas em ^{12}C e em nutrientes, promovendo a formação de carbonatos com $\delta^{13}\text{C}$ negativos (Kaufman & Knoll 1995). A presença de águas com valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ seria por intervalo de tempo relativamente curto seguido de rápido reorganização dos isótopos de C entre os reservatórios oceânicos (Tobin *et al.* 1996).

Figura 8.7. Valores de isótopos de C e O da Formação Bocaina obtidos da seção estratigráfica da Fazenda Nhuverá, Planalto da Bodoquena, e de dolomito vermelho sobreposto a diamictito da Formação Puga no morro homônimo.

8.8.1.2. Formação Tamengo

A análise de amostras da Formação Tamengo (figura 8.8) na Pedreira Laginha, a qual exhibe seção completa desta unidade, permitiu constatar aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ de negativo ($-3,316 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$) para positivo ($+4,589 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$), com diferença de magnitude de $7,905 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$, valor este coerente com os encontrados em demais sucessões pós-Varanger de 7 ‰^{PDB} (Smith *et al.* 1996).

Esta incursão positiva também foi constatada na seção da Pedreira Saladeiro, onde foi obtido valor máximo de $\delta^{13}\text{C} = +5,1 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$ e interpretada (Boggiani *et al.* 1996b, 1997) como a incursão ediacariana encontrada em demais sucessões carbonáticas neoproterozóicas (Corsetti & Kaufman 1994; Kaufman & Knoll 1995). O pico pós-Varanger da seção das Montanhas Mackenzie no noroeste do Canadá é de $+5,9 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$ (Narbonne *et al.* 1994).

Na seção levantada em corte ao fundo da Companhia de Navegação da Bacia do Prata, em Ladário, cidade vizinha a Corumbá, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são positivos, atingindo o valor máximo de $+5,8 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$. Na base, foi obtido valor negativo ($-2,52 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$), associado à ocorrência de *Corumbella*. Esta mesma associação, entre valor negativo e a ocorrência desse fóssil, foi constatada na Pedreira Laginha.

A metade superior da Formação Tamengo, em ambas seções analisadas, apresenta abundante concentração de *Cloudinas* e valores de $\delta^{13}\text{C}$ em patamar relativamente constante entre $+1$ e $+3 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$. Esta relação, ou seja, a presença de patamar de valores positivos estratigraficamente acima da máxima incursão positiva, foi também observada no Grupo Huqf em Oman (Conway Morris *et al.* 1990) e no Grupo Nama da Namíbia (Grotzinger *et al.* 1996), ambos apresentando ocorrências de *Cloudinas*.

A incursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$, associada a ocorrências de fósseis vendianos, tem sido atribuída a soterramento generalizado e em escala global de C orgânico em função do aumento da produtividade biológica, causado pelas correntes marinhas ascendentes, e pelas condições de sedimentação da matéria orgânica devido à elevação do nível do mar (Kaufman & Knoll 1995).

Figura 8.8. Isótopos de C e O da Formação Tamengo

8.8.2. Formação Araras

Os isótopos de C e O da Formação Araras foram analisados a partir de amostras de suas seções inferior (calcítica) e superior (dolomítica) extraídas de suas exposições na Província Serrana e da Pedreira de Nossa Senhora da Guia (figura 8.9).

A seção inferior da Formação Araras foi obtida em pedreira situada 6 km ao sul de Nobres e a dolomítica na pedreira da Mineração Império, em Jangada. A primeira, representada por *mudstones* calcíticos cinza-escuros e intercalações de lâminas carbonosas, apresenta valores reativamente homogêneos de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$, ao contrário da seção dolomítica superior, a qual apresenta variações de valores relativamente maiores e isótopos mais pesados de C e O.

Os valores isotópicos obtidos da seção da Pedreira da Guia exibem a mesma relação observada nas seções da Província Serrana.

O enriquecimento em ^{13}C e ^{18}O , nos dolomitos, provavelmente estaria relacionado às condições mais restritas da bacia de sedimentação, sem comunicação com águas oceânicas. Esta associação é coerente com a interpretação de que a sedimentação da Formação Araras teria ocorrido em mar epicontinental, sob condições evaporíticas mais intensas no topo, concomitante à diminuição da profundidade da coluna d'água.

Estudos de sedimentos carbonáticos holocênicos e pleistocênicos de Barbados demonstraram que entre um e dois metros abaixo da superfície de exposição ocorre aumento do $\delta^{18}\text{O}$, resultante da remoção de ^{16}O das águas contidas nos poros dos sedimentos pela evaporação (Allan & Matthews 1990).

O enriquecimento em ^{18}O da seção dolomítica da Província Serrana foi relativamente maior do que aquele observado nos dolomitos da Pedreira da Guia, onde possivelmente as condições evaporíticas teriam sido menores.

Os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, observados nas seções calcíticas inferiores, são compatíveis com a interpretação de que estes carbonatos teriam sido originados em águas estagnadas e anóxicas. Provavelmente a coluna d'água encontrava-se estratificada devido aos processos evaporíticos, com águas ricas em ^{12}C , mais profundas, e águas rasas ricas em ^{13}C .

Partindo-se do pressuposto de que os sedimentos carbonáticos originaram-se em bacia sem conexão com águas oceânicas, não é possível utilizar os dados isotópicos para comparação com curvas de variações seculares. Estes dados porém se mostraram válidos para correlações intrabaciais, permitindo corroborar a hipótese de continuidade lateral das exposições da Pedreira da Guia e com as da Serra das Araras.

Figura 8.9. Isótopos de C e O da Formação Araras

8.8.3. Grupo Itapucumí (Paraguai)

Apesar dos poucos resultados obtidos, em função do baixo grau de preservação dos carbonatos da seção levantada em Vallemí (figura 8.10), não foi identificada nenhuma variação considerável entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

Condições evaporíticas presentes durante a sedimentação, atestadas por evidências sedimentológicas, aparentemente não afetaram as razões isotópicas de O, sendo estas compatíveis com os resultados geralmente encontrados em demais sucessões estratigráficas, por volta de -8‰_{PDB} .

Figura 8.10. Isótopos de C e O do Grupo Itapucumí

8.8.4. Grupo Arroyo del Soldado (Uruguai)

Foram realizadas 9 análises isotópicas de carbonatos da Formação Polanco e da Formação Cerro Victoria, a primeira da base e a segunda do topo do Grupo Arroyo del Soldado (figura 8.11).

Os carbonatos da Formação Polanco apresentam-se tectonizados, com freqüentes fraturas preenchidas por calcita e são luminescentes sob catodoluminescência. Estas características dificultam a obtenção de amostras preservadas, o que se reflete nos resultados isotópicos obtidos, com valores de $\delta^{18}\text{O}$ muito negativos ($< -8 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$).

Os $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Polanco são distintos nas duas seções levantadas. A de Cerro Partido, em Mariscal, onde ocorrem intensamente transpostos, os $\delta^{13}\text{C}$ são negativos, variando entre $-0,9$ e $-3,6 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$, com diminuição progressiva para o topo. Na seção de Cerro dos Eucaliptos, em Pirajá, mais preservada das deformações tectônicas porém ricos em fraturas preenchidas por calcita, os $\delta^{13}\text{C}$ são positivos, entre $2,0$ e $2,8 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$.

Os carbonatos que se mostraram mais apropriados para estudos isotópicos foram os da Formação Cerro Victoria, de seção levantada em Illescas, com abundantes estruturas estromatolíticas, oolíticas e prováveis icnofósseis (Montaña & Sprechman 1993, Gaucher *et al.* 1996). Ali duas análises forneceram $\delta^{13}\text{C}$ igual a $-1,8$ e $-3,5 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$ e, respectivamente, $\delta^{18}\text{O}$ igual a $-6,4$ e $-5,7 \text{ ‰}^{\text{PDB}}$. A primeira amostra é de dolomitos róseos intercalados nos calcários maciços e a segunda de calcário com estromatólito, de tal forma que os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ provavelmente estariam associados à atividade microbiana.

Os resultados obtidos são insuficientes para associação com curvas de variação global, aliado ao fato das rochas em grande parte se encontrarem deformadas tectonicamente. Espera-se, no entanto, que os estudos paleontológicos e estratigráficos em desenvolvimento possibilitem a obtenção de amostras de seções mais preservadas.

Figura 8.11. Valores de isótopos de C e O de carbonatos das formações Polanco e Cerro Victoria do Grupo Arroyo del Soldado, Uruguai.

8.9. Razões isotópicas de Sr.

Das 87 amostras submetidas à análise de $\delta^{13}\text{C}$ e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, foram excluídas as amostras de dolomito, e as calcíticas (26 amostras) foram submetidas a determinação semi-quantitativa dos teores de Sr e Rb em espectrômetro de fluorescência de Raios X (equipamento Philips modelo PW 13-16) - tabela. 8.1. Com base nesta análise, foram excluídas da determinação da razão de Sr as amostras com teores relativamente altos de Rb ou com teores baixos de Sr.

Os resultados de Zaine (1991) foram reinterpretados quanto à distribuição ao longo das seções, ao invés do uso de valores médios (figura 8.12).

Nota-se grande dispersão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos carbonatos das seções da Formação Araras da Província Serrana e da seção obtida no Sinclinal da Guia. A título de exemplo, duas amostras (Guia-2 e Guia-10) desta segunda seção, com baixas razões Rb/Sr e $\delta^{18}\text{O} = -6,7$, apresentaram razões isotópicas de Sr discrepantes (tabela 8.1).

Os resultados obtidos para o Grupo Corumbá confirmam o posicionamento da Formação Tamengo no Vendiano.

TABELA 8.1. TEORES DE RB E SR (ANÁLISE SEMI-QUANTITATIVA EM FLUORESCÊNCIA DE RAIOS X) E VALORES DE $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ OBTIDOS NO PRESENTE TRABALHO

amostra	Sr ppm	Rb ppm	Rb/Sr	$\delta^{18}\text{OPDB}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
TMG-4	740	≤ 3	0,00	- 7,956	$0,709280 \pm 0,003$
TMG-15	4 040	≤ 3	0,00	- 7,324	$0,708579 \pm 0,10$
TMG-21	1 842	≤ 3	0,00	- 9,332	$0,70862 \pm 0,010$
CO-46-k	1 714,1	≤ 3		-6,293	$0,70878 \pm 0,00013$
CO-46-L	3 552,3	6,27		- 9,842	$0,70858 \pm 0,00010$
CO-46-M (lixiviação parcial)	1 410,9	3,70		-7,073	$0,70852 \pm 0,00007$
VM-160-E	7 874	≤ 3	0,00	- 8,594	$0,708131 \pm 0,32$
VM-160-I	1 031	2 426,21	6,81	- 9,233	$0,70845 \pm 0,007$
GUIA-2	724	2	0,01	- 6,710	$0,70856 \pm 0,010$
GUIA-10	477	6	0,03	- 6,630	$0,71014 \pm 0,006$
GUIA-15	99	15	0,42	n.d.	$0,708579 \pm 0,10$
MT-09-1	73	≤ 3	0,00	- 9,208	$0,70948 \pm 0,011$

TMG- Formação Tamengo, Pedreira Laginha, CO- Formação Tamengo, Pedreira Saladeiro

AI - Formação Tamengo (Aldeia Lalima)

VM- Grupo Itapucumí (Vallemí)

GUIA- Formação Araras (Sinclinal da Guia)

MT - Formação Araras (Nobres)

n.d. - não determinado

Figura 8.12. Lançamento das razões de Sr de carbonatos da Formação Tamengo (Grupo Corumbá), Formação Araras e do Grupo Itapucumí na curva de Gorokov *et al.* (1995).

9. CONCLUSÕES

Através do presente trabalho, foi possível retomar a definição estratigráfica do Grupo Corumbá estabelecida por Almeida (1965a) com inclusão dos metassedimentos dobrados e falhados, situados a leste do Planalto da Bodoquena, incluídos nas formações Tamengo e Guaicurus. Ficam, portanto, as unidades deste grupo definidas como as expostas no Planalto da Bodoquena e no Maciço do Urucum, em área de 400 km de comprimento por 20 a 40 km de largura, o que totaliza aproximadamente 12 000 km² de exposição, parte na Faixa Paraguai e parte sobre o Cráton Amazônico.

A análise das fácies sedimentares permitiu associar as unidades do Grupo Corumbá à evolução de uma bacia *rift-to-drift*, aqui definida como Bacia Corumbá (figura 9.1 a). Nesta bacia os estágios *rift* estariam relacionados à sedimentação continental dos conglomerados da Formação Cadiueus e arenitos e pelitos da Formação Cerradinho. Em ambiente transicional, sobre extensa superfície aplainada (Superfície de Aplainamento Pedra Branca) ocorreu deposição dos dolomitos estromatolíticos da Formação Bocaina. Esta unidade teve sua sedimentação em margem continental passiva, do tipo Atlântico, sob influência de intensa circulação oceânica que resultou em correntes marinhas ascendentes e eventos fosfogénicos.

Após o início da fase *drift*, teria ocorrido rebaixamento eustático do nível do mar e retrabalhamento dos sedimentos da Formação Bocaina com redeposição destes na borda do talude. As exposições destes sedimentos, na forma de brecha intraformacional, ao longo do limite do cráton com a faixa de dobramento, caracterizam o limite do paleocontinente que teria a leste o oceano aberto. Segue transgressão marinha com deposição da Formação Tamengo em equilíbrio isotópico com as águas oceânicas. Esta acentuada elevação do nível do mar propiciou a preservação de matéria orgânica em águas profundas. Desta forma, a disponibilidade de oxigênio, em águas rasas, favoreceu o surgimento de vida metazoária, representada na Formação Tamengo pelos fósseis *Cloudina* e *Corumbella*.

Bruscas variações nas condições ambientais teriam provocado a paralisação da sedimentação carbonática, quando então teria se depositado o espesso pacote de folhelhos da Formação Guaicurus que marca o topo do Grupo Corumbá.

O Grupo Corumbá se apresenta como típica sucessão carbonática pós-glaciação Varanger, representada pela Formação Puga, depositada em bacia resultante da fragmentação, por volta de 600 Ma, de supercontinente neoproterozóico, provavelmente o Pannotia.

A comparação do conteúdo paleontológico e dos isótopos de C, O e Sr com os do Grupo Nama na Namíbia (Grotzinger *et al.* 1996), possibilitou estimar a sedimentação da Formação Tamengo como ocorrida entre 548 e 544 Ma.

Considerando-se que a sedimentação do Grupo Corumbá teria iniciado após a Glaciação Varanger, que teria ocorrido entre 625 e 580 Ma (Meert & Van der Voo 1994), seu registro sedimentar representaria o intervalo de 600 a 544 Ma, no Neoproterozóico III. Não se descarta, no entanto, a possibilidade do limite do Neoproterozóico com o Cambriano vir a ser encontrado na Formação Guaicurus.

Dois níveis fosfogenéticos foram identificados no Grupo Corumbá. O mais antigo encontra-se no topo da Formação Bocaina, o qual foi posteriormente retrabalhado, durante rebaixamento eustático do nível do mar, com os clastos de rochas fosfáticas depositados no talude da plataforma. O segundo nível está presente na Formação Tamengo, na forma de camadas centimétricas de microfosforito, intercaladas na fácies de ritmitos (*mudstones*/folhelhos) e associadas aos níveis de *Corumbellas*.

A Formação Araras, com exposições na Província Serrana, na Serra das Araras e no Sinclinal da Guia, é colocada como unidade estratigráfica distinta do Grupo Corumbá. Os dados isotópicos de C e de Sr obtidos não permitem estabelecer sua idade, devido às condições de sedimentação em ambiente de mar restrito, nem tão pouco seu escasso conteúdo paleontológico, restrito a estromatólitos. A transição destes carbonatos com arenitos da Formação Raizama, com fósseis possivelmente cambrianos, implica posicionamento desta unidade próximo ao limite superior do Neoproterozóico ou mesmo no Cambriano, requerendo, porém, estudos mais detalhados para a definição de sua idade, a qual é supostamente mais nova a parcialmente contemporânea à do Grupo Corumbá. Em nível ainda hipotético, é sugerida que a sedimentação da Formação Araras teria se dado em depressão originada pela compressão tectônica que deformou o Grupo Corumbá (figura 9.1.c).

Também não foram encontradas indícios de equivalência entre o Grupo Corumbá e o Grupo Itapucumi, exposto no Norte do Paraguai, próximo à divisa com o Brasil. As razões de Sr obtidas para o Grupo Itapucumi indicam idade vendiana, porém as deformações tectônicas e ocorrências de diques de diabásio poderiam ter afetado as composições isotópicas originais. Além disso, seus ambientes de sedimentação e sua estratigrafia carecem ainda de estudos mais detalhados que permitam interpretação mais segura dos resultados isotópicos e de suas relações estratigráficas com o Grupo Corumbá.

As relações entre o Grupo Corumbá e demais unidades carbonáticas neoproterozóicas da América do Sul podem ser parcialmente estabelecidas. Com base nas constatações deste trabalho, os grupos Bambuí e Una seriam mais antigos, por

comparação das razões de Sr e $\delta^{13}\text{C}$. O conteúdo faciológico da Formação Puncoviscana (Argentina) indica idade Cambriana Inferior e, portanto, mais nova que o Grupo Corumbá. A possibilidade de correlação com os grupos la Tinta (Argentina) e Arroyo del Soldado (Uruguai) não é descartada. Estes poderiam até mesmo constituir o registro da ligação oceânica com a bacia que deu origem ao Grupo Nama (Namíbia).

Por fim, com a comprovação de que a sedimentação carbonática do Grupo Corumbá ocorreu em equilíbrio isotópico com o oceano neoproterozóico, esta unidade é a que se apresenta como uma das mais importantes para estudo da transição neoproterozóica-cambriana na América do Sul.

Figura 9.1. Evolução geológica da Faixa Paraguai.

10. Referências bibliográficas

- ACEÑOLAZA, F.G. & DURAND, F.R. 1986. Upper Precambrian - Lower Cambrian biota from the Northwest of Argentina. *Geological Magazine*, **123**(4):367-375.
- ACEÑOLAZA, F.G. & DURAND, F.R. 1987. Paleontologia del limite Precambrico-Cambrico de Argentina. In: CONGRESSO GEOLOGICO ARGENTINO, 10, San Miguel de Tucuman, 1987, *Actas...*, v. 1, p. 315-320.
- ACEÑOLAZA, F.G. & MILLER, H. 1982. Early Paleozoic orogeny in Southern South America. *Precambrian Research*, **17**: 133-146.
- ADAMS, J.E. & FRENZEL, H.N. 1950. Capitan barrier reef, Texas and New Mexico. *Journal of Geology*, **58**: 289-312.
- AITKEN, J.D. 1989. uppermost proterozoic formations in central Mackenzie Mountains, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada Bulletin*, **368**, 26 p.
- AITKEN, J.D. 1991a. The Ice Brook Formation and post-Rapitian, Late Proterozoic glaciation, Mackenzie Mountains, Northwest Territories. *Geological Survey of Canada Bulletin*, **404**:1- 43.
- AITKEN, J.D. 1991b. Two late Proterozoic glaciations, Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Geology*, **19**: 445-448.
- ALLAN, J.R. & MATTHEWS, R.K. 1982. Isotope signature with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29**:797-817.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1944. O diastrofismo Taconico no Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **16**(2): 125-135.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1945. Geologia do Sudoeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, **116**:1-118.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1946. Origem dos minérios de ferro e manganês de Urucum (Corumbá, Estado de mato Grosso). *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM, **119**:1-57.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1954. Geologia do centro-leste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, **150**:1-97.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1957. Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **29**(1):63-72.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1958a. Ocorrência de fósseis nos Dolomitos Bocaina, em Corumbá, Mato Grosso. Relatório Anual da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 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*, **106**:1-11.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1964a. Geologia do centro-oeste mato-grossense. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, **215**:1-137.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1964b. Glaciação Eocambriana em Mato Grosso. *Notas Preliminares e Estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia*, -DNPM, **117**:1-11
- ALMEIDA, F.F.M. de 1965a. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, **219**:1-96.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1965b. Geossinclíneo Paraguaio. In: SEMANA DE DEBATES GEOLÓGICOS, 1, Centro Acad. Est. Geologia, UFRGS, p. 88-109, Porto Alegre.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1968. Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico superior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, (Suplemento Simpósio de Manto Superior). **40**: 285-296.
- ALMEIDA, F.F.M. de 1984. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: O Pré-Cambriano do Brasil (ALMEIDA, F.F.M. de e HASUI, Y., coord.). São Paulo, Edgard Blücher, p. 265-281.

- ALMEIDA, F.F.M. de 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais a leste. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 2, Goiânia. Atas..., SBG-NCO, pg. 3-14.
- ALMEIDA, F.F.M. de & MANTOVANI, M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do granito de São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47:451-458.
- ALVARENGA de, C.J.S. 1988. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico superior no Cinturão Paraguai. *Revista Brasileira de Geociências*. 18:323-327.
- ALVARENGA, C.J.S. de 1990. Phénomènes sédimentaires, structuraux et circulation de fluides développés à la transition chaîne-craton. Exemple de chaîne Paraguai d'âge protérozoïque supérieur, Mato Grosso, Brésil. Thèse doct. Univ. Aix-Marseille III, France, 177 p.
- ALVARENGA, C.J.S. de & SAES, G.S. 1992. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozoico Médio e Superior da região sudeste do Cráton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 22(4): 493-499.
- ALVARENGA, C.J.S. de & TROMPETTE, R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the later Proterozoic of the Paraguay Belt (Mato Grosso, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 92:85-105.
- ALVARENGA, C.J.S. de & TROMPETTE, R. 1994. A Faixa Paraguai e sua compartimentação estratigráfica e tectônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Anais...* Camboriú, SBG, v.1, p. 239-240.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. 1966. Potassium-argon dates of basaltic from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 30(2):159-189.
- ARAÚJO, H.J.T. de; SANTOS NETO, A. dos; TRINDADE, C.A.H.; PINTO, J.C. de A.; MONTALVÃO, R.M.G. de; DOURADO, T. D. de C.; PALMEIRA, R.C. de B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Folha SF-21- Campo Grande, 1- Geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v.28, p.9-124.
- ASMERON, Y.; JACOBSEN, S.B.; KNOLL, A.H.; BUTTERFIELD, N.J.; SWETT, K. 1991. Sr isotope variations in Late Precambrian of Neoproterozoic seawater: implication for crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55:2883-2894.
- ASTINI, R.A.; BENEDETTO, J.L.; VACCARI, N.E. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, and collided terrane: a geodynamic model. *Geological society of America Bulletin*, 107(3):253-273.
- AVILA SALINAS, W.A. 1992. El magmatismo Cámbrico-Orodovício en Bolivia. In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (Gutiérrez Marco, J.G.; Saavedra, J.; Rábano, I., editores), Universidade de Extremadura, Madrid, p. 242-253.
- AWARAMIK, S.M. 1971. Precambrian columnar stromatolite diversity: reflection of metazoan appearance. *Science*, 174: 825-826.
- AWARAMIK, S.M. 1984. Ancient stromatolites and microbial mats. In: *Microbial Mats Stromatolites* (COHEN, R.W. & HALVORSON, O. eds.) A.R. Liss Inc., New York, p. 1-22.
- BAKER, P. & KASTNER, M. 1981. Constraints on the formation of sedimentary dolomite. *Science*, 213:214-216.
- BANERJEE, D.M. 1971. Precambrian stromatolitic phosphorites of Udaipur, Rajasthan, India. *Bull. Geol. Soc. of America*, 82:2319-2330.
- BANERJEE, D.M. 1986. Precambrian stromatolite phosphorites - regional review: Indian subcontinent. Phosphate deposits of the world, v. 1, Proterozoic and Cambrian Phosphorite, COOK, P.J. & SHERGOLD, J.H., eds.), Cambridge University Press, p. 70-90.
- BANNER, J.L.; HANSON, G.M.; MEYER, W.J. 1988. Water -rock interaction history of regionally extensive dolomites of the Burlington-Keokuk formation (Mississippian): isotopic evidence. In: *Sedimentology and Geochemistry of Dolostones* (Ed. Shukla, V. & Baker, P.A.), Special Publication os Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, 43:97-113.

- BARBOSA, O. 1949. Contribuição à geologia da região Brasil-Bolívia. *Mineração e Metalurgia*, 13(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.
- BARROS, A.M.; SILVA, R.H. da; CARDOSO, O.R.F.A.; FREIRE, F.A.; ASSIS Jr., RIVETTI, M.; DANIEL, S. da L.; PALMEIRA, R.C. de B.; TASSINARI, C.C.G. 1982. Folha SD 21-Corumbá. 1-Geologia. Projeto RADAMBRASIL, Rio de Janeiro, v. 26, p.25-192.
- BATHURST, R.G.C. 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. Amsterdam, Elsevier Pub. Co., 620 p.
- BERNER, R.A. 1989. Biogeochemical cycles of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over Phanerozoic time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 75:87-122.
- BERRANGÉ, J.P. & LITHERLAND, M. 1982. Sinopsis de la geología y potencial de minerales el área del Proyecto Precámbrico - Proyecto de Exploración Mineral del Oriente Boliviano. Fase I e II: 1976-1983, Informe nº 21, 120 p.
- BETTENCOURT, J.S.; ONSTOTT, T.C.; DE JESUS, T.; TEIXEIRA, W. 1996. Tectonic Interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on country rocks from the Central sector of the Rio Negro-Jurueba Province, Southwest Amazonian Craton. *International Geology Review*, 38: 42-56.
- BEUKES, N.J. 1987. Facies relationships, depositional environments and diagenesis in a major Early Proterozoic stromatolitic carbonate platform to basinal sequence, Cambelrand Subgroup, Transvaal Supergroup, southern Africa. *Sedimentary Geology*, 54:1-46.
- BEURLEN, K. & SOMMER, F.W. 1957. Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o Calcário Corumbá. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, 168:1-35.
- BOGGIANI, P.C. 1990. Ambientes de sedimentação do Grupo Corumbá na região central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul. Dissertação de mestrado defendida no Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar do IG/USP, 91 p.
- BOGGIANI, P.C. & COIMBRA, A.M. 1996. The Corumbá Group (Central South America) In The Context of Late Neoproterozoic Global Changes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Resumo das Comunicações, 68(4): 595-596.
- BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M.; FAIRCHILD, T.R. 1992. Calcários e rochas fosfáticas do Grupo Corumbá na Serra da Bodoquena, MS: modelo genético. IN: Jornadas Científicas, 2, São Paulo, 1992. *Boletim IG-USP*, Publicação Especial Nº 12, São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo -IG/USP, p. 23-24.
- BOGGIANI, P.C.; FAIRCHILD, T.R.; COIMBRA, A.M. 1993. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região Central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul (Faixa Paraguai). *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3):301-305.
- BOGGIANI, P.C., COIMBRA, A.M.; FAIRCHILD, T.R. 1996a. Stromatolitic Reefs of The Bocaina Formation (Corumbá Group - Neoproterozoic-Cambrian) Mato Grosso do Sul, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Resumo das Comunicações, 68(4):596-597.
- BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M.; SIAL, A.N.; VALDEREZ, P.F. 1996b. Incursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ (Ediacariana) na Formação Tamengo, Grupo Corumbá (Neoproterozóico). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. *Anais...*, Salvador, SBG, v. 6, p.570-572.
- BOGGIANI, P.C.; COIMBRA, A.M.; HACHIRO, J. 1996c. Evolução paleogeográfica do Grupo Corumbá (Neoproterozóico). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. *Anais...*, Salvador, SBG, v. 6, p. 132-134.
- BOGGIANI, P.C.; SIAL, A.N.; COIMBRA, A.M.; FERREIRA, V.P. 1997. The carbon and oxygen isotope record of Neoproterozoic carbonate rocks of the Paraguay Fold Belt (Central South America). In SIMPÓSIO SULAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA, Campos do Jordão, 1997. *Boletim de Resumos*, CEPEGE-IGUSP, p.57-59

- BOND, G.C.; NICKESON, P.A.; KOMINZ, M.A. 1984. Breakup of a supercontinente between 625 Ma and 555 Ma: evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 70:325-345.
- BONFIM, L.F.C. 1986. Fosfato de Irecê (BA): um exemplo de mineralização associada a estromatólitos do Pré-Cambriano Superior. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986, *Anais....Goiânia*, SBG, v. 5, p. 2154-2166.
- BONHOMME, M.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M.H.F.; THOMAS FILHO, A. 1982. Radiochronological age and correlation of Proterozoic sediments in Brazil. *Precambrian Research*, 18:103-118.
- BOWRING, S.A.; GROTZINGER, J.P.; ISACHSEN, C.E.; KNOLL, A.H.; PELCHATY, S.M.; KOLOSOV, P. 1993. Calibrating Rates of Early Cambrian Evolution. *Science*, 261: 1293-1298.
- BRASIER, M.D.; ANDERSON, M.M.; CORFIELD, R.M. 1992. Oxygen and carbon isotope southeastern Newfoundland and England. *Geological Magazine*, 129: 265-279.
- BRASIER, M.D.; MAGARITZ, M.; CORFIELD, R.; LUO HUILIN, WU XICHE; OUYANG LIN, JIAN ZHIWEN; HAMDI, B.; HE TINGGUI, FRASER, A.G. 1990. The carbon and oxygen isotope record of the Precambrian-Cambrian boundary interval in China and Iran and their correlation. *Geological Magazine*, 127:319-332.
- BREMNER, J.M. 1980. Concretionary phosphorite from SW Africa. *Journal of Geological Society of London*, 137:773-786.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; CORDANI, U.G. 1985. Ancient "Massifs" in the Proterozoic Belts of Brazil. In: Symposium on Early to Middle Proterozoic Fold Belts, *Extended Abstract...*, Darwin, Australia, p.70-72.
- BROECKER, W.S. & PENG, T.S. 1982. Tracers in the Sea. Eldigio Press, New York, N.Y., 690p.
- BROECKER, W.S. 1982. Ocean chemistry during glacial time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57:147-157.
- BUDD, D.A. 1997. Cenozoic dolomites of carbonate islands: their attributes and origin. *Earth Science Reviews*, 42(1/2):1-47.
- BURDETT, J.W.; GROTZINGER, J.P.; ARTHUR, M. A. 1990. Did major changes in the stable-isotope composition of Proterozoic seawater occur? *Geology*, 18:227-230.
- BURKE, W.H.; DENISON, R.E.; HETHERINGTON, E.A.; KOEPNICK, R.B.; NELSON, M.F.; OMO, J.B. 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ through Phanerozoic time. *Geology*, 10:516-519.
- BURNS, S.J. & MATTER, A. 1993. Carbon isotopic record of the latest Proterozoic from Oman. *Eclogae Geol. Helv.*, 86:595-607.
- BURNETT, W.C. 1977. Geochemistry and origin of phosphorite deposits of Peru and Chile. *Geological Society America Bulletin*, 88:813-823.
- CARVALHO, J.B. & MORAES, R. de 1992. Índices de vulcanismo ácido no Grupo Cuiabá na região de Cuiabá, MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos...*, v.1., p. 311-312.
- CASTELNAU, F. de. 1857. Expedition dans les parties centrales de l'"Amerique du Sud, etc.. 15 vol. em 7 partes, Paris.
- CHANG, K.H. 1997. Isótopos estáveis (C,H,O) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: implicações na estratigrafia e na paleocirculação de fluidos na Bacia do São Francisco. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, Rio Claro, SP, 129 p.
- CHANG, K.H.; KAWASHITA, K.; ALKMIM, F.F.; MOREIRA, M.Z. 1993. Considerações sobre a estratigrafia isotópica do Grupo Bambuí. In: SIMPÓSIO DO CRÁTON DE SÃO FRANCISCO, 2, Salvador, 1993, *Anais ...*, p. 195-196.
- CHANG, K.H.; KAWASHITA, K.; ZAIEN, M.F. 1994. Isotopic composition of carbonates from late proterozoic successions in Brazil and their stratigraphic variations. In: INTERNATIONAL SEDIMENTOLOGICAL CONGRESS, 14, Recife, 1994. *Abstracts...* Recife, IAS, p.G-21.

- CHAUCHAN, 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. & ELSTON, P.P. 1989. The paradox of Late Proterozoic glaciations at low latitudes. *Episodes*, 12:115-120.
- COIMBRA, A.M. 1983. Estudos sedimentológicos e geoquímicos do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências- USP. São Paulo, SP, 2 v.1, 150 p., V.2, 105 p.
- COMPSTON, W.; WILLIAMS, I.S.; KIRSCHVINK, J.L.; ZHANG ZICHAO; Ma GUOGAN, 1992. Zircon U-Pb for the Early Cambrian time-scale. *Journal of the Geological society London*, 149:171-184.
- COMPTON, J.S.; HODELL, D.A.; GARRIDO, J.R.; MALLINSON, D.J. 1992. Origin and age of phosphorite from the south-central Florida Platform: Relation of phosphogenesis to sea-level fluctuations and $\delta^{13}\text{C}$ excursions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57:131-146.
- COMPTON, J.S.; SNYDER, S.W.; HODELL, D.A. 1990. Phosphogenesis and weathering of shelf sediments from the southeastern United States: Implications for Miocene $\delta^{13}\text{C}$ excursions and global cooling. *Geology*, 18:1227-1230.
- CONIGLIO, M. & DIX, G.R. 1992. Carbonate Slopes. In: *Facies Models - response to sea level change*. WALKER, R.G. & JAMES, N.P. eds., Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, Canada, p. 349- 373.
- CONIGLIO, M. & JAMES, N.P. 1990. Origin of fine-grained carbonates and siliclastic sediments in an early Paleozoic slope sequence, Cow Head Group, western Newfoundland. *Sedimentology*, 37:215-230.
- CONWAY MORRIS, S.; MATTES, B.W.; CHEN MENGE 1990. The early skeletal organism *Cloudina*: new occurrences from Oman and possibly China. *American Journal of Science*, 290-A, 245-260.
- COOK, H.E. & MULLINS, H.T. 1983. Basin margin environment. In Carbonate Depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 33, p. 540-617.
- COOK, P.J. 1976. Sedimentary phosphate deposits. In: WOLF, K.H. ed. *Handbook o strata-bound stratiform ore deposits*, v. 7: Au, U, Fe, Mn, Hg, Sb, W, and P deposits, Elsevier, p. 505-535.
- CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; THOMAS FILHO, H. 1978. Applicability of the rubidium-strontium method to shales and related rocks. Contribution to geologic time scale. *AAPG, Stud. Geol.*, 6:91-117.
- CORDANI, U.G.; THOMAZ FILHO, A.; BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. 1985. On the applicability of the Rb-Sr method to argillaceous sedimentary rocks: some examples from Precambrian sequences of Brazil. *Giornale Geol.*, Bologna, 471:253-280.
- CORFIELD, R.M. 1994. Paleocene oceans and climate: An Isotopoic perspective. *Earth Science Review*, 37: 225-252.
- 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. Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM/CPRM. Relatório Final (inédito), Goiânia.
- CORRÊA, J.A.; CORREIA FILHO, F.C.L. CISLEWSKI,G.; NETO, C.; CAVALLON, L.A.; CERQUEIRA, N.L.S.; NOGUEIRA, V.L. 1979. Geologia das regiões Centro e Oeste de Mato Grosso. Projeto Bodoquena. Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM/CPRM. Série Geologia Básica nº 3, 111p., mapa geológico esc. 1:250 000.
- CORREIA FILHO, F.C.L.; MARTINS, E.G.; ARAÚJO, E.S. 1981. Projeto Rio Apa - Área I, 2 v., mapas.
- CORSETTI, F.A. & KAUFMAN, A.J. 1994. Chemostratigraphy of Neoproterozoic-Cambrian units, White-Inyo region, eastern California and Western Nevada: Implication for global correlation and faunal distribution. *Palaos*, 9:211-219.

- COWIE, J.W. & GLAESSNER, M.F. 1975. The Precambrian-Cambrian boundary: A symposium. *Earth Science Reviews*, 11:209-251.
- COWIE, J.W. 1992. Two decades of research on the Precambrian-Cambrian transition: 1972-1991. *Journal of the Geological Society of London*, 149:589-592.
- CROWLEY, T.J. & BRAUN, S.K. 1993. Effect of decreased solar luminosity on Late Precambrian ice extent. *Journal of Geophysical Research*, 98: 16723-16732.
- DALLA SALDA, L. CINGOLANI, C.A.; VARELA, R. 1992a. Early Palaeozoic belt of the Andes and southwestern south America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20:617-620.
- DALLA SALDA, L.; DALZIEL, I.W.D.; CINGOLANI, C.A.; VARELA, R. 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America? *Geology*, 20: 1059-1062.
- DALZIEL, I.W.D. 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugates rift pair: Evidence and implications for a Eocambrian supercontinent. *Geology*, 19:598-601.
- DALZIEL, I.W.D. 1992. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, 2(11):273-241.
- DALZIEL, I.W.D., DALLA SALDA, L.H.; GAHAGAN, L.M. 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachina-Andean mountain system. *Geological Society of American Bulletin*, 106:243-252.
- DALZIEL, I.W.D. 1995. Earth before Pangea. *Scientific American*, 272:58-63.
- DALZIEL, I.W.D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of American Bulletin*, 109(1): 16-42.
- DARDENNE, M.A. 1980. Relatório de viagem ao Mato Grosso. Goiânia. Projeto RADAMBRASIL, 7p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 377-G).
- DAVIES, P.J.; SYMONDS, P.A.; FEARY, D.A.; PIGRAM, C.J. 1989. The evolution of the carbonate platforms of northeast Australia. In: Controls on carbonate platform and basin development (Crevello, P.D., Wilson, J.L.; Sarg, J.F.; Read, J.F., editores). Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, 44, 223-258.
- DE PAOLO, D.J. & INGRAM, B.L. 1985. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science*, 227:928-941.
- DEINES, P. 1992. Mantle carbon: concentration, mode of occurrence, and isotopic composition. In: Schidlowski, M.; Golubi, S.; Kimberley, M.M.; Trudinger, P.A. (eds). Early Organic Evolution: Implication for Mineral and Energy Resources. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 133-146.
- 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 DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, Goiânia, 1981. *Anais...*, Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia-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.
- DEMAIFFE, D & FIEREMANS, M. 1981. Strontium isotopic geochemistry of the Mbuji Mayi and Kundelungu Kimberlites (Zaire, central Africa). *Chemical Geology*, 31:311-323.
- DEMAISON, G.J. & MOORE, G.T. 1980. Anoxic Environments and Oil source Bed Genesis. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64(8): 1179-1209.
- DERBY, O.A.A. 1895. Nota sobre a geologia e paleontologia de Matto-Grosso. *Archivos do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, 9:59-88.

- DERRY, L.A.; KETO, L.S.; JACOBSEN, S.B. 1989. Sr isotopic variations in Upper Proterozoic Carbonates from Svalbard and East Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**(9):2331-2339.
- DERRY, L.A.; KAUFMAN, A.; JACOBSEN, S.B. 1992. Sedimentary cycling and environmental changes in the Late Proterozoic: evidence from stable and radiogenic isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**:1317-1329.
- DEYNOUX, M. & TROMPETTE, R. 1976. Late Precambrian mixtite: glacial and/or non-glacial? Dealing especially with the mixtite of West Africa. *American Journal of Science*, **276**:117-125.
- DONOVAN, S.K. 1987. The fit of the continents in the late Precambrian. *Nature*, **327**:139-141.
- DORR, II, J. Van N. 1945. Manganese and iron deposits of Morro do Urucum, Mato Grosso, Brazil. *Geological Survey Bulletin*, **946-A**:1-47.
- DUBIEL, R.F. & SMOOT, J. 1994. Criteria for interpreting paleoclimate from red beds - a toll for Pangean reconstructions. *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 17*, p. 295-310.
- DUNHAM, R.J. 1962. Classification of carbonates rocks according to depositional texture. In: *Classification of Carbonate Rocks*, (HAM, W.E. ed.). *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **1**: 108-121.
- DURAND, F.R. & ACEÑOLAZA, F.G. 1990. Caracteres biofaunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior) del Noroeste Argentino. In: *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino*, ACEÑOLAZA, F.G, MILLER, H.; TOSELLI, A.J. eds., *Serie Correlación Argentina*, **4**:71-112.
- DURAND, F.R. 1996. La Transición Precámbrico-Cámbrico en el Sur de Sudamérica. In: *Early Paleozoic in NW Gondwana*, BALDIS, B. & ACEÑOLAZA, F.G., eds., *Serie Correlación Geológica*, **12**:195-205.
- ECKEL, E.B. 1959. Geology and Mineral Resources of Paraguay - A Reconnaissance. *Geological Survey Professional Paper*, **327**:1-110.
- EISBACHER, G.H. 1981. Sedimentary tectonics and glacial record in the Windermere Supergroup, Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Geological Survey Canadian Paper*, **80**(27):1-40.
- EMBLETON, B.J.J. & WILLIAMS, G.E. 1986. Low paleolatitude of deposition for late Precambrian periglacial varvites in South Australia: implications for paleoclimatology. *Earth Planetary Science Letters*, **79**: 419-430.
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. 1971. A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Islands, Northwest Territories. *Canadian. Petrology Geology Bulletin*, **19**:730-781.
- EVAMY, B.D. 1973. The precipitation of aragonite and its alteration to calcite on the Rucial coast of the Persian Gulf. In: *Persian Gulf* (Purser, B.H. editor), Springer-Verlag, New York, p. 329-341.
- EVANS, J.W. 1894. The geology of Mato Grosso. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, **50**(2): 85-104.
- EYLES, N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth and Planetary Science Letters*, **35**: 1-248.
- FAIRBRIDGE, R.W. 1957. The dolomite question. In: *Regional Aspects of Carbonate Deposition* (LE BLANC, R.J. & BREEDING, J.G. eds.), *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral*, **5**:125-178.
- FAIRCHILD, I.J. 1993. Balmy shores and icy wastes: The paradox of carbonates associated with glacial deposits in Neoproterozoic times. *Sedimentology Review*, **1**: 1-5.
- FAIRCHILD, I.J. & HAMBREY, M.J. 1984. The Vendian succession of northeastern Spitsbergen: Petrogenesis of a dolomite-tillite association. *Precambrian Research*, **26**:111-167.

- FAIRCHILD, I.J. & SPIRO, B. 1987. Petrological and isotopic implications of some contrasting late precambrian carbonates, NE Spitsbergen. *Sedimentology*, **34**:973-989.
- FAIRCHILD, I.J. & HAMBREY, M.J. 1995. Vendian basin evolution in East Greenland and NE Svalbard. *Precambrian Research*, **26**:111-167.
- FAIRCHILD, I.J.; MARSHALL, J.D.; BERTRAND-SARFATI, J. 1990. Stratigraphic shifts in carbon isotopes from Proterozoic stromatolitic carbonates (Mauritania): influences of primary mineralogy and diagenesis. *American Journal of Sciences*, **290-A**:46-79.
- FAIRCHILD, T.R. 1978. Evidências paleontológicas de uma possível idade "ediacariana" ou cambriana inferior, para parte do Grupo Corumbá (Mato Grosso do Sul). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 30, Recife, 1978. *Resumo das comunicações...* Recife, Sociedade Brasileira de Geologia-SBG, 1978, v.1, p.181.
- FANNING, K.A., BYRNE, R.H., BRELAND, J.A., ELSINGER, R.J., PYLE, T.E. 1981. Geothermal springs of the west Florida continental shelf: evidence for dolomitization and radionuclide enrichment. *Earth and Planetary Science Letters*, **52**:345-354.
- FAURE, G. 1986. Principles of Isotope Geology. New York, Wiley, 2nd edition, 589 pp.
- FEDO, C.M. & COOPER, J. D. 1990. Braided fluvial to marine transition: the basal Lower Cambrian Wood Canyon Formation, Southern Marble Mountains, Mojave Desert, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60** (2):220-234.
- FENTON, C.L. & FENTON, M.A. 1939. Pre-Cambrian and Paleozoic Algae. *Bulletin of Geological Society of America*, **50**:89-126.
- FIGUEIREDO, A.J. de A. e mais sete autores 1974. Projeto Alto Guaporé. Relatório Final, Goiânia, DNPM/CPRM, 1974, 11 v. (Relatório do arquivo Técnico da DGM, 2323).
- FISHER, W.L. & MCGOWEN, J.H. 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans.* **17**:105-125.
- FLINT, S.; CLEMEY, H.; TURNER, P. 1986. The Lower Cretaceous Way Group of Northern Chile: an alluvial fan-fan delta complex. *Sedimentary Geology*, **46**: 1-22.
- FLÜGEL, E. 1982. *Microfácies Analises of Limestones*. Spring-Verlag, Berlin, 633 p.
- FOLK, R.L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, **43**: 1-38.
- FOLK, R.L. 1962. Spectral subdivision of limestone types, p. 62-84. In: Ham, W.E. ed., Classification of Carbonate Rocks. *Memoir of American Association Petroleum Geologists*, **1**, 279 p.
- FOWLES, J. 1991. Dolomite: the mineral that shouldn't exist. *New Scientist*, **26**:46-50.
- FRIEDMAN, G.M. 1985. The term micrite or micritic is a contradiction - discussion of micritic cement in microborings is not necessarily a shallow-water indicator. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**(5):777.
- FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E. 1978. Principles of Sedimentology. New York, Wiley, 792p.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J.R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: Fleischer, M.(ed.), Data of geochemistry, 6th ed., Geol. survey Prof. Paper 440-KK. Washington.
- GAUCHER, C & SCHIPILOV, A. 1994. Formaciones de Hierro Bandeadas del Vendiano del Uruguay. *Paleociencias Uruguay*, **2**:3-5.
- GAUCHER, C.; SPRECHMANN, P.; SCHIPILOV, A. 1996. Upper and Middle Proterozoic fossiliferous sedimentary sequences of the Nico Pérez Terrane of Uruguay: Lithostratigraphic units, paleontology, depositional environments and correlations. *n. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **199**(3):339-367.
- GERMS, G.J.B. 1972. New shelly fossils from the Nama Group south-west Africa. *Journal of Paleontology*, **46**:864-870.

- GIOVANNI, W.S.; SALATI, E.; MARINI, O.J.; FRIEDMAN, I. 1974. Unusual isotopic composition mesozoic from the Irati Formation, Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **85**:41-44.
- GIRARD, V.A.V.; BOSSI, J.; CAMPAL, N. TEIXEIRA, W.; FRAGOSO CESAR, A.R.S.; RIVALENTI, G. MAZZUCELLI, M.; MLESSINI, M. 1993. Estudo geoquímico comparativo entre os enxames de diques máficos das regiões de Florida, Nico Pérez e Treinta y Tres, Uruguai. In: SIMPOSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZOICO - CÁMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA, 1, 1993, La Palomas, Minas, Uruguai, *Actas de Resúmenes...*, DINAMIGE-FACULTAD DE AGRONOMIA, v. 2, nº 28.
- GIVEN, R.K. & WILKINSON, B.H. 1987. Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**: 1068-1078.
- GLUMAC, B. & WALKER, K.R. 1997. Selective dolomitization of Cambrian Microbial Carbonate Deposits: a Key to Mechanism and Environments of Origin. *Palaos*, **12**(2): 98-110.
- GNILOVSKAYA, M.B. 1979. The Vendian Metaphyta. *Bulletin Centres Recherches Exploration - Elf Aquitaine*, **3**(2):611-618.
- GONZALES, L.A. & LOHMANN, K.C. 1985. Carbon and oxygen isotopic composition in Holocene reefal carbonates. *Geology*, **13**:811-814.
- GOROKOV, I.M.; SEMIKHATOV, M.A.; BASKAKOV, A.V.; KUTYAVIN, E.P.; MEL'NIKOV, N.N.; SOCHAVA, A.V.; TURCHENKO, T.L. 1995. Sr isotopic in Riphean, Vendian, and Lower Cambrian Carbonates from Siberia. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **3**(1): 1-28.
- GRAF, D.L. & GOLDSMITH, J.R. 1956. Some hydrothermal syntheses of dolomite and protodolomite. *Journal of Geology*, **64**:173-186.
- GRANT, S.W.F. 1992. Carbon isotopic vital effect and organic diagenesis, Lower Cambrian fortau Formation, northwet Newfoundland: Implications for $\delta^{13}\text{C}$ chemostratigraphy. *Geology*, **20**:243-246.
- GRAY, M.; McAFEE, R. Jr; WOLF, C.L. 1974. Glossary of Geology. American Geological Institute, Washington, 805 p.
- GRANT, S.W.F. 1990. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the terminal Proterozoic. *American Journal of Science*, **290-A**: 262-294.
- GROSSMAN, E.L. 1994. The carbon and oxygen isotope record during the evolution of Pangea: Carboniferous to Triassic. *Geological Society of America, Special Paper*, **288**: 207-228.
- GROTZINGER, J.P. 1986a. Cyclicity and paleoenvironmental dynamic. Rocknest platform, northwest Canada. *Geological Society of America Bulletin*, **97**:1208-1231.
- GROTZINGER, J.P. 1986b. Evolution of Early Proterozoic passive-margin carbonate platform, Rocknest Formation, Wopmay orogen, Northwest Territories, Canadá. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**:831-847.
- GROTZINGER, J.P. 1989. Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. In: *Controls on Carbonate Platforms and Basin Development* (Crevelo, P.D.; Wilson, J.L.; Sarg, J.F.; Read, J.F, editores), Special Publication os Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, **44**, p. 79-106.
- GROTIZINGER, J.P. 1990. Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline. *American Journal of Science*, **290-A**: 80-103.
- GROTZINGER, J.P. & KASTING, J.F. 1993. New constraints on Precambrian ocean composition. *Journal of Geology*, **101**: 235-243.
- GROTIZINGER, J. P. & KNOLL, A.H. 1995. Anomalous Carbonate Precipitates: Is the Precambrian the Key to the Permian? *Palaos*, **10**:578-596.
- GROTZINGER, J.P.S.; BOWRING, S.A.; SAYLOR, B.Z.; KAUFMAN, A.J. 1995. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science*, **270**:598-604.

- GROTZINGER, J.P.; SAYLOR, B.Z.; PELECHATY, S.M.; BOWRING, S.A. 1996. Calibrating the Terminal Proterozoic Time Scale. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 30, Beijin, China, 1996. *Abstracts...*, Beijin, v. 2, p. 47.
- GRUNOW, A.M.; HANSON, R.E.; WILSON, T.J. 1996. Were aspects of Pan african deformation linked to Iapetus opening? *Geology*, **24**:1063-1066.
- HAHN, G. & PFLUG, H.D. 1985. Die Cloudinidae n. fam.; Kalk-Röhren aus dem Vendium und Unter-Kambrium. *Senckenbergiana lethaea*, **65**(4/6):413-431.
- HAHN, G.; HAHN, R.; PFLUG, H.D.; LEONARDOS, O.H.; WALDE, D.A.G. 1982. Körperlich erhaltene scyphozoen - reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Paleontologica*, **16**:1-18.
- HALLAM, A. 1986. Origin of minor limestone-shale cycles: Climatically induced or diagenetic? *Geology*, **14**:609-612.
- HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. 1985. The late Proterozoic glacial era. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **51**:255-272.
- HARDIE, L.A. 1987. Dolomitization: a critical view of some current views. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**:166-183.
- HARLAND, D.A. T. & GAYER, R.A. 1972. The Arctic Caledonides and earlier oceans. *Geological Magazine*, **109**:289-314..
- HARRINGTON, H.J. 1950. Geología del Paraguay Oriental. Universida de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas, Fisica y Naturales. *Contribucion Cientifica Série E: Geologia*, **1**:1-82.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr., 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. *Anais...*Camboriú, SBG, v. 5, p. 2659-2676.
- HARTNADY, C.; JOUBERT, P.; STOWE, C.1985. Proterozoic crustal evolution in South weastern Africa. *Episodes*, **8**:236-244.
- HENNIES, W.T. 1966. Geologia do centro-oeste matogrossense. tese de doutoramento, Engenharia, Depto Eng. de Minas Escola Politécnica USP, 65 p.
- HOFFMAN, P.F. 1991. Did the breakout of turn Gondwanaland inside out? *Science*, **252**: 1409-1412.
- HOLSER, W.T.; SCHIDLOWSKI, M. MACKENZIE, F.T.; MAYNARD, J.B. 1988. Geochemical cycles of carbon and sulfur. In: Gregor, C.B., Garrels, R.M., Mackenzie, F.T.; Mayanrd, J.B. (eds.). *Chemical Cycles in the Evolution of the Earth*. New York: John Wiley & Sons, 105-173.
- HUDSON, J.H. 1977. Long term bioerosion rates on a Florida reef: a new method. *proc. 3dr. Coral Reef Symp. Miami*, **2**: 491-497.
- HUNT, P. & TUCKER, M.E. 1993. Sequence stratigraphy of carbonates shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgoniam) of southeast France. *Special Publication, International. Association Sedimentology*, **38**:307-341.
- HUTCHISON, D.S. 1979. Geology of the Apa High. DRM-MODC, T.A.C., Rep. Interno Assunção, 24 p.
- IL'IN, A.V. 1991. The Proterozoic supercontinent: it's precambrian rifting and breakup into a number of continents. *International Geological Review*, **33**(1):1-14.
- IRWIN, H. CURTIS, C.D.; COLEMAN. 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, **269**: 209-213.
- JAHN, B. 1997. Discusion on Sm-Nd isotopic age of Precambrian-Cambrian boundary in China. *Geological Magazine*, **134**(4): 571-574.
- JENSEN, S. & GRANT, S.W.F.1996. Chemosttratigraphy of Neoproterozoic - Cambrian Units, White - Inyo Region. Eastern California and western Nevada: Implications for Global Correlation - Coment. *Palaaios*, **11**(1):83-89.

- JONES, J.P. 1985. The southern border of the Guaporé Shield in western Brazil and Bolívia: an interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, **28**: 111-135.
- KARFUNKEL, J. & HOPPE, A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **65**:1-21.
- KARHU, J.A. 1993. Paleoproterozoic evolution of the carbon isotope ratios of sedimentary carbonates in the Fennoscandian Shield. *Bulletin of Geological Survey of Finland*, **371**:1-87.
- KAUFMAN, A.J. & KNOLL, A. H. 1995. Neoproterozoic variations in the C-isotopic composition of seawater: stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, **73**: 27-49.
- KAUFMAN, A.J.; HAYNES, J.M.; KNOLL, A.H.; GERMS, G.J.B. 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from upper Proterozoic successions in Namíbia: stratigraphic variation and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*, **49**:301-327.
- KAUFMAN, A.J.; JACOBSEN, S.B.; KNOLL, A.H. 1993. The Vendian record of Sr- and C-isotopic variations in sea-water: implications for tectonics and paleoclimate. *Earth Planet. Science Letters*, **120**:409-430.
- KAWASHITA, K. 1996. Rochas Carbonáticas Neoproterozóicas da América do Sul: Idades e Inferências Químioestratigráficas. São Paulo, (Tese de Livre-Docência), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 126 p.
- KAWASHITA, K.; THOMAS FILHO, A.; BRITO NEVES, B.B.; CORDANI, U.G.; MACEDO, M.H., SOLIANI Jr. 1996a. Reavaliação das idades Rb/Sr do Grupo Una com base na composição isotópica do Sr em carbonatos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. *Anais...*, Salvador, SBG, v. 6, p.533-535.
- KAWASHITA, K. ZAINÉ, M. F.; SATO, K.; PETROLINO, L.; FERNANDEZ, V.V. 1996b. Rochas carbonáticas da Faixa Paraguai: idades e inferências com base em razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. *Anais...*, Salvador, SBG, v. 6, p.531-532.
- KAWASHITA, K.; PETROLINO, L.; SATO, K.; RODRIGUES, M.S. 1994. Lixiviação progressiva e seletiva de Sr em carbonatos: sua importância e aplicação em carbonatos do Grupo Bambuí. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1994. *Anais...*, Salvador, SBG, v. 2, p.399-340.
- KAZAKOV, A.V. 1937. The phosphate facies: origin of the phosphorite and the geologic factors of formations of the deposits. *Proc. Sci. Inst. Fertilizers and Insectofungicides*, **145**:1-106.
- KAZMIERCZAK, J.; ITTEKKOT, V.; DEGENS, E.T. 1985. Biocalcification through time environmental challenge and cellular response. *Paläont. Z.*, **59**:15-33.
- KEITH M.L. & WEBER, J. N. 1964. Carbon and oxygen isotopic compositions of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **28**:1787-1816.
- KENDALL, C.G.ST. C. & WARREN, J. 1987. A review of the origin 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. *Geol. Soc. Amer. Abstr. with Progr.*, v. 17, p.268.
- KIMURA, H.; MATSUMOTO, R.; KAKUWA, Y.; HAMDÍ, B.; ZIBASERESHT, H. 1997. The Vendian-Cambrian $\delta^{13}\text{C}$ record, North Iran: evidence for overturning of the ocean before the Cambrian Explosion. *Earth and Planetary Science Letters*, **147**: E1-E7.
- KNOLL, A.H.; HAYES, J.M.; KAUFMAN, A.J.; SWETT, K.; LAMBERT, I.B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, **321**:832-838.

- KNOLL, A. H. & SWEET, K. 1990. Carbonate deposition during the later Proterozoic Era: An example from Spitsbergen. *American Journal of Science*, **290-A**: 104-132.
- KNOLL, A. H. & WALTER, M.R. 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and earth history. *Nature*, **356**:673-678.
- KNOLL, A. H. 1996. Daughter of time. *Paleobiology*, **22**(1):1-17.
- KOHOUT, F.A. 1967. Groundwater flow and the geothermal regime of the Floridan plateau. *Trans. Gulf-Cst Ass. Geol. Soc.*, **17**:339-354.
- LATHAN, A. & RIDING, R. 1990. Fossil evidence for the location of the Precambrian/Cambrian boundary in Morocco. *Nature*, **344**:752-754.
- LEANZA, H.A. & HUGO, C.A. 1987. Descubrimiento de fosforitas sedimentares en el Proterozoico Superior de Tandilia, Buenos Aires, Argentina. *Revista da Association Geologica Argentina*, **42**(3-4): 417-428.
- LIPPMANN, F. 1973. Sedimentary Carbonate Minerals. Berlin, Springer-Verlag, 228 p.
- 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, TYP. do Jornal do Commercio, 172 p.
- LISBOA, M.A.R. 1944. Relatório Preliminar sobre as jazidas de Minérios de Manganês e Ferro de Urucum. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*, DNPM, **62**:1-81.
- LITHERLAND, M. & BLOOMFIELD, K. 1981. The Proterozoic history of eastern Bolivia. *Precambrian Research*, **15**:157-179.
- LITHERLAND, M. KLINCK, B.A.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J. 1985. Andean-ternding mobile belts in the Brazilian Shield. *Nature*, **314**:345-348.
- LITHERLAND, M.; ANNELLS, R.N.; DARBYSHIRE, D.P.F.; FLETCHER, C.J.N.; HAWKINS, M.P.; KLINCK, B.A.; MITCHELL, W.I.; O'CONNOR, E.A.; PITFIELD, P.E.J.; POWER, G.; WEBB, B.C. 1989. The Proterozoic of Eastern Bolivia and its Relationship to the Andean Mobile Belt. *Precambrian Research*, **43**:157-174.
- LONG, D.G.F. 1993. Oxygen and carbon isotopes and event stratigraphy near the Ordovician-Silurian boudary, Anticosti Island, Quebec. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **104**:49-59.
- LÚCAS, J. & PRÉVOT, L. 1981. Synthèse d'apatite à partir de matière organique phosphorée (ARN) et de calcite par voie bactérienne. *C.R. Acad. Sci., Série 2*, **292**:1203-1208.
- LÚCAS, J. & PRÉVOT, L. 1984. Synthèse d'apatite par voie bactérienne à partir de matière organique phosphatée et de divers carbonates de calcium dans les eaux douce et marine naturelle. *Chemical Geology*, **42**:101-118.
- LÚCAS, J. & PRÉVOT, L. 1985. The synthesis of apatite by bacterial activity mechanism. *Sci. Geol. Mem.*, **77**:83-92.
- LUZ, J. da S. & ABREU FILHO, W. 1978. Aspectos geológicos-econômicos da Formação Araras do Grupo Alto Paraguai - MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais...*, Recife, SBG, v.4, p. 1816-1826.
- LUZ, J. da S. et al. 1980. Projeto Coxipó. Relatório Final (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, n. 2975 e 2976).
- LUZ, J.S.; MARQUES, V.J.; ABREU-FILHO, W. BRANDÃO, I.A.; MELLO, J.C.R. 1980. Projeto Fosfato de Bonito. Goiânia, Convênio CODESUL/CPRM, (relatório de prospecção preliminar) 41 p.
- MACIEL, P. 1959. Tilito Cambriano (?) no Estado de Mato Grosso. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, **81**:31-39.
- MAGARITZ, M.; HOLSER, W.T.; KIRSCHVINK, J.L. 1986. Carbon isotope the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform. *Nature*, **320**:258-259.

- MAGARITZ, M.; LATHAM, A.J.; KIRSHCVINK, J.L.; ZHURAVLEV, A. Yu.; ROZANOV, A. Yu. 1991. Precambrian-Cambrian boundary problem, I, carbon isotope correlations for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco. *Geology*, **19**:847-850.
- MALLINSON, D. & COMPTON, J. S. 1997. Linking phosphogenic episodes on the southeast U.S. Margin to marine $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ records. *Geology*, **25**: 103-106.
- McCONNEL, D. 1965. Precipitation of phosphates in sea water. *Economic Geology*, **60**:1059-1062.
- McKENZIE, J.A. (1991) The dolomite problem: an outstanding controversy. In: *Controversies in Modern Geology* (MÜLLER, D.W.; McKENZIE, J.A.; WEISSERT, H. eds.), Academic Press, London, p. 37-54.
- McMENAMIM, M.A.S. & McMENAMIM, D.L.S. 1990. The emergence of animals: the Cambrian breakthrough. New York, Columbia University Press, 217 p.
- McMENAMIM, M.A.S. 1985. Basal Cambrian small shelly fossils from the Clénga Formation. Northwestern Sonora, Mexico. *Journal of Paleontology*, **59**:1414-1425.
- McPHERSON, J.; SHANMUGAM, G.; MOIOLA, R. J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: Varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, **99**: 331-340.
- MEERT, J.G.; VAN DER VOO, R. 1994. The Neoproterozoic (1000-540 Ma) glacial intervals: No more snowball earth? *Earth and Planetary Science Letters*, **123**: 1-13.
- MIALL, A.D. 1985. Principles of sedimentary basin analysis. 2 ed., New York, Springer-Verlag, 490 p.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: D.J. Stanley & D.J.P. Swift (Editors). *Marine Sediment Transport and Environmental Management*. Wiley, New York, N.Y., pp. 197-220.
- MILLIMAN, J. D.; HOOK, J. A.; GOLUBIC, S. 1985. Meaning and usage of micrite cement and matrix- reply to discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**(5): 777-784.
- MISI, A. & KYLE, J.R. 1994. Upper Proterozoic carbonate stratigraphy, diagenesis, and stromatolitic phosphorite formation, Irecê Basin, Bahia, Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**(2): 299-310.
- MISI, A. & VEIZER, J. 1996. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonate sequences of the Una Group, Irecê Basin, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. *Anais...*, Salvador, SBG, v. 5 , p.487-489.
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SANGREE, J.B. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: 6) stratigraphic interpretation of seismic-reflections patterns in depositional sequences. In: PAYTON, C.E. (ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **26**: 99-116.
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; THOMPSON III, S. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level: 2) the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In: PAYTON, C.E. (ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **26**:53-62.
- MONTAÑA, J. & SPRECHMANN, P. 1993. Calizas estromatolíticas y oolíticas de la Formación Arroyo de la Pedrera (? Vendiano, Uruguay). *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(3):306-313.
- MOORES, E.M. 1991. Southwest U.S. - East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis. *Geology*, **19**:425-428.
- MURPHY, J.B.; NANCE, R.D. 1991. Supercontinent model for the contrasting character of Late Proterozoic orogenic belts. *Geology*, **19**: 469-472.
- MYROW, P. 1995. Neoproterozoic rocks of the Newfoundland Avalon Zone. *Precambrian Research*, **73**:123-136.
- NACSN- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (NACSN). 1983. North American Stratigraphic Code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **67**: 841-875.

- NANCE, R.D.; WORSLEY, T.R.; MOODY, J. 1986. Post-Archean biogeochemical cycles and long-term episodicity in tectonic processes. *Geology*, **14**:514-518.
- NARBONNE, G.H.; KAUFMAN, A.J.; KNOLL, A.H. 1994. Integrated chemostratigraphy and biostratigraphy of the Windermere Supergroup, northwestern Canada: implications for Neoproterozoic correlations and the early evolution of animals. *Bulletin of Geological Society of America*, **106**:1281-1292.
- NEUMANN, A.C. & LAND, L.S. 1975. Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: a budget. *Journal of Sedimentary Petrology*, **45**:763-786.
- NOGUEIRA, V. L.; OLIVEIRA, C.C.; FIGUEIREDO, J.A.; CORRÊA FILHO, F.C.L.; SCISLEWSKI, N. 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, 14 v. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2744).
- O'CONNOR, E.A.; & WALDE, D.G.H. 1986. Recognition of an Eocambrian orogenic cycle in SW Brazil and SE Bolivia. *Zbl. Geol. Palaont.*, special volume on Latin America, **9/10**: 1441-1456.
- ODIN, G.S. & PASTEELS, P. 1983. Numerical dating of the Precambrian-Cambrian boundary. *Nature*, **301**:21-23.
- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1943. Geologia do Brasil. 2ª edição revisada e atualizada. Rio de Janeiro, Serviço de Informação Agrícola, 1943, 813 p. (Série 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*, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, **62**:13-29.
- OLIVEIRA, E.P. 1915. Geologia; reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. Expedição Científica Roosevelt-Rondon. Rio de Janeiro, 1915. Brasil. Comissão de Linhas Telegráficas e Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas, anexo 1, publicação n. 50, 82 p.
- ORUÉ, D.; BÁEZ, A.B.; VELÁSQUEZ, V.F.; MEDINA, A.S.; CUBAS, N. 1995. Aspectos geológicos e correlação do Grupo Itapucumí do Alto Paraguai e Grupo Corumbá no Brasil. IN: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 9, Caracas, Venezuela, 1995, *Anais...* (em disquete) Venezuela.
- PELECHATY, S.M.; GROTZINGER, J.P.; KASHIRTSEV, V.^a; ZHERNOVSKY, V.P. 1996. Chemostratigraphic and Sequence Constraints on Vendian-Cambrian Basin Dynamics, Northeast Siberian Craton. *The Journal of Geology*, **104**: 543-563.
- PENALVA, F. 1971. Reconhecimento geológico da faixa pré-cambriana na borda leste do Pantanal, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **43**(2):449-455.
- PERYT, T.M. 1983. *Coated Grains*, Springer-Verlag, Berlin, 655 p.
- PERYT, T.M.; HOPPE, A.; BECHSTADT, T.; KOSTER, J.; PIERRE, C.; RICHTER, D.K. 1990. Late Proterozoic aragonite cement crusts, Bambui Group, Minas Gerais, Brazil. *Sedimentology*, **37**:279-286.
- PICKERING, K.T.; HISCOTT, R.N.; HEIN, F.J. 1989. Deep marine environments. London, Unwin Hyman, 416 p.
- PIMENTEL, M.M. & FUCK, R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**(4):375-379.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; ALVARENGA, C.J.S. de 1996. Post-Brasiliano (Pan-African) high-K granitic magmatism in Central Brazil: the role of Late Precambrian-early Palaeozoic extension. *Precambrian Research*, **80**:217-238.
- PIPER, J.D.A. 1982. The Precambrian paleomagnetic record: the case for the Proterozoic Supercontinent. *Earth and Planetary Science Letters*, **59**(1): 61-69.

- POWELL, C. McA. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents? - Comments. *Geology*, **23**:1053-1054.
- POWELL, C. McA.; McELHINNY, M.W.; LI, Z.X.; MEERT, J.G.; PARK, J.K. 1993. Paleomagnetic constraints on timing of the Neoproterozoic breakup of Rodinia and Cambrian formation of Gondwana. *Geology*, **21**: 889-892.
- PRATT, B.R. & JAMES, N.P. 1986. The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology*, **33**:313-343.
- PURSER, B.H., TUCKER, M.E.; ZENGER, D.H. 1994. Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization. (PURSER, B. TUCKER, M.E.; ZENGER, D. eds.) *Dolomites- a volume in honour of Dolomieu*. Special Publication number 21 of the International Association of Sedimentologists. Blackwell Scientific Publications, London, p. 3-20.
- PUTZER, H. 1962. Die geologie von Paraguay. *Beitr. Reg. Geol. Erde*, **2**:1-182.
- RAMOS, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a collisional history. *Episode*, **11**(3): 168-174.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. & HASUI, Y. 1981. Late Precambrian Jangada Group and Puga Formation of Central Western Brazil. In: Earth's pre-Pleistocene glacial record. (HAMBREY, M.J. & HARLAND, M.B. eds.), Univ. Press Cambridge, 916-919 pp.
- RODRIGUES, R.; AZEVEDO, R.L.M.; ESTRADA, N.M.; REHIM, H.A.A.; SATO, K.; KAWASHITA, K.; SOLIANI Jr., E. 1994. Inferências cronoestratigráficas para carbonatos da Bacia dos Parecis, com base em dados da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, SC, 1994. *Anais...*, Camboriú, SBG, v. 3, p.286-287.
- RONOV, A.B. 1964. Common tendencies in the chemical evolution of the Earth's crust, ocean and atmosphere. *Geochemical International*, **4**:713-737.
- ROSSI, J.N.; TOSELLI, A.J.; DURAND, F.R. 1992. Metamorfismo de Baja presión, su relación con el desarrollo de la Cuenca Puncoviscana, plutonismo y régimen tectónico. Argentina. *Estudios geol.* **48**:279-287.
- SADOWSKI, G.R. & BETTENCOURT, J.S. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern Laurentia and the western Border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, **76**: 213-227.
- SALLUN FILHO, W.; FAIRCHILD, T.R.; BOGGIANI, P.C. 1996. Possíveis icnofósseis do Proterozóico Terminal, Grupo Corumbá, Serra da Bodoquena, MS. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**(4):598.
- SALLUN FILHO, W.; FAIRCHILD, T.R.; BOGGIANI, P.C. 1997. Fósseis do Grupo Corumbá (Neoproterozóico), na Fazenda Ressaca, Serra da Bodoquena, Bonito(MS). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15, São Pedro, SP, 1997. *Boletim de Resumos...* Sociedade Brasileira de Paleontologia, UNESP, p. 174.
- SAMI, T.T. & JAMES, N.P. 1994. Peritidal carbonate growth and cyclicity in an early proterozoic foreland basin, Upper Pethei Group, Northwest Canada. *Journal of Sedimentary Research*, **B64**(2): 111-131.
- SANSONE, F.J. TRIBBLE, G.W. ANDREWS, C.C.; CHANTON, J.P. 1990. Anaerobic diagenesis within recent, Pleistocene, and Eocene marine carbonates. *Sedimentology*, **37**: 997-1009.
- SANTOS, R.V.; ALVARENGA, C.J.S.; DARDENNE, M., A., DARDENNE, A. N., SIAL, FERREIRA, V.P. 1996. Isótopos de carbono e oxigênio em carbonatos do Grupo Bambuí da Serra de São Domingos, GO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. *Anais...*, Salvador, SBG, v. 5, p. 516-520.
- SANTOS, R.V.; ALVARENGA, C.J.S.; DARDENNE, M.A.; SIAL, A.N.; FERREIRA, V.P. 1997. A carbon isotope stratigraphic marker in the Bambuí Group, Brazil. In SIMPÓSIO

- SULAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTÓPICA, Campos do Jordão, 1997. *Boletim de Resumos*, CEPEGEO-IGUSP, p.283-285.
- SCHIDLOWSKI, M. HAYES, J.M.; KAPLAN, I.R. 1983. Isotopic inference of ancient biochemistries: Carbon, sulfur, hydrogen and nitrogen. In: Schopf, J.W. (ed.), *Earth's Earliest Biosphere, its origin and Evolution*. Princeton University Press, 149-186.
- SCHLAGER, W. & CAMBER, O. 1986. Submarine slope angles, drowning unconformities and self-erosion of limestones escarpments. *Geology*, **14**:762-765.
- SCHLANGER, S.O. & JENKYN, H.S. 1976. Cretaceous anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, **55**:179-184.
- SCHMIDT, P.W.; WILLIAMS, G.E.; EMBLETON, B.J.J. 1991. Low paleolatitude of Late Proterozoic glaciation: Early timing of remanence in haematite of the Elatina Formation, South Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, **105**: 335-367.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.F.; ALMEIDA CAMPOS, D.; DERZE, G.R.; ASMUS H.E. 1981. Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1: 2 500 000, Divisão de Geologia e Mineralogia. Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM.
- SCHOBENHAUS FILHO, C.F.; ALMEIDA CAMPOS, D.; 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. Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, 501 p.
- SHERMERHORN, L.J.G. 1974. Late Precambrian mixtites: glacial and/or non-glacial. *American Journal of Science*, **274**: 673-824.
- SHIEH, Y.N.; TAYLOR, H.P. 1969. Oxygen and carbon isotope studies of contact metamorphism of carbonate rocks. *Journal of Petrology*, **26**:161-198.
- SHINN, E.A. 1983. Bird's eye, fenestrae, shrinkage pores and loferites: a re-evaluation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **53**: 619-629.
- SHINN, E.A., GINSBURG, R.N.; LLOYD, R.M. 1965. Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. In: *Dolomitization and Limestones Diagenesis, a Symposium* (Pray, L.C. & Murray, R.D., editores), Special Publication of the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, **13**, 112-123.
- SHINN, E.A.; STEINEN, R.P.; LIZ, B.H.; SWART, P.K. 1989. Withing, a sedimentologic dilemma. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**: 147-161.
- SIGNOR, P.W.; MOUNT, J.F.; ONKEN, B.R. 1987. A pre-trilobite shelly fauna from the White-Inyo region of eastern California and western Nevada. *Journal of Paleontology*, **61**:425-438.
- SIGNOR, P.W. & McMENAMIN, M.A.S. 1988. The early Cambrian worm tube *Onuphionella* from California and Nevada. *Journal of Paleontology*, **62**:233-240.
- 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). *RADAMBRASIL*, v. 4, p. 1-141.
- SIMMS, M. 1984. Dolomitization by groundwater-flow systems in carbonate platforms. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Soc.*, **34**: 411-420.
- SINGH, U. 1987. Ooids and cement from the Late Precambrian of the Flinders Ranges, South Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**(1):117-127.
- SLANSKY, M. 1980. Géologie des phosphates sédimentaires. *Mémoire du BRGM*, **144**:1-95.
- SMITH, L.H.; KAUFMAN, A.J.; KNOLL, A.H.; LINK, P.K. 1996. Discussion on chemostratigraphy of predominantly siliciclastic Neoproterozoic successions: a case study of the Pocatello Formation and Lower Brigham Group, Idaho, USA. *Geological Magazine*, **133**(3): 347-349.
- SOMMER, F.W. 1957. Estromatólitos no Calcário Corumbá, Mato Grosso. *Anais de Academia Brasileira de Ciências*, **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.
- SOUTHGATE, P.N. 1986. Depositional environment and mechanism of preservation of microfossils, upper Proterozoic Bitter Springs Formation, Australia. *Geology*, 14:683-686.
- SPRECHMANN, P.; GAUCHER, C.; MONTAÑA, J.; SCHIPILOV, A. 1994. Fósseis del Precámbrico del Uruguay: unidades litoestratigráficas, edades, correlaciones y ambientes de depositación. *Paleociencias Uruguay*, 2:6-9.
- STRAUSS, H.; BENGSTON, S. MYROW, P.M.; VIDAL, G. 1992. Stable isotope geochemistry and palynology of the Late Precambrian to Early Cambrian sequence in Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Science*, 1662-1673.
- SUGUIO, K.; BERENHOLC, M.; SALATI, E. 1975. Composição química e isotópica dos calcários e ambientes de sedimentação da Formação Bauru. *Boletim do Instituto de Geociências*, 6:55-75.
- SUGUIO, K.; SALATI, E.; BARCELOS, J.H. 1974. Calcários oolíticos de Taguaí (SP) e seu possível significado paleoambiental na deposição da Formação Estrada Nova. *Revista Brasileira de Geociências*, 4(3): 142-166.
- SUMNER, D. & GROTZINGER, J.P. 1993. Numerical modeling of ooid size and the problem of Neoproterozoic giant ooid. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63(5): 974-982.
- SUN, W. & XING, Y. 1996. Terminal Proterozoic Stratigraphy of China. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF GEOLOGY, Beijin, China, 1996, *Abstracts...*, Beijin, 1996, v.2, p. 45.
- SWETT, K. & KNOLL, A. H. 1989. Marine pisolites from Upper proterozoic carbonates of East Greenland and Spitsbergen. *Sedimentology*, 36: 75-93.
- TAPPAN, H. 1968. Primary production, isotopes, extinctions and the atmosphere. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 4:187-210.
- THUNELI, R.C.; WILLIAMS, D.F.; HOWELL, M. 1987. Atlantic-Mediterranean water exchange during the late Neogene. *Paleoceanography*, 2:661-678.
- TOBIN, J.K.; WALKER, K.R.; STEINHAUFF, D.M.; MORA, C.I. 1996. Fibrous calcite from the Ordovician of Tennessee: preservation of marine oxygen isotopic composition and its implications. *Sedimentology*, 43:235-251.
- TORQUATO, J.R.F. 1978. Isótopos de oxigênio- um possível indicador geocronológico para rohas carbonatadas do precambriano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30. *Boletim de Resumos...* p.41.
- TORQUATO, J.R.F. & FRISCHKOV, H. 1982. Sobre mecanismo da variação da composição isotópica do oxigênio e do carbono através dos tempos geológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1982. Salvador, *Anais...* Salvador, SBG, v.2, p. 729-737.
- TORQUATO, J.R.F. & MISI, A. 1977. Medidas isotópica de carbono e oxigênio em carbonatos do Grupo Bambuí, na região centro-norte do Estado da Bahia. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:14-24.
- TORQUATO, J.R.F. 1980. Aplicações dos isótopos estáveis de carbono e oxigênio ao estudo do Precambriano brasileiro. Tese apresentada ao concurso de Professor Titular no Depto de Geociências da Universidade Federal do Ceará, 268 p. (inédito).
- TORSVIK, T.H.; SMETHURST, M.A.; MEERT, J.G.; VAN DER VOO, R.; McKERROW, W.S.; BRASIER, M.D.; STURT, B.A.; WALDERHAUG, H.J. 1996. Continental break-up and collision the Neoproterozoic and Paleozoic - A tale of Baltica and Laurentia. *Earth Science Reviews*, 40:229-258.
- TROMPETTE, R. 1994. Geology of western Gondwana (2000 - 500 M.a). Pan-African-Brasiliano Agregation of South America and Africa. 350p.
- TROMPETTE, R. 1996. Temporal relationship between cratonization and glaciation: the Vendian-early Cambrian glaciation in Western Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 123:373-383.

- TROMPETTE, R. 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, **82**(1-2): 101-112.
- TUCKER, M. E. 1989. Carbon isotopes and Precambrian-Cambrian boundary geology, south Australia: ocean basin formation, seawater chemistry and organic evolution. *Terra Nova*, **1**: 573-582.
- TUCKER, M.E. 1982. Precambrian dolomites: petrographic and isotopic evidence that differ from Phanerozoic dolomites. *Geology*, **10**:7-12.
- TUCKER, M.E. 1986a. Carbon isotope excursions in the Late Precambrian-Cambrian boundary beds, Anti-Atlas, Morocco. *Nature*, **319**: 48-50.
- TUCKER, M.E. 1986b. Formerly aragonitic limestones associated with tilites in the Late Proterozoic Kingston Peak Formation of Death Valley, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**: 818-830.
- TUCKER, M. E. 1990. Carbon isotopes and Precambrian-Cambrian boundary geology, South Australia: ocean basin formation, seawater chemistry and organic evolution. *Terra Nova*, **1**:573-582.,
- TUCKER, M.E. 1992. The Precambrian-Cambrian boundary: seawater chemistry, ocean circulation and nutrient supply in metazoan evolution, extinction and biomineralization. *Journal of the Geological Society, London*, **149**: 655-668.
- TUCKER, M. 1993. Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. *Sedimentology Review*, **1**, V. Paul Wright ed., p.51-72.
- TUCKER, M. & WRIGHT V.P. 1990. Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 479 p.
- TURNBULL, M.J.M. & MOORBATH, S. 1997. Discussion on Sm-Nd isotopic age of Precambrian-Cambrian boundary in China. *Geological Magazine*, **134**(4): 571-574
- TURNER, F.J. & VERGHOOGEN, J. 1960. Igneous and metamorphic petrology. New York, McGraw Hill, 694 p.
- TURNER, P. 1980. Continental red beds. Amsterdam, Elsevier, Scientific Publishing. Concepts in Sedimentology, v. 29, 562 p.
- VAIL, P.R.; MITCHUM JR., R.M.; THOMPSON III, S. 1977a. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3: Relative changes of sea level from coastal. In: PAYTON, C.E. ed. Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration. TULSA, *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, **26**:63-82.
- VAIL, P.R.; MITCHUM JR., R.M.; THOMPSON III, S. 1977b. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part four: Global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologist Memoir*, **26**:83-98.
- VASCONCELOS, C.; MCKENZIE, J.; BENASKONI, S.; GRUJIC, D.; TIEN, A.J. 1995. Microbial mediation as a possible mechanism for a natural dolomite formation at low temperatures. *Nature*, **377**:220-222.
- VEIZER, J. & COMPSTON, W. 1976. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **40**:905-914.
- VEIZER, J. & HOEFS, J. 1976. The nature of $\text{O}18/\text{O}16$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **40**:1387-1395.
- VEIZER, J. HOLSER, W.T.; WIGULS, C.K. 1980. Correlation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ and $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ secular variations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **44**:579-587.
- VEIZER, J.; COMPSTON, W.; CLAUER, N.; SCHIDLOWSKI, M. 1983. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates: evidence for a "mantle event" at 900 Ma ago. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**:295-302.
- VIDAL, G. 1989. Are Late Proterozoic megafossils metaphytic algae or bacteria? *Lethaia*, **22**(3):375-379.

- VIDAL, G., PALACIOS, T. GÁMEZ-VINTANED, J.A.; BALDA, M.A. D.; GRANT, W.F. 1994. Neoproterozoic-early Cambrian geology and paleontology of Iberia. *Geological Magazine*, 131(6): 729-765.
- VIEIRA, A.J. 1965. Geologia do centro-oeste de Mato Grosso, Ponta Grossa. PETROBRÁS-DEBSP, 79 p. (Relatório Técnico Interno, 379).
- VISSER, M.J. 1980. Neap-spring cycle reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. *Geology*, 8: 543-546.
- WALDE, D.H.G. 1987. Estratigrafia y desarrollo del Precámbrico tardío en las inmediaciones de Corumbá, Brasil. In: Miller, H. (ed.) *Investigaciones alemanas recientes en Latinoamérica: Geología. Dtsch. Forschungsgem.*, VCH, Weinheim, pp. 98-107
- WALDE, D.H.G. & OLIVEIRA, M.M. de 1980 Subsídios para a estratigrafia dos Grupo Corumbá e Jacadigo na região de Corumbá, MS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. *Boletim de Resumos...*, Camboriú, p.424.
- 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):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. & JAMES, N.P. 1992. Facies Models-response to sea level. Geological Association of Canada, Ontário, 409 p.
- WALKER, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Facies Models-response to sea level change. (R.G. Walker & N. P. James, eds.) Geological Association of Canada. Ontário, Canada, p. 1-14.
- WALKER, T.R. 1974. Formation of red beds in moist tropical climates: A hypothesis. *Geological Society of America Bulletin*, 85:633-638.
- WALTER, M.R. & BOULD, J. 1983. The association of sulphate evaporites stromatolite carbonate and glacial sediments: examples from the Proterozoic of Australia and the Cainozoic of Antarctic. *Precambrian Research*, 21: 129-148.
- WAUGH, B. 1970a. Formation of quartz overgrowths in the Penrith Sandstone (Lower Permian) of northwest England as revealed by scanning electron microscopy. *Sedimentology*, 14:309-320.
- WAUGH, B. 1970b. Petrology, provenance and silica diagenesis of the Penrith Sandstone (Lower Permian) of northwest England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 1226-1240.
- WIENS, F. 1986. Zur lithostratigraphischen, petrographischen und strukturellen Entwicklung des Rio Apa-Hochlandes, Nordost-Paraguay. Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen, 280 p.
- WILSON, J.T. 1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211: 676-681.
- WILSON, J.L. 1986. Carbonate facies in Geologic History. Springer Verlag, 471 p.
- WINTER, B.I. & KNAUTH, L.P. 1992. Stable isotope geochemistry of cherts and carbonates from the 2,0 Ga Gunflint Iron Formation: implications for the depositional setting and the effects of diagenesis and metamorphism. *Precambrian Research*, 59:283-313.
- WOODRUFF, F. & SAVIN, S.M. 1985. $\delta^{13}\text{C}$ values of Miocene Pacific benthic foraminifera: Correlations with sea level and biological productivity. *Geology* 13:119-122.
- WRIGHT, D.T. 1997. An organogenic origin for widespread dolomite in the Cambrian Eilean Dubh Formation, Northwestern Scotland. *Journal of Sedimentary Research*, 67(1):54-64.
- YANG, JIE-DONG; SUN WEI-GUO, WANG ZON-ZGHE, WANG YIN-XI. 1996. Sm-Nd isotopic age of Precambrian-Cambrian boundary in China. *Geological Magazine*, 133:53-61.
- YOUNG, G.H. 1976. Iron formation and glaciogenic rocks of the Raptian Group, Northwest Territories, Canada. *Precambrian Research*, 3: 137-158.

- YOUNG, G.M. 1992a. Late Proterozoic stratigraphy and the Canada-Australia connection. *Geology*, 20:215-218.
- YOUNG, G.M. 1992b. The geologic record of glaciation: relevance of the climatic history of earth. *Geoscience Canada*, 18:100-108.
- YOUNG, G.M. 1995. Are Neoproterozoic glacial deposits preserved on the margins of Laurentia related to the fragmentation of two supercontinents. *Geology*, 23:153-156.
- ZAINE, M. F. & FAIRCHILD, T.R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA., 10, Rio de Janeiro, 1987 *Resumo das Comunicações...* Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia, p. 54.
- ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. 1985. Comparison of *Aulophycus lucianoi*, Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus *Cloudina*, Germs, Ediacarian of Namíbia. *Anais de Academia Brasileira de Ciências*, Resumo das Comunicações, 57(1):130.
- ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. 1992. Considerações paleoambientais sobre a Formação Araras, Faixa Paraguai, Estado de Mato Grosso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos...*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v.2, p.474-475.
- ZAINE, M.F. & FAIRCHILD, T.R. 1996. Ichnofossils and possible impressions of soft-bodied animals in the Raizama Formation (Alto Paraguai Group, Vendian-Cambrian), Mato Grosso, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(4):597.
- ZAINE, M.F. 1991. Análise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Tese de doutoramento, Universidade de São Paulo. 218 p.
- ZENG, Y.; HONG-FEI, H.; LIAN-FANG, Y. 1993. Carbon and oxygen isotope event markers near the Frasnian-Famennian boundary, Luoxiu section, south China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 104:97-104.