

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO DO GRUPO ITAPUCUMI
(NEOPROTEROZOICO, PARAGUAI SETENTRIONAL)**

Lucas Veríssimo Warren

Orientador: Prof. Dr. Paulo César Boggiani

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2011

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Warren, Lucas Veríssimo
Tectônica e sedimentação do Grupo Itapucumi
(Neoproterozóico, Paraguai Setentrional / Lucas
Veríssimo Warren. - São Paulo, 2011.
215 p. : il. + anexos.

Tese (Doutorado) : IGc/USP
Orient.: Boggiani, Paulo César

1. Bacias sedimentares 2. Geotectônica I.
Título

“Ani remombe'u mba'eve rehecha porã'ỹre”

“Não conte nada se antes não viu bem”

(ditado guarani)

SUMÁRIO

RESUMO	9
ABSTRACT	11
APRESENTAÇÃO	13
CAPÍTULO I – CONSIDERAÇÕES INICIAIS	14
I.1 Introdução	14
I.1.1 Preâmbulo	14
I.1.2 Objetivos	16
I.1.3 Localização e acessos	17
I.1.4 Aspectos geomorfológicos e fisiográficos da área de estudo	20
I.2 Métodos	24
I.2.1 Trabalhos de campo	25
I.2.2 Análise de fácies sedimentares	26
I.2.3 Preparação e análise dos exemplares fósseis	27
I.2.4 Análise estrutural	29
I.2.5 Análise de paleocorrentes e proveniência	30
I.2.6 Químioestratigrafia de isótopos de C, O e Sr	31
I.2.7 Análise estratigráfica	32
CAPÍTULO II – CONTEXTO GEOLÓGICO	34
II.1 Evolução Geotectônica e Mudanças Globais Neoproterozóicas	34
II.2 Considerações sobre os contextos geológico e geotectônico regionais	40
CAPÍTULO III – O GRUPO ITAPUCUMI	51
III.1 Evolução dos conhecimentos sobre o Grupo Itapucumi	51
III.2 Litoestratigrafia	55
III.2.1 Grupo Itapucumi	55
<i>Formação Vallemi</i>	58
<i>Formação Camba Jhopo</i>	59
<i>Formação Tagayita Guazu</i>	61
<i>Formação Cerro Curuzu</i>	63
CAPÍTULO IV – ANÁLISE DE FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS DO GRUPO ITAPUCUMI	64
IV.1 Descrição das fácies sedimentares do Grupo Itapucumi	65
IV.2 Associações de fácies	83

IV.2.1 Associação de fácies da base do Grupo Itapucumi (Formação Vallemi)	88
IV.2.2 Rampa média - Associação de fácies de cordão litorâneo oolítico (Formação Camba Jhopo)	95
IV.2.3 Rampa interna - Associação de fácies lagunar influenciada por maré (Formação Tagayita Guazu)	107
IV.2.4 Rampa média - Associação de fácies costeira dominada por onda - praia (Formação Tagayita Guazu)	119
IV.2.5 Rampa carbonática exposta - Associação de fácies de rios entrelaçados (Formação Cerro Curuzu)	123
IV.2.6 Rampa externa - Associação de fácies de rampa carbonática profunda abaixo do nível de base de onda de tempestade (Formação Cerro Curuzu)	127
IV.2.7 Rampa externa - Associação de fácies de rampa carbonática moderadamente profunda abaixo do nível de base de onda de tempo bom (Formação Cerro Curuzu).	131
IV.3 Considerações sobre os sistemas deposicionais do Grupo Itapucumi	135
CAPÍTULO V – ESTRATIGRAFIA	142
CAPÍTULO VI – ISÓTOPOS DE CARBONO, OXIGÊNIO E ESTRÔNCIO	153
VI.1 Significado dos valores de isótopos de carbono e oxigênio	153
VI.2 Avaliação e identificação dos valores isotópicos primários para carbono e oxigênio	159
VI.3 Isótopos de C e O	166
VI.4 Isótopos de Sr	171
VI.5 Correlação com unidades ediacaranas	174
CAPÍTULO VII – EVOLUÇÃO TECTONOSSEDIMENTAR DO GRUPO ITAPUCUMI E UNIDADES CORRELATAS	179
CAPÍTULO VIII – CONCLUSÕES	192
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	198
ANEXOS	
Anexo 01 Artigo publicado no periódico “ <i>Journal of South American Earth Sciences</i> ” intitulado “ <i>Structural analysis of the Itapucumi Group in the Vallemi Region, Northern Paraguay: Evidence of a New Brasiliano – Pan-African Mobile Belt.</i> ”	
Anexo 02 Artigo submetido para o periódico <i>Terra Nova</i> intitulado “ <i>First occurrence of in situ Cloudina, thrombolites, and possible soft-bodied organisms in Ediacaran sediments (Itapucumi Group, Paraguay).</i> ”	
Anexo 03 Tabela de estações de coleta de dados de campo	
Anexo 04 Mapa de estações de coleta de dados de campo	

LISTA DE FIGURAS

Fig. I.01	Mapa Geológico simplificado do Paraguai	18
Fig. I.02	Localização da área de estudo	19
Fig. I.03	Modelos de elevação digital de terreno da área de estudo	21
Fig. I.04	Feições geomorfológicas e das exposições da região estudada	23
Fig. II.01	Síntese dos eventos tectônicos, evolutivos e climáticos do Neoproterozoico e início do Cambriano	35
Fig. II.02	Mapa compilado da área de estudo, escala 1:200.000	42
Fig. II.03	Localização e contexto geológico da Faixa Paraguai e do Grupo Itapucumi	43
Fig. II.04	Representação esquemática dos domínios tectonoestratigráficos da área de estudo	44
Fig. II.05	Reconstrução geotectônica da porção oeste do supercontinente Gondwana	47
Fig. II.06	Reconstrução paleogeográfica do supercontinente Rodínia	50
Fig. III.01	Coluna litoestratigráfica integrada do Grupo Itapucumi	58
Fig. IV.01	Fácies sedimentares do Grupo Itapucumi (1)	68
Fig. IV.02	Fácies sedimentares do Grupo Itapucumi (2)	73
Fig. IV.03	Fácies sedimentares do Grupo Itapucumi (3)	80
Fig. IV.04	Fácies sedimentares do Grupo Itapucumi (4)	84
Fig. IV.05	Seção colunar composta do Grupo Itapucumi nos domínios de Faixa Dobrada e Cobertura Cratônica	87
Fig. IV.06	Seção colunar do contato entre as formações Vallemi e Camba Jhopo na Mina da INC	90
Fig. IV.07	Fácies vulcânicas e siliciclásticas da Formação Vallemi	94
Fig. IV.08	Seção colunar do contato entre as formações Vallemi e Camba Jhopo em Três Cerros	97
Fig. IV.09	Seção colunar de depósitos basais da Formação Camba Jhopo	98
Fig. IV.10	Laminas petrográficas dos calcários e dolomitos da Formação Camba Jhopo	100
Fig. IV.11	Seção colunar dos níveis superiores dolomitizados da Formação Camba Jhopo	102
Fig. IV.12	Seção colunar dos níveis superiores da Formação Camba Jhopo com dolomitização “zebrada”	104
Fig. IV.13	Feições de dolomitização do topo da Formação Camba Jhopo	106
Fig. IV.14	Seção colunar dos depósitos lagunares da base da Formação Tagayita Guazu	110
Fig. IV.15	Laminas petrográficas dos calcários da Formação Tagayita Guazu	111
Fig. IV.16	Seção colunar dos depósitos lagunares de canais de maré da Formação Tagayita Guazu	113
Fig. IV.17	Laminas petrográficas dos trombólitos e <i>Cloudina</i> da Formação Tagayita Guazu	116
Fig. IV.18	Seção colunar dos depósitos de maré da Formação Tagayita Guazu apresentando fósseis para-autóctones das espécies <i>Corumbella</i> e <i>Cloudina</i>	117
Fig. IV.19	Seção colunar dos depósitos de maré da Formação Tagayita Guazu apresentando fósseis autóctones das espécies <i>Corumbella</i> e <i>Cloudina</i>	118
Fig. IV.20	Seção colunar dos depósitos costeiros de topo da Formação Tagayita Guazu	120
Fig. IV.21	Detalhe petrográfico de fragmento de esclerito de <i>Corumbella</i>	122
Fig. IV.22	Detalhes de afloramentos da associação de fácies de rios entrelaçados	123
Fig. IV.23	Seção colunar da associação de fácies de rios entrelaçados da base da Formação Cerro Curuzu	126
Fig. IV.24	Seção colunar da associação de fácies de rampa profunda da Formação Cerro Curuzu	129
Fig. IV.25	Detalhes de fácies e afloramentos da associação de rampa profunda da base da Formação Cerro Curuzu	131
Fig. IV.26	Seção colunar de rampa carbonática moderadamente profunda do topo da Formação Cerro Curuzu	133
Fig. IV.27	Detalhes petrográficos e de afloramentos da associação de rampa moderadamente profunda do topo da Formação Cerro Curuzu	134
Fig. IV.28	Modelo deposicional de rampa carbonática para o Grupo Itapucumi	137

Fig. V.01	Correlação entre as seções colunares, principais superfícies e arcabouço estratigráfico do Grupo Itapucumi	144
Fig. V.02	Ciclos sedimentares de alta frequência das sucessões de rampa carbonática interna e média	149
Fig. V.03	Foto de afloramento da superfície D.E.3 amalgamada com a superfície S.T.2	150
Fig. V.04	Ciclos sedimentares de alta frequência das sucessões de rampa externa	152
Fig. VI.01	Seção colunar composta do Grupo Itapucumi com a localização das amostras utilizadas para análise de isótopos estáveis de C e O	158
Fig. VI.02	Compilação de dados de isótopos das principais unidades carbonáticas neoproterozóicas da Plataforma Sulamericana plotados em gráficos de $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$ para avaliação de sinal isotópico original	161
Fig. VI.03	Gráficos de $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$ das amostras do Grupo Itapucumi	165
Fig. VI.04	Amostragem seletiva de níveis de <i>ooidgrainstone</i> calcítico gradando para dolomitos puros para avaliação de sinal isotópico original de C e O	166
Fig. VI.05	Seção colunar composta do Grupo Itapucumi associada à curva de variação dos valores isotópicos de C, O e Sr	169
Fig. VI.06	Seção colunar composta da Formação Tagayita Guazu associada à curva de variação dos valores isotópicos de C e O	170
Fig. VI.07	Curva composta de variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sobreposta a dados de oscilações nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para o neoproterozoico (Halverson <i>et al.</i> 2007)	172
Fig. VI.08	Correlação entre as curvas de variação de isótopos de $\delta^{13}\text{C}$, dados bioestratigráficos e geocronológicos do Grupo Itapucumi e demais sucessões ediacaranas do globo	175
Fig. VII.01	Evolução dos processos de subsidência mecânica responsáveis pela formação do sistema de rifte da base dos grupos Corumbá e Itapucumi	182
Fig. VII.02	Evolução dos processos de subsidência térmica associados à formação de margens passivas e plataformas carbonáticas dos grupos Corumbá e Itapucumi	186
Fig. VII.03	Correlação integrada entre os grupos Itapucumi e Corumbá	188
Fig. VII.04	Evolução dos processos de deformação das sucessões sedimentares dos Grupos Corumbá e Itapucumi	189
Fig. VII.05	Reconstituição paleogeográfica das bacias Corumbá e Itapucumi	191

LISTA DE TABELAS

Tab. VI.01	Dados de isótopos de C e O das amostras do Grupo Itapucumi	155
Tab. VI.02	Compilação de dados geoquímicos de elementos maiores e traços e da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para amostras do Grupo Itapucumi	173

RESUMO

O estudo de sucessões sedimentares neoproterozoicas sulamericanas tem auxiliado no entendimento de eventos bioevolutivos, climáticos e geotectônicos ocorridos concomitantemente ao rifteamento do supercontinente Rodinia. Durante este intervalo de tempo, importantes eventos de subsidência se processaram nas margens dos crátons da Amazônia, Pampia e Bloco Rio Apa, resultando na formação de bacias e na deposição de sucessões siliciclásticas e carbonáticas. Neste contexto, formaram-se diversas unidades Ediacaranas, tais como os grupos Corumbá (Brasil), Murciélagos (Bolívia) e outras unidades depositadas nas margens do cráton Rio de La Plata, como os grupos Sierras Bayas (Argentina) e Arroyo del Soldado (Uruguay). Tais unidades se caracterizam por apresentarem importante conteúdo fóssilífero, principalmente constituído pelo organismo esquelético do gênero *Cloudina*. Dentre as sucessões consideradas cronocorrelatas, o Grupo Itapucumi era, até o presente trabalho, a unidade ediacarana menos conhecida da plataforma sulamericana, constituindo importante lacuna no entendimento da evolução geológica da porção SW do supercontinente Gondwana.

O Grupo Itapucumi ocorre no nordeste do Paraguai como uma estreita faixa de afloramentos nas proximidades do rio homônimo e também abarcando uma extensa área que circunda e recobre boa parte das rochas do embasamento do Complexo Apa. O Bloco Rio Apa é delimitado em sua porção leste pela Faixa Paraguai considerada um cinturão de dobramentos com vergência para oeste do tipo “*thrust-and-fold*”, no qual ocorrem rochas ediacaranas do Grupo Corumbá. Nas proximidades do Rio Paraguai, o Grupo Itapucumi ocorre localmente metamorfozado na zona da clorita e intensamente deformado, apresentando dobras com flanco invertido associadas a falhas reversas com vergência contrária à Faixa Paraguai. Em sua área de afloramentos a oeste, a sucessão sedimentar deformada do Grupo Itapucumi foi denominada de “Faixa Móvel Vallemí”, ao passo que, a leste dessas exposições, a sucessão essencialmente carbonática não metamorfozada e deformada constitui extensa área de cobertura sedimentar cratônica.

O Grupo Itapucumi apresenta cerca de 400m de espessura e é constituído pelas rochas siliciclásticas e vulcânicas da Formação Vallemí, na base, sobrepostas por carbonatos puros e dolomitos pertencentes à Formação Camba Jhopo que são recobertos por margas, carbonatos e pelitos da Formação Cerro Curuzu. A Formação Tagayita Guazu ocorre unicamente como cobertura cratônica na porção leste da área de estudo, ao passo que a Formação Cerro Curuzu somente foi reconhecida a oeste, no domínio de faixa dobrada. Ressalta-se que ambas as unidades litoestratigráficas são novas e foram definidas neste trabalho. A sucessão do Grupo Itapucumi pode ser subdividida em três principais sequências sedimentares delimitadas por discordâncias regionais. Essas foram denominadas sequências S.1, basal e predominantemente terrígena, S.2 e S.3, intermediária e de topo, compreendendo seis associações de fácies representativas da deposição em diferentes posições fisiográficas de um sistema de rampa carbonática barrada. O domínio oeste da área estudada apresenta as melhores exposições das rochas pertencentes à S.1,

que ocorrem diretamente depositadas sobre o embasamento e compreendem uma sucessão na qual se intercalam argilitos, basaltos e arenitos finos e siltitos vermelhos com estruturas do tipo *kinneya*. Estratigraficamente acima desta unidade ocorre a sucessão de rampa carbonática média composta por fácies de *ooidgrainstones* depositadas em sistemas de cordões litorâneos. O topo desta sucessão apresenta intensa dolomitização do tipo “zebra”, relacionada à percolação de fluidos durante os estágios terminais da diagênese ou mesmo, início do metamorfismo regional. A Formação Tagayita Guazu, unidade lateralmente correlata a leste dessas ocorrências, é constituída por fácies lagunares depositadas em condições de inter- a supramaré, em contexto de rampa interna. Esta associação de fácies é predominantemente composta por *grainstones* com laminação cruzada e estruturas do tipo “*tidal bundles*”, oncólitos, *ooidgrainstones*, microbialitos e trombólitos. Associada a estas estruturas bioinduzidas, ocorre importante assembleia fóssil caracterizada pela presença de icnofósseis, organismos esqueléticos como *Cloudina* sp. e *Corumbella weneri* e, possivelmente, organismos de corpo mole como cnidários medusoides. Do ponto de vista estratigráfico, as unidades essencialmente carbonáticas da sequência S.2 gradam de fácies de águas rasas para sedimentos depositados em cordões litorâneos oolíticos em contexto transgressivo. Na porção oeste da área de estudo, a sequência S.2 é recoberta pela sequência S.3, composta por pelitos, margas, *grainstones* e *dolostones*, depositados em condições de rampa externa. Esta sucessão apresenta arquitetura progradacional e importante contribuição siliciclástica.

Os dados de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) obtidos em amostras não alteradas das sequências S.2 e S.3 apresentam valores médios de +1,93 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ VCPDB e razão isotópica de estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) da ordem de 0,708784, coerentes com valores encontrados em outras sucessões Ediacaranas. A presença do fóssil-guia *Cloudina* sp. reforça a deposição das unidades carbonáticas do Grupo Itapucumi no intervalo compreendido entre 550 e 542Ma. Os dados isotópicos, paleontológicos e estratigráficos sustentam a correlação paleogeográfica e temporal entre os Grupos Corumbá e Itapucumi, sugerindo que as unidades se depositaram concomitantemente nas margens do Cráton da Amazônia e Bloco Rio Apa. As sucessões siliciclásticas basais dos grupos Corumbá e Itapucumi foram interpretadas como depositadas inicialmente em sistemas de riftes de pequena extensão, desenvolvidos durante a fragmentação do supercontinente Rodinia previamente a 625Ma. A deposição das sucessões basais do Grupo Jacadigo também pode ser relacionada a esse estágio de subsidência mecânica. Entre 550 e 528Ma, um novo ciclo de subsidência térmica proporcionou a abertura de novo espaço de acomodação, o que possibilitou a formação de rampas e plataformas carbonáticas. Estas recobriram extensas áreas continentais dos crátons da Amazônia, Pampia e Bloco Rio Apa e das bacias depositadas durante a fase rifte embutidas no embasamento regional.

O evento responsável pela deformação dos grupos Itapucumi e Corumbá teve início há aproximadamente 528Ma, no Período Cambriano. Durante esse estágio compressivo, o Bloco Rio Apa constituiu anteparo rígido à deformação das faixas móveis Vallemí e Paraguai, o que permitiu o dobramento das sucessões e a reativação de falhas normais e lítricas geradas durante

a fase rifte como falhas inversas de baixo ângulo com vergência oposta. O término do evento deformacional possivelmente se deu há 484Ma, já adentrando o Período Ordoviciano inferior.

ABSTRACT

The study of South American Neoproterozoic successions has improved the comprehension of the bioevolutionary, climatic and geotectonic phenomena occurred contemporaneously with the Rodinia supercontinent rifting. During this time interval, important subsidence events took place at the margins of Pampia, Amazonian cratons and Rio Apa block. This led to the deposition of siliciclastic and carbonate sequences in the newly formed basins. Some of the units formed in this context and contain important Ediacaran fossils represented by microfossils and skeletal organisms as *Cloudina* sp. These are Corumbá (in Brazil) and Murcielago (in Bolivia) Groups, as well as others successions deposited in the margins of Rio de la Plata craton, as Sierras Bayas (in Argentina) and Arroyo del Soldado Groups (in Uruguay). In this particular context, the Itapucumi Group was so far the less known Ediacaran unit of South American platform. Hence this study contributes to fill a gap in the knowledge about the SW Gondwana geologic evolution.

The Itapucumi Group occurs in northeastern Paraguay as a thin marginal belt close to the Paraguay River and a extensive area surrounding and covering part of the Apa Complex basement rocks. The eastern portion of the Rio Apa block is delimited by the Paraguay Belt, a W-vergent thrust-and-fold belt, which is composed by Ediacaran successions of the Corumbá Group. Close to the Paraguay River, the Itapucumi Group are locally metamorphosed at the chlorite zone and intensely deformed, showing E-vergent reverse faults and folds with inverted limbs, opposite to those of the Paraguay Belt. The deformed sedimentary succession of Itapucumi Group in its western portion was named Vallemí Mobile Belt. Easterly to these exposures, a carbonatic succession not metamorphised and deformed, constitutes an extensive cratonic sedimentary cover.

The Itapucumi Group is about 400 meters thick and comprises siliciclast/volcanic rocks of the Vallemí Formation at the base, followed by limestones and dolostones of the Camba Jhopo and Tagayita Guazu Formations, capped by marls, limestones and pelites of the Cerro Curuzu Formation. The Tagayita Guazu only occurs as cratonic cover in eastern portion, while Cerro Curuzu Formation is placed in the western mobile belt domain. Both units are new and were litostratigraphically defined in this thesis. The Itapucumi Group succession is subdivided in three main sedimentary sequences delimited by regional discordances, named here sequences S.1, the most basal and predominantly terrigenous; S.2 and S.3 comprising six facies associations related to deposition in a rimmed carbonatic ramp. Western domain of the Itapucumi Group is characterized by the presence of best exposures of the S.1 basal rocks, deposited directly on basement, comprising a succession composed by sandstones, mudstones, basalts and red siltstones with *Kinneyia* structure. Stratigraphically above this unit, a carbonatic medium ramp successions of the sequence S.2, composed by ooid-grainstones facies deposited as beach spits and proximal

coastal environments. These rocks show intense “zebra type” dolomitization formed during late stages of diagenesis, or even related to initial stages of the regional metamorphism. Easterly to these outcrops, rocks of the Tagayita Guazu Formation comprised by lagoonal facies deposited in inter- to supratidal inner ramp context. These facies association is mainly composed by grainstones with tidal bundle and cross lamination, oncolites, ooidgrainstones, microbialites and thrombolites. Associated with this bioinduced structures occurs ichnofossils, skeletal organisms as the guide fossil *Cloudina* sp. and *Corumbella*, and fossil impressions of a smooth bodied organism, possibly, a medusoid cnidarian. At western portion of study area, covering the S.2 sequence, there are a succession of pelites, marls, grainstones and dolostones of the S.3 sequence representing outer ramp depositional systems. Stratigraphically, the carbonate units of sequence S.2 are representative of shallow water ramp deposits grading into oolitic spits in a transgressive context. Overlapping these deposits the sequence S.3 shows progradational architecture with important siliciclastic contribution.

Carbon isotope data from unaltered carbonatic rock samples of S.2 and S.3 sequences show medium values of +1,93 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ VCPDB and compiled $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of 0,708784. The positive $\delta^{13}\text{C}$ plateau and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ data are typical of the end of Ediacaran Period, around 550Ma. The presence of *Cloudina* guide fossil reinforces this age and provides an interval between 550 and 542 Ma for the deposition of middle units of the Itapucumi Group. The paleontological, stratigraphical and isotopic data support the paleogeographical and temporal correlation between Itapucumi and Corumbá Groups, suggesting a contemporary sedimentary evolution of these units at margins of Amazonian craton and Rio Apa block. The siliciclastic basal successions of both units are interpreted as deposited in small rifts developed during the fragmentation of Rodinia supercontinent, older than 625Ma. The deposition of siliciclastic and chemical succession of Jacadigo Group is related to the same mechanical subsidence stage that formed the rift system. A later thermal subsidence process triggered the opening of a new accommodation space around 550 and 528 Ma, and the subsequently formation of extensive carbonate platforms and ramps. These environments were established on the basement and rocks deposited during the initial rift stage, covering huge areas of the Pampia and Amazonian cratons and Rio Apa Block.

The deformation of Itapucumi and Corumbá basin took place at approximately 528 Ma before present, reactivating the listric and normal faults generated during the rift phase as reverse and low angle faults. The opposite patterns of tectonic vergence between Vallemí and Paraguay fold-and-thrust belts could be explained by the Rio Apa Block acting as a rigid barrier during the Cambrian compressive event. This tectono thermal event probably ended around 484Ma, possibly entering the lower Ordovician period.

APRESENTAÇÃO

A evolução sedimentar do Grupo Itapucumi (Ediacarano do Paraguai oriental), desconhecida até a presente tese, possui grande importância no contexto geotectônico das bacias ediacaranas da plataforma Sulamericana. Frente a isso, diversos aspectos relacionados à estratigrafia, sedimentologia, paleontologia e geologia isotópica da unidade foram estudados e estão aqui apresentados em oito capítulos.

O primeiro capítulo introduz o contexto geral do tema, bem como os procedimentos empregados no levantamento e análise de dados. No capítulo II são detalhados os aspectos geológicos regionais da área de estudo e contextualizados os principais eventos geotectônicos, geoquímicos e bioevolutivos concernentes às mudanças climáticas e ambientais ocorridas durante o Ediacarano. O terceiro capítulo apresenta o estado da arte acerca do conhecimento sobre o Grupo Itapucumi, com enfoque na readequação litoestratigráfica da unidade. O capítulo IV se foca na descrição das fácies sedimentares, associação de fácies e sistemas deposicionais do Grupo Itapucumi. Com base nos resultados obtidos, o capítulo seguinte propõe o arcabouço estratigráfico para a unidade com base nos princípios da estratigrafia de sequências. O sexto capítulo apresenta a compilação de dados existentes da razão isotópica de estrôncio e aborda os resultados de dados de isótopos estáveis de carbono e oxigênio obtidos nas sucessões carbonáticas do Grupo Itapucumi. Tais resultados são comparados àqueles obtidos em outros estudos de diversas sucessões ediacaranas ao redor do mundo, especialmente aquelas presentes na plataforma sulamericana. A integração das informações e interpretações possibilitou, no capítulo VII, estabelecer e refinar a correlação do Grupo Itapucumi com unidades coetárias. Por fim, no capítulo VIII, são listadas as principais conclusões obtidas ao longo desta tese.

Ao final deste volume, o anexo 1 refere-se ao artigo publicado na revista *Journal of South American Earth Sciences* que trata dos aspectos geológico-estruturais, importantes para a reconstituição estratigráfica da unidade em seu domínio de faixa dobrada. O anexo 2 corresponde ao artigo submetido ao periódico *Terra Nova*, e trata da descrição da assembleia fóssilífera do Grupo Itapucumi. O últimos anexos, 3 e 4, referem-se, respectivamente, à tabela e ao mapa de estações de coleta de dados de campo.

CAPÍTULO I – CONSIDERAÇÕES INICIAIS

I.1 Introdução

I.1.1 Preâmbulo

As ocorrências de rocha calcária na porção centro norte do Paraguai oriental foram inicialmente descritas há mais de um século (Presidente Marechal S. Lopéz 1860, *apud* Eckel 1959, DuGraty 1865 *apud* Boettner 1947). No entanto, foram objeto de poucos trabalhos de cunho científico (Harrington 1950, Eckel 1959, Putzer 1962, Wiens 1986, Orué 1996, Boggiani 1998). Em decorrência da ausência de cartografia geológica em escala adequada e estudos estratigráficos em detalhe, todas as ocorrências ao longo das margens e a leste do rio Paraguai foram denominadas de Grupo Itapucumi, posteriormente subdividido nas formações Vallemí e Camba Jhopo (Wiens 1986). A possível correlação da porção leste da unidade com o Grupo Corumbá (Almeida 1965, 1968, Clerici 1986), bem como datações radiométricas de rochas do embasamento e da sucessão em si (Oliveira 2004, Cordani *et al.* 2005) sugeriram idade pré-cambriana, a qual foi confirmada devido à presença do fóssil-guia *Cloudina* (Boggiani & Gaucher 2004).

Os estudos conduzidos na presente tese de doutoramento buscaram a caracterização do Grupo Itapucumi em toda sua extensão, procurando delinear sua área de exposição de forma detalhada e caracterizar a unidade do ponto de vista estrutural, estratigráfico e sedimentológico. A aquisição de novos dados possibilitou redefinir litoestratigraficamente a unidade. O nome Grupo Itapucumi permanece por ordem de prioridade sendo subdividido nas formações Vallemí, Camba Jhopo e Cerro Curuzu, esta última nova e representativa dos estratos de topo da unidade, com distribuição restrita ao longo das margens do Rio Paraguai. As exposições a leste da área de estudo são atribuídas neste trabalho à Formação Tagayita Guazu, outra nova unidade litoestratigráfica definida nesta tese, lateralmente correlata à Formação Camba Jhopo e caracterizada por padrões estruturais e sedimentológicos particulares. A Formação Tagayita Guazu também apresenta importante conteúdo fossilífero representado por espécimes esqueléticos de idade ediacarana (eg. *Cloudina* sp. e *Corumbella* sp.). Como suporte à nova proposta litoestratigráfica para o Grupo Itapucumi e à caracterização integrada da unidade ediacarana em

questão, são apresentadas colunas estratigráficas de detalhe, mapas ilustrativos, registro fotográfico dos fósseis, descrição e interpretação das fácies e processos sedimentares, medidas de paleocorrentes, considerações sobre sistemas deposicionais e estratigrafia da bacia, bem como análise de dados de isótopos de C, O e Sr.

A porção basal do Grupo Itapucumi, representada pela Formação Vallemí, é caracterizada por aflorar de maneira restrita e pela presença de rochas siliciclásticas possivelmente depositadas em condição subaquosa. Em contato discordante com esta unidade, estão sobrepostas as formações Camba Jhopo e Tagayita Guazu, constituídas por associações de fácies de rampa carbonática barrada, tais como cordões oolíticos litorâneos, depósitos lagunares e costeiros dominados por onda. A unidade de topo do Grupo Itapucumi, denominada de Formação Cerro Curuzu, é caracterizada por depósitos carbonáticos representativos das áreas externas da plataforma, constituídos por fácies depositadas abaixo do nível de base de onda de tempestade e tempo bom.

A caracterização de discordâncias erosivas e superfícies de significado estratigráfico possibilitou definir três grandes sequências subdivididas em seus respectivos tratos de sistema. Guardadas as diferenças estruturais e faciológicas, as semelhanças arquiteturais, isotópicas e paleontológicas entre o Grupo Itapucumi e o Grupo Corumbá no Brasil, permitiram correlacioná-los do ponto de vista cronoestratigráfico e paleogeográfico. Segundo a presente interpretação, ambas as unidades teriam se depositado em um sistema de plataforma e rampas carbonáticas circundando o Bloco Rio Apa e parte das porções SE e E do cráton da Amazônia, aqui considerado seu promontório. A idade destas unidades é marcada pela presença do fóssil-guia *Cloudina* sp., o qual situa a deposição de boa parte dos grupos Corumbá e Itapucumi entre o intervalo de 550 e 542 Ma. O metamorfismo e deformação destas sucessões sedimentares são associados ao evento tectôno-termal regional iniciado a 525 Ma, responsável pelo fechamento do oceano Clymene ao final do período Cambriano (Tohver *et al.* 2010).

I.1.2 Objetivos

A presente tese de doutoramento teve como objetivo principal a realização de estudo de detalhe do Grupo Itapucumi dentro do contexto evolutivo das sucessões neoproterozoicas desenvolvidas nas paleomargens do cráton da Amazônia e Bloco Rio Apa. A caracterização integrada de aspectos sedimentológicos, estratigráficos e paleogeográficos desta unidade almejou contribuir para o refinamento das correlações em âmbito regional com outras sucessões supostamente sincrônicas, tais como o Grupo Corumbá (Brasil), o Grupo Arroyo del Soldado (Uruguai) e o Grupo Sierras Bayas (Argentina). O entendimento das condições tectônicas e sedimentares da bacia em que se depositou o Grupo Itapucumi procurou preencher importante lacuna ainda existente na literatura relativa à evolução da porção SW do Supercontinente Gondwana. Com este intuito, os objetivos desta tese são:

- i)* Reestruturação e redefinição da proposta litoestratigráfica atualmente vigente.
- ii)* Descrição das associações de fácies e definição dos sistemas deposicionais envolvidos na sedimentação do Grupo Itapucumi.
- iii)* Definir padrões arquiteturais e de empilhamento das sucessões, bem como caracterizar superfícies a fim de compor o quadro estratigráfico da bacia do Grupo Itapucumi.
- iv)* Refinamento dos dados estratigráficos a partir da composição de curvas de variação de isótopos de C, O e de Sr, a fim de se compor o quadro quimioestratigráfico e paleoambiental.
- v)* Descrições taxonômicas e tafonômicas dos exemplares fósseis encontrados no Grupo Itapucumi. O procedimento paleontológico sistemático permitiu refinar dados de cunho sedimentológico e contribuir para a definição de idades de deposição, bem como para a caracterização paleo-ambiental.
- vi)* Estabelecer correlações estratigráficas e paleogeográficas com unidades sedimentares desenvolvidas na porção oeste do Supercontinente Gondwana.

I.1.3 Localização e acessos

A área de estudo compreende as porções centro-norte e setentrional do Paraguai oriental (Fig. I.1), nas quais ocorrem exposições do Grupo Itapucumi compostas predominantemente por rochas terrígenas, carbonáticas/dolomíticas e mistas. Exposições relativamente contínuas da unidade ocorrem nas margens do Rio Paraguai, ao sul da desembocadura do rio Apa e nas colinas isoladas e morros alinhados entre a localidade de Porto Arrecife e a cidade de Vallemí (Fig. I.02), onde a mineração da Indústria Nacional Del Cemento (INC – PY) explora os calcários para a produção de cal e clínquer. Afloramentos pontuados ocorrem ainda nas localidades de Camba Jopho, Cerros Centurión, Tigre e Morado, cercanias do distrito de Tres Cerros, portos Itaquá, Fonciere e Itapucumi, onde existem pequenas cavas destinadas à extração de dolomitos e calcário para a produção de cal. As exposições da Formação Tagayita Guazu (definida neste trabalho) compreendem a maior faixa de afloramentos anteriormente atribuída de maneira indivisa ao Grupo Itapucumi. Os afloramentos englobam exposições descontínuas em vertentes de morros e espigões e em pequenas pedreiras em uma faixa de direção NE-SW em áreas de difícil acesso, localizadas a leste das serranias do Bloco Rio Apa. No entanto, as melhores exposições ocorrem nas cercanias da Colônia de San Alfredo, Fazendas Bello Horizonte, Santa Helena, Isla Real e Fazenda Arrecife associadas a relevo de colinas amplas e médias. Nas proximidades da colônia histórica de São Carlos, encontram-se afloramentos contínuos da Formação Taguatiya Guazu na elevação topográfica tipo “morro testemunho” denominada de Cerro Paiva.

A área de estudo tem acesso a partir de Assunção (Fig. I.02) pela Rota 3 seguindo até a localidade de Tacuara. Em direção a norte, chega-se ao município de Ybi Yauí, onde existe acesso à Rota 5 que segue para Concepción. Da província administrativa até o acesso ao distrito de San Lázaro e a cidade de Vallemí, percorrem-se cerca de 180km em estrada local não pavimentada e em condições muito variáveis de trafegabilidade. As outras áreas estudadas comumente encontram-se dentro de estâncias e fazendas, de modo que o acesso até estas localidades deve ser feito por pequenas estradas não pavimentadas, cuja circulação só é possível mediante autorização dos proprietários locais. Ressalta-se que durante o período de chuvas (outubro a abril) grande parte das estradas ficam intransitáveis, especialmente nas passagens de rios e drenagens. O acesso à área pode também ser realizado a partir do município de Porto Murtinho, distante 430 km de Campo Grande, capital do Estado de Mato Grosso do Sul, Brasil. Partindo por via terrestre de

Porto Murtinho, percorre-se aproximadamente 35km pela BR 267 até o acesso a uma estrada não pavimentada que segue para o sub-destacamento militar “Foz do Rio Apa”, localizado na margem direita do mesmo rio e sob jurisprudência da 2ª Companhia de Fronteira de Porto Murtinho. A transposição do passo fronteiriço é somente realizada por embarcações de pequeno porte até as margens paraguaiãs, que por sua vez distam cerca de 10km da cidade de Vallemí. O percurso até esta parte da área de estudo pode também ser realizado por barco, partindo-se de Porto Murtinho e percorrendo-se cerca de 60 km para sul pelo Rio Paraguai. Na porção NE da área de estudo, o acesso às exposições do Grupo Itapucumi pode ser feito por via terrestre através da estrada de terra que liga o município de Bela Vista, no Brasil, até a Colônia Sargento Jose Lopez, Paraguai.

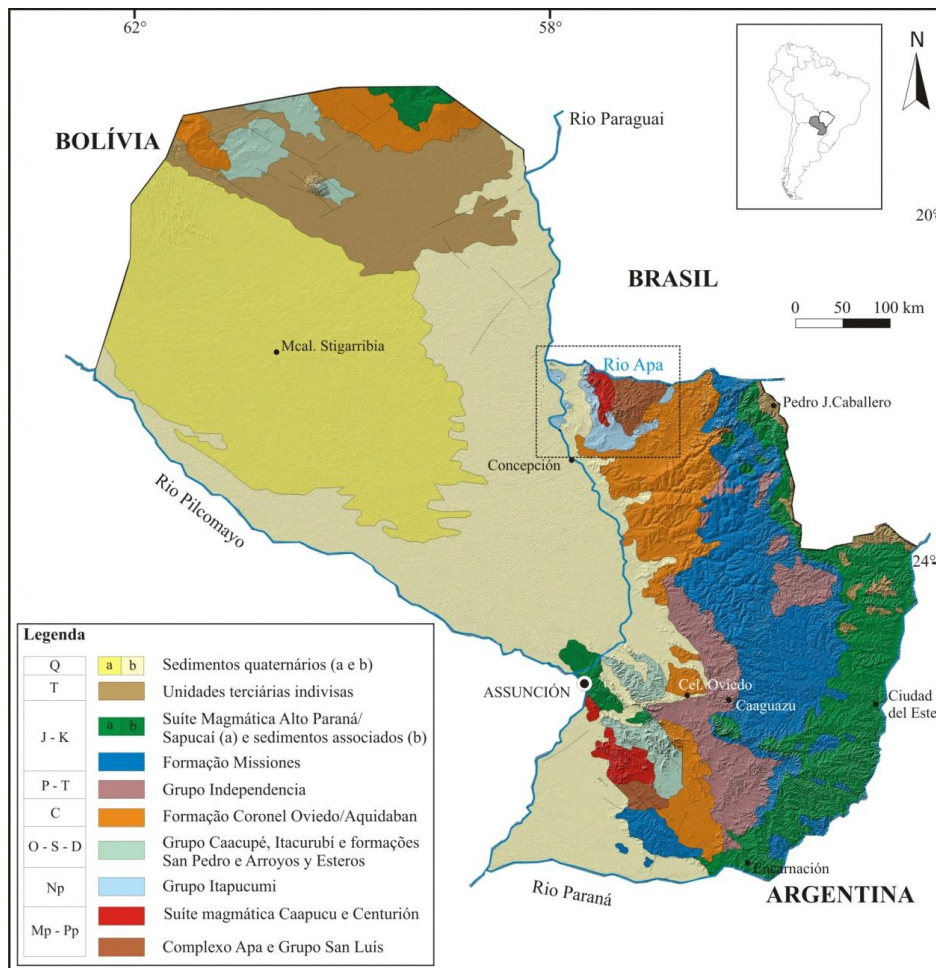


Fig. I.01 – Mapa Geológico simplificado do Paraguai destacando a área de estudo e a faixa de afloramento das rochas do Grupo Itapucumi (composição sobre imagem SRTM e compilação de mapas de Harrington 1950, Wiens 1986 e Gonzales 2000).

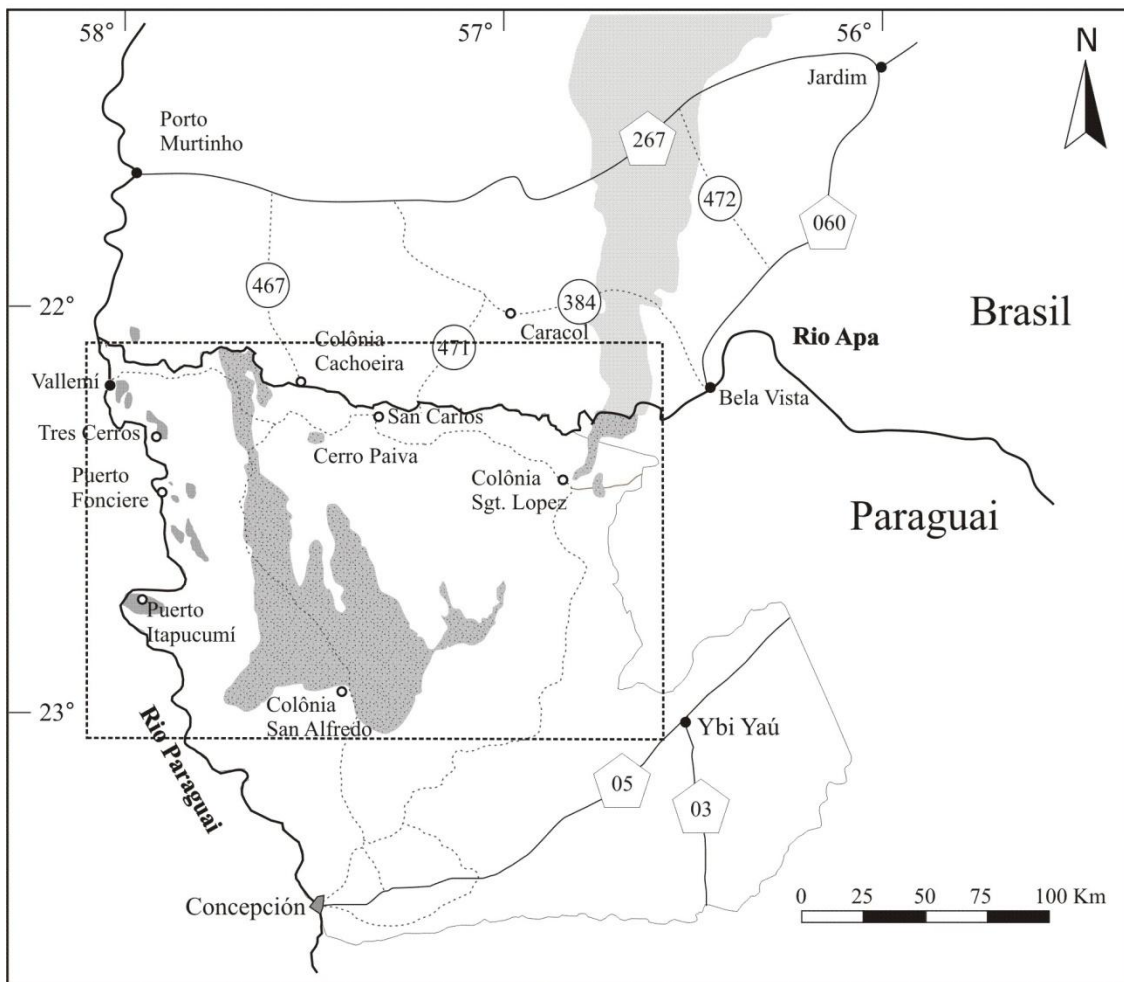
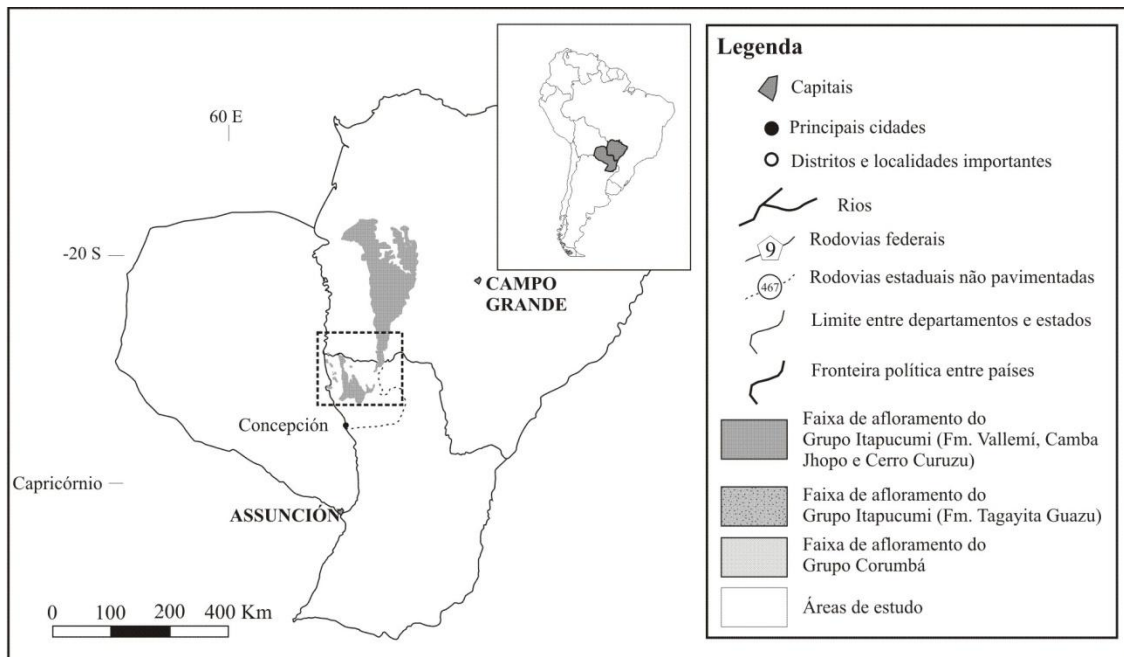


Fig. I.02 – Localização da área de estudo.

I.1.4 Aspectos geomorfológicos e fisiográficos da área de estudo

A região estudada encontra-se localizada na Bacia Hidrográfica do Rio Paraguai, na porção paraguaia pertencente à Sub-Bacia do Rio Apa. Do ponto de vista geomorfológico, a área encontra-se inserida dentro da macro-unidade dos Depósitos Sedimentares Interioranos Neógenos (IBGE 2006), regionalmente conhecida como Pantanaís Sul Mato-grossenses ou mais especificamente, como região do Pantanal do Apa (Alvarenga *et al.* 1982). Esta unidade geomorfológica adentra em território paraguaio e recebe a denominação local de Chaco, sendo delimitada a leste pela Serra da Bodoquena, em território brasileiro, e pelas serranias pertencentes ao Bloco Rio Apa, denominado geomorfologicamente de “Alto Estrutural do Apa” (Palmieri 2000).

A região dos pantanaís e planícies alagáveis apresenta cotas altimétricas variando entre 80 e 140m com suave declive regional o qual abranda de leste para oeste e de norte para sul, acompanhando o eixo do Rio Paraguai (Alvarenga *et al.* 1982). O Pantanal do Apa caracteriza-se por relevo plano a suavemente ondulado, constituído por extensas planícies de inundação fluvial, lagoas e corpos d’água intermitentes associados a diminutos deltas interiores. Ocorrem também áreas com pequenos terraços aluviais associados a depósitos fluviais e planícies de acumulação. Assim como os pantanaís mato-grossenses, esta unidade de relevo apresenta-se constantemente afetada por inundações fluviais controladas por um complexo padrão hidráulico regional relacionado à dinâmica dos rios Paraguai e Apa.

As principais exposições das rochas do Grupo Itapucumi nas proximidades da cidade de Vallemí e San Lázaro ocorrem como morrotes e morros isolados que se elevam a partir da planície do Pantanal do Apa (Fig. I.03). Localmente, essas formas ocorrem de maneira retilínea e alinhada a NNW-SSE, sugerindo se tratarem de feições delimitadas por falhamentos e esculpidas a partir de estruturas do tipo *horst-graben*. O relevo desenvolvido sobre os litotipos do Grupo Itapucumi é do tipo suave, com altitudes que não excedem os 250m acima do nível do mar, e caracterizado por formas que apresentam topos aplainados ou arredondados e vertentes retilíneas ou convexas (Fig. I.04.A) Localmente, os morrotes podem apresentar topos angulosos, cristas agudas alinhadas e vertentes escarpadas. Estas feições estão associadas aos processos de esculpimento em áreas cujas rochas apresentam-se intensamente tectonizadas, principalmente apresentando charneiras de dobras e camadas com mergulho geral para W e NW.

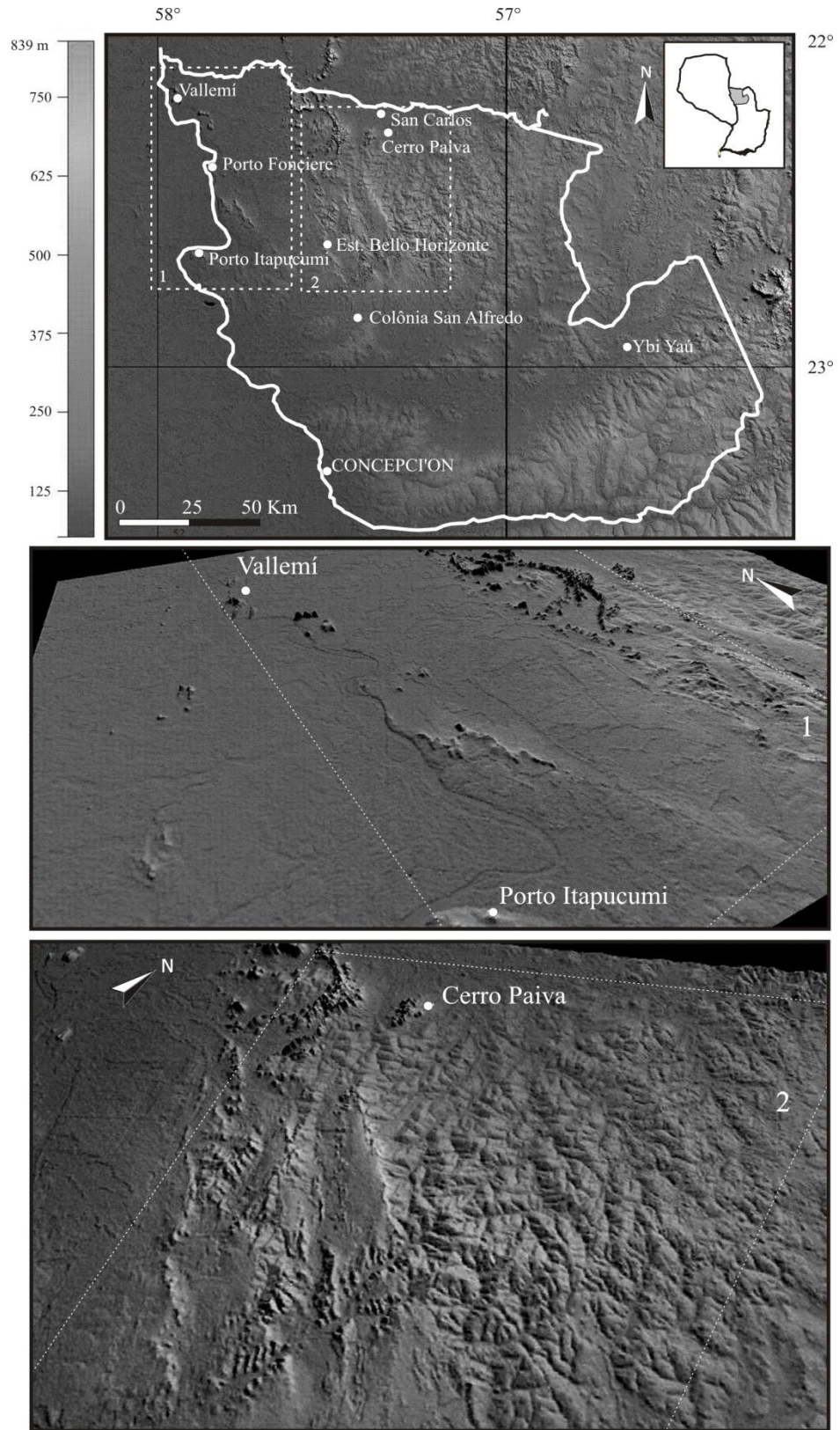


Fig. I.03 – Modelos de elevação digital de terreno da área de estudo, composição sobre imagem SRTM (exagero vertical de 6x para polígonos 1 e 2).

Os terrenos desenvolvidos sobre os calcários e em especial os dolomitos do Grupo Itapucumi apresentam localmente feições típicas de relevos *endo* e *exocársticos*, como cavernas (Fig. I.04.B), dolinas de subsidência lenta (dolinas de dissolução) e áreas de abatimento de pequena extensão e morros apresentando topo anguloso e, raramente, vertentes com sulcos, caneluras e *lapiás* (Fig. I.04.C). Os afloramentos que ocorrem na margem esquerda do Rio Paraguai geralmente compõem escarpas e taludes que podem atingir 35m de altura (Palmieri 2000), constituindo formas tipicamente escarpadas com inclinações de até 90° (Fig. I.04.D). A faixa de afloramentos de rochas calcárias até então atribuídas ao Grupo Itapucumi e localizadas a oeste, sul e sudeste do Alto Estrutural do Apa apresenta direção próxima a N-S e largura máxima de cerca de 40km. Essas ocorrências encontram-se distantes aproximadamente 20km da região de Vallemí, cujo relevo é caracterizado pela predominância de colinas médias e morrotes alinhados, nos quais ocorrem as exposições mais conhecidas do Grupo Itapucumi (Fig. I.04.E).

Ressalta-se que os afloramentos calcários a oeste e sul do Alto Estrutural do Apa encontram-se separados das ocorrências do Grupo Itapucumi nas margens do rio Paraguai por extensa planície alagável neógena pertencente ao Pantanal do Apa, ou Chaco do Apa. A porção aflorante nas proximidades da Colônia de San Alfredo, Fazendas Bello Horizonte, Santa Helena, Isla Real e Fazenda Arrecife representa a maior área, cujo substrato é constituído por rochas do Grupo Itapucumi (~85% em área), pertencentes à nova unidade aqui definida como Formação Tagayita Guazu. Nesses locais predomina o relevo suave, caracterizado por colinas amplas e médias e localmente morrotes alinhados e espigões retilíneos, apresentando pequenos afloramentos em vertentes e cavas para extração de calcário (Fig. I.04.F). Boas exposições também ocorrem como lajes no leito de drenagens, destacando principalmente aquelas localizadas nas margens do Rio Tagayita Guazu, a norte da Colônia de San Alfredo. Nesta área, o relevo encontra-se desenvolvido exclusivamente sobre camadas de rochas calcárias com mergulhos inferiores a 15° geralmente para SW e localmente estruturadas em dobras muito abertas com eixos sub-horizontais. Nessas ocorrências, não há nenhuma evidência de metamorfismo, tanto em litotipos pelíticos/terrígenos quanto em carbonatos.

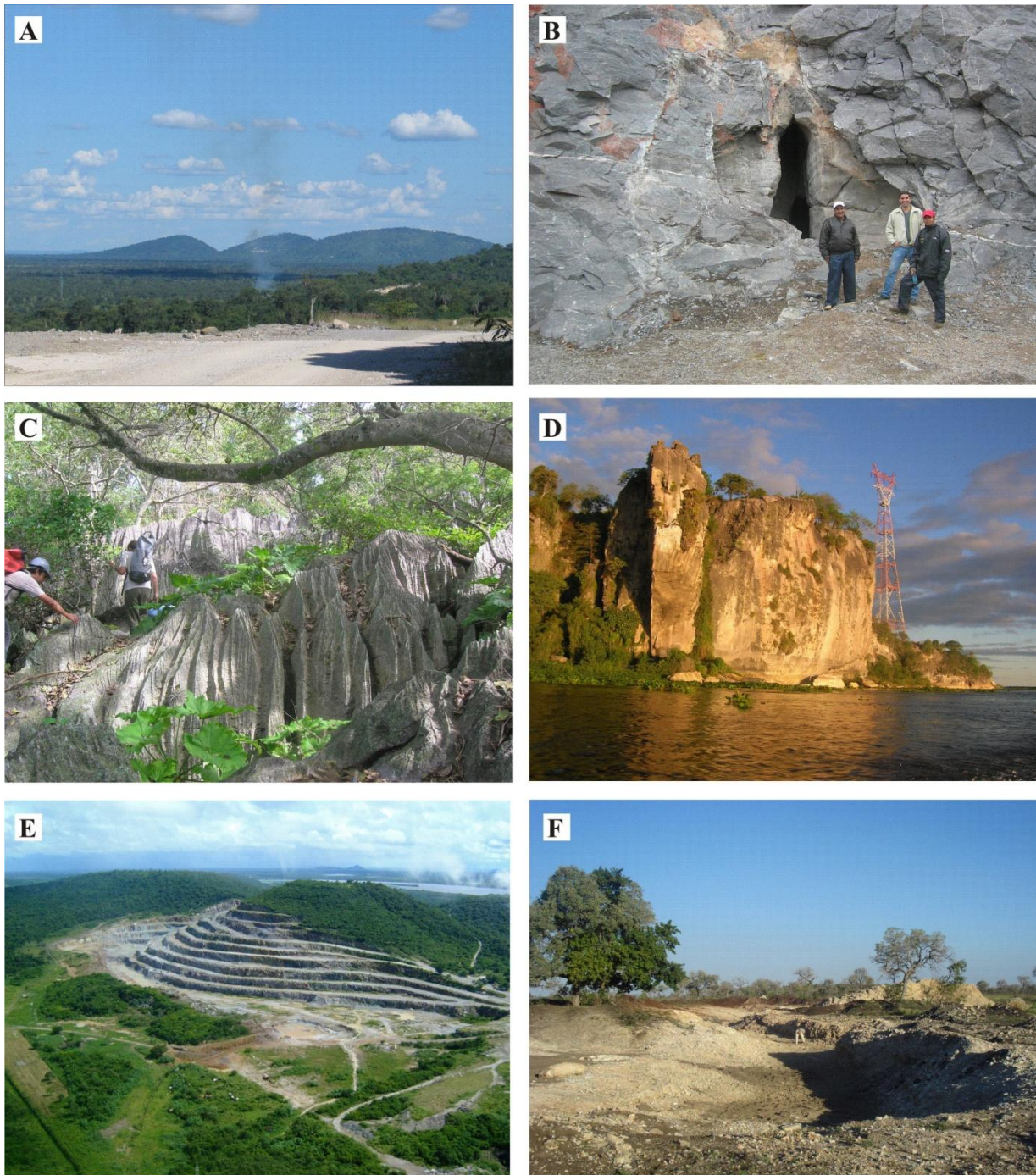


Fig. I.04 - **A** - Vista para SE de morrotes alinhados com topos arredondados no distrito de Tres Cerros (ponto 53). **B** – Pequena caverna desenvolvida em calcários da Formação Camba Jhopo, pedra em Porto Itaquá (ponto 59). **C** - Feições de dissolução cárstica em caneluras ou *lapiás* (ponto 77). **D** - Exposições de calcários do Grupo Itapucumi compondo paredões e escarpas na margem esquerda do Rio Paraguai (ponto 1). **E** - Vista aérea do morro de Vallemí, onde se localiza a mina principal da INC, PY (foto cedida pela INC, PY). **F** – Escavações em calcários da Formação Tagayita Guazu, Grupo Itapucumi (ponto 54).

A região do Alto Estrutural do Apa em território paraguaio compreende área de aproximadamente 4.620 km² (Palmieri 2000) e constitui a prolongação da unidade geomorfológica denominada no Brasil como Depressão do Rio Paraguai (Melo *et al.* 1978), englobando o compartimento mais elevado deste domínio (Alvarenga *et al.* 1982). Está delimitada a leste pelo Planalto da Bodoquena e a oeste se prolonga até as planícies dos pantanais Sul Mato-grossenses. O compartimento elevado pertencente à macrounidade da Depressão do rio Paraguai encontra-se desenvolvido basicamente sobre litotipos que compõem o embasamento regional pertencentes à associação metamórfica Alto Tererê, Grupo Amoguijá, Complexo Rio Apa, Grupo San Luís e Síte Centurión (estas três últimas unidades no lado paraguaio). Na área de estudo, este compartimento apresenta cotas altimétricas entre 170 e 350m e relevo dissecado apresentando formas convexas com drenagens de média a baixa densidade pouco aprofundadas (Alvarenga *et al.* 1982).

Nas cercanias do município de Bella Vista, a leste da Depressão do Rio Paraguai, a macro-unidade geomorfológica do Planalto da Bodoquena apresenta largura local inferior a 10 km e adentra no Paraguai como uma faixa estreita a leste do Maçico do Apa. O Planalto da Bodoquena constitui divisor de águas regional entre as bacias do Rio Paraguai (a oeste), do Rio Apa (a sul) e Rio Miranda (a leste).

I.2 Métodos

Os principais métodos empregados neste trabalho buscaram melhor compreensão dos aspectos geológicos regionais, estratigráficos e sedimentológicos das sucessões sedimentares presentes nas porções centro-norte e setentrional do Paraguai oriental. Tendo em vista o conhecimento escasso das exposições nestas localidades, foi priorizado o emprego de levantamentos de campo em escala regional e de detalhe, visando, sobretudo, ao reconhecimento e ao delineamento mais precisos da área aflorante atribuída ao Grupo Itapucumi. Com base neste produto preliminar, foram realizados levantamentos estratigráficos de detalhe calcados nos conceitos da estratigrafia de sequências, análise de fácies sedimentares e paleocorrentes, além da descrição dos conteúdos fossilíferos das diferentes unidades. A aquisição desses dados buscou definir os principais sistemas deposicionais, bem como reconhecer os padrões arquiteturais no âmbito da bacia sedimentar. Nas etapas laboratoriais, foram realizadas, descrições

paleontológicas, petrográficas e separação de material para a análise dos isótopos de C, O e Sr. Esses dados possibilitaram o delineamento dos principais padrões quimioestratigráficos das sucessões carbonáticas e auxiliaram na definição das possíveis idades de deposição, aspectos fisiográficos da bacia e na correlação com outras unidades sedimentares supostamente cronocorrelatas constituintes da porção SW do Supercontinente Gondwana (*eg.* grupos Corumbá, Jacadigo, Arroyo del Soldado, Sierras Bayas e Araras).

I.2.1 Trabalhos de campo

Durante o decorrer deste projeto, foram realizadas cinco campanhas de campo nas regiões de Vallemí e margens do Rio Paraguai, nas cercanias da localidade de San Alfredo e também nas proximidades de ColôniaSgt. Lopes, a leste do departamento de Concepción. As viagens de campo totalizaram 56 dias de trabalho e tiveram por objetivos o reconhecimento das principais exposições do Grupo Itapucumi, bem como a aquisição de dados estratigráficos, sedimentológicos e paleontológicos. Como material de suporte de campo, foram utilizadas cartas plani-altimétricas em escala 1:250.000 da porção oriental do Paraguai (Puerto Vallemí, SF-21-10, série H 501, DSGMP - *Dirección del Servicio Geográfico Militar de Paraguay* 1999) e também imagens orbitais *Landsat*, *Iconos* e modelos SRTM tratados nos *softwares* ARCGIS e *Global Mapper*. A análise prévia de imagens multiespectrais e modelos de elevação digital de terreno permitiu a identificação de cerca de vinte cavas e pequenas minas de calcário nas proximidades de Vallemí e ao longo da margem direita do Rio Paraguai. Essas ocorrências distam poucos quilômetros entre si e apresentam exposições vertical e lateralmente descontínuas que permitiram a obtenção de seções colunares compostas com até 400m de espessura. A correlação entre as seções de menor espessura do Grupo Itapucumi priorizou a identificação de níveis e superfícies que possibilitassem posicioná-las estratigraficamente dentro da sucessão como um todo. Em virtude da grande área de exposição na mina principal em Vallemí, foi priorizada a aquisição de medidas e dados estruturais como mergulho de camadas, falhas, estrias, eixos de dobras e clivagens que também auxiliaram sobremaneira na correta caracterização estratigráfica da unidade.

Nas exposições localizadas a leste da área, nas cercanias da Colônia San Alfredo, Cerro Paiva, estâncias Bello Horizonte, Santa Helena, Fazenda Arrecife e Colônia Sgt. José Lopez

foram realizadas descrições sistemáticas dos afloramentos e coleta de dados estruturais além da realização de perfis geológicos e colunas estratigráficas de alta resolução. Nessas ocorrências também foi conduzido estudo de detalhe das características sedimentológicas mais marcantes, como geometria dos depósitos, identificação de estruturas, variação faciológica e análise macroscópica dos espécimes fósseis.

As etapas de campo também objetivaram a coleta sistemática de amostras de acordo com variações litológicas, faciológicas e conteúdo fossilífero nas colunas estratigráficas. As amostras foram selecionadas para a confecção de seções delgadas, captação de imagens por meio de lupas *Leica*, preparação de material para análises de isótopos estáveis de C e O e tratamento dos exemplares fósseis para estudo paleontológico.

I.2.2 Análise de fácies sedimentares e petrografia sedimentar

O termo fácies na acepção de Walker (1992, 2006) compreende uma unidade de caráter não estratigráfico definida como um corpo rochoso que apresenta características litológicas, geométricas, paleontológicas, estruturas biogênicas e sedimentares, que permitem separá-lo de outros depósitos adjacentes. Este conjunto de feições é interpretado como produto dos mecanismos sedimentares observados na natureza ou reproduzidos em laboratório, diretamente envolvidos na deposição das fácies.

A recorrência desses processos em diferentes ambientes e contextos deposicionais torna necessário que a interpretação genética destas unidades seja realizada de maneira integrada, a partir de associações faciológicas particulares. Este procedimento busca reunir diferentes grupos de fácies lateral e verticalmente contíguas e relacioná-las do ponto de vista dos processos geradores, de forma a serem definidos padrões arquiteturais e de empilhamento característicos de um dado sistema deposicional. Os sistemas deposicionais, estabelecidos a partir do modelo proposto por Walker (1992) e Reading (1986) são, desta maneira, representações tridimensionais das associações de fácies aos quais estão incorporados os efeitos produzidos por controles externos, tais como as variações relativas do nível de base provocadas por mudanças climáticas, causas tectônicas e variações orbitais. Um modelo de fácies adequado deve, portanto, ser verossímil ao sistema deposicional que representa e servir de predicado e modelo para comparação com exemplos atuais e do passado (Walker 1992, 2006).

Neste trabalho, as fácies sedimentares foram inicialmente descritas macroscopicamente em campo, priorizando-se a identificação de características diagnósticas, como geometria do depósito, estruturas, organização interna, mineralogia e textura dos grãos. Nesta etapa, as diferentes fácies foram fotografadas, amostradas para análises em laboratório e alocadas em seções estratigráficas de detalhe dos diferentes afloramentos. A nomenclatura das fácies seguiu a proposta de Miall (1996), na qual são utilizadas siglas compostas por uma, duas ou três letras, sendo a primeira maiúscula, referente à litologia do depósito, e a segunda (e terceira, quando houver) relacionada à estrutura sedimentar presente.

Na etapa de escritório, as amostras foram submetidas à laminação e, posteriormente, à análise dos diferentes litotipos sob microscópio petrográfico *Zeiss*. A descrição microscópica das rochas siliciclásticas objetivou a identificação da natureza mineralógica do arcabouço, matriz e cimento, além de parâmetros como seleção granulométrica, graus de esfericidade e arredondamento e forma dos grãos. Parâmetros como os tipos de contatos entre os grãos, trama (*fabric*) e tipo de empacotamento foram definidos a partir da descrição da relação arcabouço-matriz. A classificação dos litotipos e as considerações sobre o grau de maturidade sedimentar seguiram os métodos e a nomenclatura propostos por Folk (1968).

A descrição petrográfica das seções delgadas de rochas carbonáticas foi feita com base na classificação de Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971). A manutenção da terminologia em inglês proposta por estes autores objetivou evitar confusões de nomenclatura com litotipos de composição terrígena. As fácies carbonáticas representativas de estruturas bioinduzidas como estromatólitos e esteiras microbianas foram interpretadas como microbialitos na acepção de Burne & Moore (1987) e descritas taxonomicamente até o grupo mais inclusivo possível. A distinção entre rochas carbonáticas compostas por calcita e dolomita, preliminarmente realizada em campo por teste com HCL 10%, foi refinada por meio de análises petrográficas em lâminas tingidas por corante Alisarina em solução com ferrocianeto de potássio, segundo procedimento preconizado por Adams *et al.* (1994).

I.2.3 Preparação e análise dos exemplares fósseis

As amostras apresentando conteúdo fossilífero foram coletadas principalmente em pequenas cavas e afloramentos da Formação Tagayita Guazu, nas cercanias da Colônia San

Alfredo, e secundariamente, da Formação Camba Jhopo, unidade do Grupo Itapucumi aflorante na mina principal de Vallemí. Os espécimes representativos dos grupos de idade ediacarana caracterizados pela presença de exoesqueleto, como *Cloudina* e *Corumbella* foram coletados em exposições nas cecanias da Colônia San alfredo. As amostras obtidas na mina de Vallemí são representativas de estromatólitos calcários cônicos/colunares semelhantes ao gênero *Conophyton* e encontram-se parcialmente recristalizadas.

A paleontologia sistemática das amostras envolveu as etapas de limpeza mecânica, limpeza química e maceração, preparação para captura de imagens e descrição taxonômica. Os exemplares de indivíduos provenientes da Formação Tagayita Guazu foram submetidos primeiramente à lavagem sob água com auxílio de escova para primeira remoção de matriz e, posteriormente foram secos à temperatura ambiente. A seguir, foram conduzidos para a etapa de extração cuidadosa de restos de sedimentos sob lupa *Leica MZ95* acoplada a iluminador *Leica CLS 100X*, com utilização de instrumental odontológico e de relojoaria.

A etapa de limpeza química foi realizada somente em algumas amostras e objetivou a eliminação de sedimentos ainda aderidos aos fósseis, bem como o realce do relevo dos espécimes em relação à matriz. Esse procedimento se baseou na dissolução controlada do sedimento carbonático de granulação muito fina com ataque de ácido clorídrico a 10% em curtos intervalos de tempo (10 minutos). Tentativamente, foi também empregado ácidos nítrico em concentrações variáveis (20-90%) em amostras-testes, procedimentos que, no entanto, não produziram resultado satisfatório.

Os exemplares selecionados para captação de imagem por métodos óticos foram submetidos aos seguintes equipamentos pertencentes ao Laboratório de Petrografia Sedimentar do IGc/USP: lupa *Zeiss Stemi SV11* e torre móvel estativa *Kaiser RTX*, microscópio petrográfico *Zeiss Axioplan 2*, todos acoplados à câmera digital *Donpisha 3CCD*. Aqueles exemplares preservados tridimensionalmente receberam camada de tinta *Nankim* preta e após secagem, foram impregnados por filme delgado a partir da fuligem de magnésio metálico. Este procedimento visa ressaltar estruturas e feições importantes para a análise taxonômica, como ornamentação interna e externa. Algumas amostras apresentando espécimes subcentimétricos foram submetidas à laminação para observação de seção transversal sob microscópio petrográfico.

A sistemática paleontológica dos exemplares seguiu os métodos consagrados de descrição taxonômica, e incluiu a identificação de feições morfológicas e caracteres morfométricos para a

confrontação com exemplares de grupos afins já descritos para outras localidades (e.g. Yochelson & Herrera 1977, Hahn *et al.* 1982, Hahn & Pflug 1985, Zaine & Fairchild 1985, Conway *et al.* 1990, Grant 1990, Zaine 1991, Grotzinger *et al.* 2000, Gaucher 2000, Hagadorn & Waggoner 2000, Hoffman & Mountjoy 2001).

A tafonomia, quando atrelada a informações sedimentológicas, pode fornecer dados precisos quanto à gênese da concentração estudada, e constitui-se, desse modo, em ferramenta útil na análise de fácies e de processos deposicionais (Simões & Kowalewski 1998). Sob este aspecto, foram também analisadas algumas características tafonômicas das concentrações fossilíferas, como feições geométricas e tipos de contatos do depósito, organização interna dos bioclastos, qualidade de preservação (grau de fragmentação, abrasão, desarticulação e marcas de predação) e relação com as fácies sedimentares verticalmente contíguas.

I.2.4 Análise estrutural

A aquisição e análise de dados estruturais foram de fundamental importância para a correta configuração da estratigrafia do Grupo Itapucumi e definição de seus domínios tectonoestratigráficos de cobertura cratônica e faixa dobrada, respectivamente. Em praticamente toda sua área de exposição nas margens do Rio Paraguai (oeste da área de estudo), especialmente na mineração da INC em Vallemí, a sucessão de rochas encontra-se deformada, apresentando dobras inversas, falhas de empurrão de baixo ângulo e clivagem penetrativa. Neste local, parte da sucessão encontra-se invertida, de modo que o real posicionamento estratigráfico desta só foi possível à partir da tomada de medidas e realização de perfis estruturais da mina. A coleta dos dados a partir de notação CLAR seguiu os procedimentos de Ramsay & Huber (1983, 1987) e se centrou na obtenção de medidas de foliação (caracterizada por clivagem ardósiana), falhas, eixo de dobras, lineações minerais e de estiramento e indicadores cinemáticos como estrias e *steps* de falha.

A partir de amostras selecionadas foram confeccionadas seções delgadas nas quais foi priorizada a análise de relações estruturais entre clivagem e petrotrama da rocha, feições de recristalização, rotação de cristais e grãos e relações entre feições de deformação intracristalina e foliação da rocha. Nesta etapa utilizou-se microscópio petrográfico de luz transmitida acoplado à câmera digital *Donpisha 3CCD*, pertencente ao Laboratório de Petrografia Sedimentar do

IGc/USP. Os dados da análise estrutural foram tratados em mapas, perfis e estereogramas (gerados no *software* STERONET em redes de Schmidt-Lambert, com projeção no hemisfério inferior), sendo hierarquizados a partir de relações de corte, superposição e estilo estrutural.

I.2.5 Análise de paleocorrentes e proveniência

A obtenção de medidas e a análise de paleocorrentes são ferramentas importantes para a caracterização paleogeográfica de bacias sedimentares. O reconhecimento de padrões medidos em estruturas sedimentares primárias auxilia na reconstituição paleogeográfica de bacias já que corrobora na definição de áreas-fonte, padrão de dispersão sedimentar e áreas de deposição preferencial (Potter & Pettijohn 1977).

A aquisição e o tratamento de dados de paleocorrentes seguiram os modelos propostos por Potter & Pettijohn (1977), Miall (1990) e Tucker (1996), segundo os quais as medidas de campo representam as condições hidrodinâmicas (ou aerodinâmicas) vigentes no tempo de deposição das formas de leito. Desta maneira, a análise de padrões de dispersão possibilita delimitar espacialmente as províncias fisiográficas de um dado contexto deposicional e o sentido de influxo sedimentar, auxiliando, por exemplo, na definição de paleolinhas de costa, tipos de sistemas fluviais, sentido de migração de dunas eólicas, etc.

Os dados de paleocorrentes coletados em campo foram tratados no *software Paleocor*, que permite a correção de camadas basculadas e a obtenção da direção e mergulho da superfície deposicional original. As medidas obtidas em diferentes níveis estratigráficos são indicadas em colunas estratigráficas de detalhe, sendo que o padrão de dispersão dos grupos de dados é apresentado na forma de rosetas. A análise de proveniência macroscópica foi realizada apenas em depósitos conglomeráticos localizados no topo da Formação Camba jhopo e que afloram unicamente nas margens do Rio Paraguai, nas proximidades de Porto Guyrati. Este procedimento se baseou na contagem de clastos de tamanho maior que 1cm em número por estação de coleta de dados preferencialmente superior a 100. A identificação detalhada dos diferentes litotipos foi complementada por análise petrográfica de lâminas delgadas e objetivou a representação na forma de histogramas do conteúdo presente nestes depósitos. O procedimento descrito segue a proposta de Graham *et al.* (1986) e Fambrini (1998) e constitui ferramenta útil na definição de áreas-fonte. Esse tipo de dado, quando auxiliado por análises de paleocorrentes, resulta em

informações paleogeográficas importantes, como o padrão de dispersão sedimentar no contexto de bacia.

I.2.6 Químioestratigrafia de isótopos de C, O e Sr

As 118 amostras selecionadas para análise isotópica foram escolhidas em campo a partir de avaliação visual, buscando porções não alteradas e fraturadas da rocha. Nesta etapa também foi realizado teste *in loco* para identificação de calcita e dolomita, a partir da pulverização da amostra com posterior aquecimento e ataque com ácido clorídrico (HCL 10%). Todos os exemplares coletados foram posicionados estratigraficamente em seções colunares levantadas em escala de detalhe (1:20).

O procedimento laboratorial para as amostras previamente selecionadas em campo compreendeu inicialmente a escolha de pontos ideais de amostragem por meio de análise petrográfica. Desta maneira, buscaram-se locais com a textura original da rocha preservada, evitando-se assim fraturas, estilólitos, vênulas microscópicas e porções diagenética ou pedogeneticamente alteradas e exemplares com abundante fração de terrígenos. Estudos de catodoluminescência, com uso de equipamento do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGc-USP foram também empregados, com o intuito de se obterem pontos de amostragem mais adequados. Segundo e Hemming *et al.* (1989), Kaufman *et al.* (1993) e Kaufman & Knoll (1995), porções não luminescentes são consideradas pouco alteradas, sendo que áreas mais claras são relacionadas à calcita neoformada em veios, estilólitos e *voids*, associados à presença de Mn oriundo de águas meteóricas. Após a etapa de seleção das áreas adequadas à amostragem, sucedeu-se a extração com broca milimétrica de vídia de pequenas porções pulverizadas, que foram acondicionadas em recipientes herméticos individuais do tipo *Eppendorff*.

As análises de isótopos de C e O, foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco (NEG-LABISE). Segundo procedimento usual para a análise isotópica de elementos leves, conduziu-se inicialmente a extração do gás CO₂ de amostras pulverizadas a partir da reação com ácido fosfórico 100% à temperatura constante de 25°C durante 24 ou 72 horas, dependendo da razão entre material calcítico e dolomítico. Após a extração do gás, este foi purificado criogenicamente a partir de uso de armadilha química de nitrogênio líquido e álcool, a fim de se retirar a água gerada durante a reação do carbonato e o

ácido. A amostra de gás foi analisada em espectrômetro de massa *SIRA II* de dupla admissão e coletor triplo calibrado segundo padrões internacionais e a partir da referência interna do laboratório (padrão BSC, “*Borborena Skarn Calcite*”). Os resultados, apresentando na notação *per mil*, apresentam referência ao padrão VPDB (Viena – “*Pee Dee Belemnite*”). Os valores referentes à razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram compilados de Boggiani (1998) e Oliveira (2004), totalizando 12 dados. Segundo informações contidas nestes trabalhos o Sr foi separado e concentrado em coluna de resina catiônica, depositado sobre filamento simples de tântalo e analisado em espectrômetro de massa VG 54-E acoplado a microcomputador HP 9000-16.

No intuito de avaliar o grau de alteração diagenética e intempérica dos carbonatos coletados, o que poderia alterar os valores iniciais de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, os 118 dados foram analisados através da relação entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, sendo que este último tende a decrescer quando na presença de águas meteóricas ou fluidos hidrotermais (Kaufman & Knoll 1995). Em geral, o comportamento de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ apresenta padrão definido, com pouca variação nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para grandes alterações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e vice-versa. Em ambos os casos, os valores altos de ^{13}C e ^{18}O são indicativos de amostra não alterada diagenética ou intempericamente. Na presente análise foram confeccionados gráficos de $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$ nos quais foram plotados os dados subdivididos em suas respectivas associações de fácies.

I.2.7 Análise estratigráfica

A análise estratigráfica se pautou principalmente na integração dos dados oriundos da análise de fácies sedimentares, paleocorrentes, estudos de proveniência macroscópicos, descrições paleontológicas e padrões de variação dos isótopos de C, O e Sr ao longo das seções estratigráficas. Devido à existência de poucos afloramentos que possibilitem a aquisição de perfis ou seções estratigráficas contínuas, foi priorizada a identificação de superfícies de significado estratigráfico, ciclos de deposição e a caracterização das associações e sucessões de fácies, visando ao correto posicionamento das diferentes sucessões e a correlação das seções levantadas.

A análise integrada de associações de fácies e dos ciclos sedimentares, especialmente observados nas exposições pouco deformadas do Grupo Itapucumi (Formação Tagayita Guazu), possibilitou a caracterização dos sistemas deposicionais e padrões de empilhamento diferenciados, o que auxiliou na definição da arquitetura da sucessão. Os ciclos sedimentares são

definidos como camadas, ou conjunto de camadas, geneticamente relacionadas que compõem arranjos de arquitetura progradacional, agradacional ou retrogradacional, depositados sob mesmas condições de nível de base. Para sucessões carbonáticas, os ciclos de alta frequência podem ser utilizados como análogos às parassequências em sucessões terrígenas no intuito de se comporem os tratos de sistema (Mitchum & Van Wagoner 1991, Seilacher & Aigner 1991). A identificação do arranjo vertical e lateral destes ciclos permitiu, em linhas gerais, definir pacotes depositados em diferentes ciclos de nível de base (Kerans & Tinker 1997) e, assim, compor um arcabouço estratigráfico adequado.

No intuito de estabelecer a correlação entre as diferentes sucessões estudadas, também foi priorizada a identificação de superfícies de correlação estratigráfica que possibilitassem a melhor compreensão dos padrões arquiteturais e correlação das associações de fácies em nível de bacia. Estas superfícies compreendem discordâncias regionais representativas da queda brusca do nível do mar, superfícies-chave (transgressão e máxima inundação) e variações gerais no padrão empilhamento de ciclos de média e alta frequências. As superfícies limitantes de conjuntos de ciclos ou sucessões com padrões arquiteturais distintos muitas vezes constituem níveis discretos ou intervalos abruptos, erosivos ou não, que separam fácies formadas em condições de água rasa de fácies formadas em condições de batimetrias maiores (Adams & Grotzinger 1996). Em vista disto, a identificação tentativa das superfícies foi realizada a partir de diversos parâmetros, tais como oscilação de espessuras das camadas, variação vertical na quantidade e espessura dos termos pelíticos (Krassay 1998, Jackson *et al.* 2000), variação no modelo de associação e sucessão de fácies a exemplo do empregado por Nogueira (2003), alterações nas tendências de paleocorrentes, presença de depósitos de exposição subaérea e variações nos valores isotópicos de C e O (Le Guerroué *et al.* 2006).

Com o intuito de se integrarem todos esses produtos, foram empregadas técnicas de análise e correlação provenientes do método da estratigrafia de sequências. Em linhas gerais, este método permite interpretar espessas sucessões sedimentares do ponto de vista genético, geométrico e evolutivo, bem como efetuar correlações de diferentes sucessões em nível de bacia (Vail *et al.* 1977, Posamentier *et al.* 1988, Van Wagoner *et al.* 1988, Vail *et al.* 1991). A aplicação de modelos baseados na estratigrafia de sequências tem se mostrado apropriada para exemplos pré-cambrianos, especialmente neoproterozoicos (Christie-Blick *et al.* 1995, Adams & Grotzinger 1996, Jiang *et al.* 2002, Nogueira 2003, Le Guerroué *et al.* 2006, Cozzi *et al.* 2010).

Porém, sua utilização deve ser feita de maneira criteriosa, face à carência de fósseis, padrão de deformação, pouco conhecimento do regime de variação eustática e de subsidência e fácies geradas por processos sedimentares particulares que não encontram análogo moderno (Allen & Hoffman 2005).

CAPÍTULO II – CONTEXTO GEOLÓGICO

II.1 Evolução Geotectônica e as Mudanças Globais Neoproterozoicas

A passagem entre éons geológicos é caracterizada por eventos marcantes na história evolutiva do planeta Terra. Os últimos 200 milhões de anos entre a transição dos éons Proterozoico e Fanerozoico compreenderam os períodos em que se processaram as maiores mudanças de ordem biológica, tectônica e climática jamais presentes no registro geológico (Fig. II.01, Embleton & Williams 1986, Kirschvink 1992, Grotzinger *et al.* 1995, Kaufman *et al.* 1997). Dentre as mais significativas, podemos citar as mudanças drásticas no ciclo biogeoquímico do carbono, evidenciadas pelas excursões positivas e negativas no $\delta^{13}\text{C}$ associadas a supostos eventos glaciais que atingiram baixas latitudes (Knoll *et al.* 1986, Knoll & Walker 1992, Kaufman & Knoll 1995, Kaufman *et al.* 1997, Hoffman *et al.* 1998, Knoll 2000, Hoffman & Schrag 2002), declínio na diversidade de estromatólitos (Grotzinger 1990, Riding 2006), e origem e diversificação dos metazoários (Sepkoski Jr. 1992, Knoll & Carroll 1999, Riding 2006).

No início da Era Neoproterozoica, iniciava-se o processo de fragmentação global do Rodinia (Hoffman 1991, 1999), supercontinente formado por diversos blocos continentais amalgamados devido a eventos colisionais ocorridos durante a Orogênese Grenvilliana (~1190–980 Ma). As idades precisas quanto ao início do processo de rifteamento na América do Sul são ainda muito controversas e oscilam entre 1100-1000 e 600 Ma (Brito Neves *et al.* 1999, Cordani *et al.* 2000, Cordani *et al.* 2003), tendo idades de 750 Ma como as mais aceitas para a abertura do Oceano Adamastor (Hartdany *et al.* 1985).

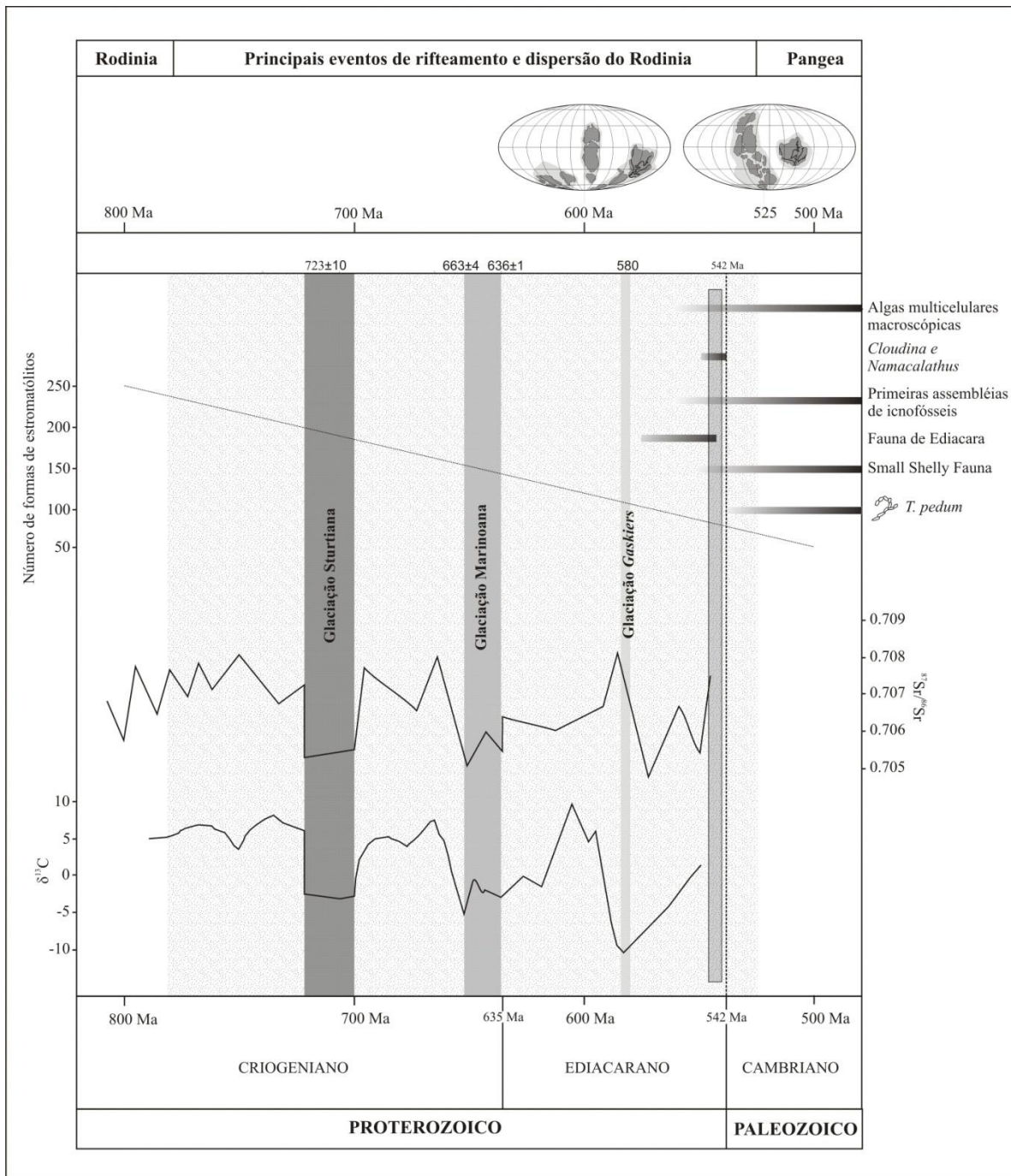


Fig. II.01 – Síntese dos principais eventos tectônicos, bioevolutivos e climáticos ocorridos no Neoproterozoico e início do Cambriano. Em hachurado cinza, a idade aproximada de deposição da porção intermediária (formações Camba Jhopo e Tagayita Guazu) do Grupo Itapucumi (baseado em Nogueira 2003 com compilações de Grotzinger & Knoll 1999, Semikhatov & Raaben 1996, Knoll 2000, Grotzinger *et al.* 2003, Eyles & Januszczak 2004, Knoll *et al.* 2004, Halverson *et al.* 2005, Halverson *et al.* 2007, Hoffman *et al.* 2005, Tohver *et al.* 2006, Erwin 2006).

Segundo Brito Neves *et al.* (1999), os processos diacrônicos de fragmentação do supercontinente Rodinia teriam aproveitado as principais zonas tectônicas formadas durante o ciclo Grenvilliano, resultando em inúmeras placas, subplacas, terrenos e microcontinentes de diversos tamanhos (crátons da Amazônia, Oeste Africano-São Luís, São Francisco-Congo, Rio de La Plata, entre outros), separados em ciclos de rifteamento entre 1000-900 Ma, 750 Ma e 600 Ma, ou mais novos (Tohver *et al.* 2006, Trindade *et al.* 2006).

A composição de esforços distensivos associada a processos de subsidência mecânica que atuaram regionalmente entre 800 Ma e 500 Ma (Eyles & Januszczak 2004, 2007) possibilitou a formação de inúmeras bacias sedimentares do tipo rifte caracterizadas inicialmente pela predominância de depósitos continentais (Bond *et al.* 1984, Hoffman 1999, Trompette 2000). A evolução dos processos distensivos, sucedida por expressiva subsidência térmica, culminou com o desenvolvimento de grande número de margens passivas, nas quais se depositaram espessas sucessões carbonático-terrígenas marinhas (Eyles & Januszczak 2004).

Supostamente e de forma sincrônica aos eventos distensivos que afetaram o supercontinente Rodinia entre 746 e 580 Ma (Halverson *et al.* 2005), teriam ocorrido ao menos três grandes glaciações de expressão global. Dados paleomagnéticos de prováveis sucessões glaciais depositadas em diferentes unidades neoproterozoicas ao redor do globo como, por exemplo os do Grupo Otavi (Cinturão Pan-Africano, Namíbia), Grupo Windermere (montanhas Mackenzie, norte da cordilheira Canadense), Grupo Umberatana (Sucessão Adelaide, sul da Austrália), Membro Petrovreen do Grupo Poalarisbreen (Sucessão Hecla Hoek no Cinturão Svalbard, Plataforma de Barents), suscitaram a hipótese de que eventos glaciais de grande magnitude teriam atingido latitudes equatorianas (Kirschvink 1992, Hoffman *et al.* 1998, Saylor *et al.* 1998, Knoll 2000, Hoffman & Schrag 2002). A partir de dados estratigráficos de diferentes ocorrências globais, notou-se que a maioria das sucessões depositadas neste contexto era constituída na base, por depósitos de tilitos e diamictitos (interpretados como glaciais), sobrepostos por sedimentos carbonáticos e, secundariamente, pelíticos. Essas sucessões teriam se depositado em dois eventos de resfriamento globais, denominados de Sturtiniano e Marinoano (Fig. II.01) e constituiriam evidência de épocas de congelamento completo dos oceanos e áreas continentais emersas durante o Criogeniano inferior e superior, compondo a base da hipótese do *Snowball Earth* (Kirschvink 1992, Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002). A glaciação

Gaskiers (Myrow & Kaufman 1999), supostamente ocorrida há 580Ma, também seria explicada pela teoria do *Snowball Earth*, no entanto não apresentaria caráter global.

Durante os intervalos de tempo compreendidos ao redor de 723 Ma, entre 663 a 636 Ma e em torno de 580 Ma, o planeta teria passado por condições de baixa nas concentrações de $p\text{CO}_2$, causada principalmente pelo aumento do intemperismo de silicatos devido a expressivos soerguimentos tectônicos e concentração de massas continentais nas zonas equatoriais como produto de um dos ciclos de quebra do supercontinente Rodinia (Hoffman & Schrag 2002). A ausência de grandes oceanos em baixas latitudes ocasionaria um menor armazenamento de energia solar, já que áreas continentais comumente apresentam maiores taxas de albedo (Kirschvink 1992). O processo de rifteamento continental que teria produzido este efeito também foi supostamente responsável pela criação de áreas de mares epicontinentais rasos, cuja refletância também é maior que em áreas oceânicas. Este aumento no grau de albedo do planeta, associado à menor incidência de energia solar (Hoffman & Schrag 2002), teria ocasionado a formação de calotas e banquisas de gelo em áreas continentais e oceânicas diminuindo drasticamente a fotossíntese. A somatória dos fatores acima relacionados seria responsável por um profundo desequilíbrio no ciclo hidrológico do planeta, contribuindo para a queda das temperaturas globais até cerca de $-50\text{ }^\circ\text{C}$ (Walker 2001), e causando variações nos padrões de dispersão de calor atmosférico e oceânico (Kirschvink 1992, Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002). Este cenário de desequilíbrio térmico possibilitaria o avanço de banquisas até latitudes equatoriais, causando a completa cobertura da superfície do planeta e a instalação de condições afóticas e de frio extremo abaixo da espessa capa de gelo. Sob os oceanos, em ambiente predominantemente anóxico, a produtividade biológica de micro-organismos teria praticamente cessado, tanto pela morte de organismos quanto pela queda substancial da fotossíntese realizada por cianobactérias e organismos produtores primários.

A condição de anoxia nos oceanos teria possibilitado a permanência de grande quantidade de ferro não oxidado em solução. A inserção na atmosfera de grande volume de CO_2 de origem vulcânica, associado aos processos de rifteamento, propiciaria o início do advento da deglaciação das enormes calotas de gelo que recobriam mares e continentes. O aumento de áreas oceânicas expostas teria provocado também maior absorção de calor solar por diminuição do albedo e, conseqüentemente, acréscimo rápido nas médias térmicas então vigentes. Com o término do isolamento pelo gelo, tornar-se-ia possível a recolonização dos mares por organismos

fotossintetizantes e, por consequência, a entrada de O₂ no sistema oceânico, o que teria causado a precipitação do ferro em solução (Kirschvink 1992, Kaufman & Knoll 1995, Hoffman & Schrag 2002). A entrada de enorme volume de águas alcalinas ricas em bicarbonato e CaCO₃, oriundas do degelo de calotas continentais e áreas continentais intemperizadas, teria acelerado a mistura com águas oceânicas profundas enriquecidas em δ¹²C e culminado na precipitação de capas carbonáticas com valores negativos de δ¹³C sobre depósitos glaciais ulteriores (Kaufman *et al.* 1991, Hoffman *et al.* 1998, Hoffman & Schrag 2002). Desta maneira, as capas carbonáticas seriam representativas da sedimentação em mares saturados em CaCO₃ (Grotzinger & Knoll 1995) em contexto de trato transgressivo devido à subida do nível relativo do mar em condições de deglaciação. Evidências apresentadas por Nogueira *et al.* (2003) baseadas em estruturas de deformação sísmica na base da Capa Carbonática Puga (Grupo Araras em Mirassol do Oeste, Brasil) constituem evidência da rápida transição entre condições extremamente frias (*snowball*) para as condições quentes de efeito estufa (*greenhouse*). Nesses níveis estratigráficos é comum a presença de fácies sedimentares particulares sem análogos modernos, como precipitados em leque de aragonita, estruturas tubulares de escape de fluidos, *mega-ripples*, oólitos gigantes, entre outras (James *et al.* 1998, Kennedy *et al.* 2001a, Hoffman & Schrag 2002, Nogueira 2003).

Atualmente, a aquisição e a interpretação de novas informações de cunho sedimentológico, isotópico e paleomagnético em diferentes unidades neoproterozoicas tem questionado a atuação e intensidade dos mecanismos responsáveis pelas glaciações globais. Dados obtidos a partir de modelagens climáticas têm evidenciado que as possíveis glaciações neoproterozoicas não atingiram temperaturas suficientemente baixas próximo ao equador, o que necessariamente provocaria o aparecimento de grandes áreas não congeladas (hipótese *Slushball Earth*, Hyde *et al.* 2000, Micheels & Montenari 2008). Outras evidências baseadas em estudos estratigráficos e sedimentológicos têm demonstrado diferentes origens para a maioria dos diamictitos descritos, bem como encontrado discrepâncias nos padrões quimioestratigráficos obtidos em distintas sucessões neoproterozoicas. Segundo Eyles & Januszczak (2004), em sua hipótese intitulada de *Zipper-rift* a maioria dos depósitos interpretados como glaciais, um dos alicerces da teoria do *Snowball Earth* são, na realidade, fácies geradas em contexto de fluxo gravitacional em leques subaquáticos em bacias de rifte. Para tais autores, o padrão arquitetural das sucessões sedimentares originadas neste contexto, bem como variações isotópicas associadas, estariam diretamente vinculados a processos relacionados à fragmentação do supercontinente

Rodinia entre 746 e 610/580 Ma e não a eventos de resfriamento catastróficos de expressão global. Os principais pontos de controvérsia quanto à existência da teoria do *Snowball* e seus efeitos são resumidos a seguir:

- i) Os dados paleomagnéticos de supostos diamictitos que indicam glaciações próximas ao equador são considerados moderadamente confiáveis (Evans 1999). Segundo Nicoaill *et al.* (2001 *apud* Eyles & Januszczak 2004), apenas os dados paleomagnéticos provenientes da Formação Elatina (Austrália) poderiam ser considerados seguros para a caracterização de depósitos glaciais de baixa latitude.
- ii) Existem poucos dados geocronológicos confiáveis das sucessões depositadas sob o contexto do *Snowball Earth* (Eyles & Januszczak 2004). Isto poderia acarretar em correlações estratigráficas errôneas entre sucessões cuja sedimentação é diacrônica.
- iii) Muitas descrições de camadas interpretadas como diamictitos glaciais em unidades consideradas tipo, como o Grupo Otavi (Namíbia), após análise sedimentológica detalhada (Eyles & Januszczak 2004, 2007), revelaram se tratarem de diamictitos e conglomerados depositados por fluxos gravitacionais subaquáticos, ou subaéreos, em sistemas de leques aluviais e *fan* deltas associados a bacias de rifte.
- iv) As marcantes variações isotópicas de C, atribuídas a mudanças bruscas na dinâmica biológica, atmosférica e climática durante o período de *Snowball Earth*, poderiam estar associadas à inserção de material juvenil mantélico por vulcanismo e hidrotermalismo, e ao rápido soterramento de carbono orgânico durante o preenchimento das bacias de rifte.
- v) Durante o final do neoproterozoico, a história evolutiva dos organismos é marcada pela extinção de indivíduos de corpo mole da Fauna de Ediacara sucedida pelo aparecimento de espécies com esqueletos mineralizados no início do Período Cambriano. De acordo com a hipótese do *Snowball Earth*, estas extinções estariam relacionadas a períodos glaciais que produziriam profundo estresse nos ecossistemas vigentes e proporcionariam extinções em massa desses organismos. Por outro lado, a reorganização subsequente dos ecossistemas nos períodos de efeito estufa possibilitaria o repovoamento de áreas anteriormente inóspitas, devido à irradiação rápida e sincrônica de novas espécies (Knoll & Carrol 1999). No entanto, evidências do registro fóssilífero (Grotzinger *et al.* 2005, Riding 2006) indicam que estas mudanças não foram abruptas, e sim graduais. O registro

de microfósseis (palinórfos, acritarcas e outros eucariontes) é também aparentemente contínuo entre os períodos glaciais e não glaciais, e não apresentam relação de causa e efeito entre extinções/irradiações e eventos catastróficos globais (Grey *et al.* 2003, Corseti *et al.* 2006).

- vi) Estudos analíticos de geoquímica orgânica em biomarcadores, ou “fósseis químicos/moleculares” (moléculas orgânicas de 2- α -metilofano derivadas de cianobactérias, 2,3,6 – trimetilbenzeno, possivelmente pigmento de bactérias sulfurosas verdes etc.) indicam a presença de intensa atividade fotossintetizante em ecossistemas eutróficos, fórticos e oxigenados (Olcott *et al.* 2005). A confirmação de atividade orgânica em sedimentos supostamente depositados durante a glaciação Sturtiniana (Grupo Vazante, Brasil) constitui evidência contrária ao isolamento ecológico extremo causado pela espessa camada de gelo em baixas latitudes.

A despeito de modelos que contestam a hipótese do *Snowball Earth*, esta teoria ainda experimenta boa aceitação no meio científico, o que é evidenciado pela grande quantidade de trabalhos recentes procurando suportar a existência de glaciações globais. Desta maneira, as hipóteses vigentes encontram-se em teste e dificultam a elaboração de um modelo integrado que explique, de maneira satisfatória, todas as mudanças climáticas, biológicas, tectônicas e sedimentares ocorridas no final da era neoproterozoica. É consensual que distintas sucessões sedimentares depositadas neste período de tempo apresentam características arquiteturais e faciológicas semelhantes, muito embora haja discussão sobre quais modelos climáticos e geotectônicos globais representam melhor os ambientes do final do Neoproterozoico.

II.2 Considerações sobre os contextos geológico e geotectônico regionais

A área de estudo compreende toda faixa de exposições do Grupo Itapucumi (Fig. II.02) e encontra-se inserida em dois grandes domínios tectônicos distintos, que compõem a porção sul da Província Estrutural do Tocantins, principalmente o Bloco Rio Apa e, subordinadamente a Faixa Paraguai Sul (Almeida *et al.* 1981). Como a região encontra-se localizada na porção paraguaia, as unidades geotectônicas e litoestratigráficas presentes são consideradas a continuação dos diferentes domínios brasileiros além da fronteira do Rio Apa.

O Grupo Itapucumi ocorre a oeste do prolongamento a sul da Faixa Paraguai e encontra-se sobreposto por discordância às rochas do Complexo Rio Apa, Grupo San Luís e Suíte Centurión (Fig. II.02). A leste é recoberto em contato erosivo discordante por rochas carboníferas da Formação Coronel Oviedo, correlata às formações Aquidauana e Itararé da Bacia do Paraná em território brasileiro. As ocorrências nas margens do Rio Paraguai e a leste recobrimo o Bloco Rio Apa são separadas por depósitos quaternários inconsolidados que recobrem a unidade em contato erosivo e discordante. A sucessão localizada a oeste do Bloco Rio Apa e disposta como uma faixa de afloramentos N-S acompanhando a margem direita do Rio Paraguai (Fig. II.02 e II.03) apresenta padrão de deformação relativamente intenso. Esta faixa é caracterizada pelo desenvolvimento de metamorfismo fácies xisto verde de baixo grau (zona da clorita) associado à clivagem ardosiana plano-axial de direção aproximada N-S desenvolvida em dobras abertas a isoclinais, por vezes com flanco invertido. A análise destas estruturas indica que os dobramentos são associados a empurrões com vergência para NE e E provocados por esforços compressivos com direção próxima a E-W (Campanha *et al.* 2010, anexo 1). O padrão de deformação descrito é principalmente observado na mina de Vallemí (INC, PY) e na localidade de Porto Itapucumi sendo que, nas demais ocorrências a leste destas localidades (Porto Guyrati, Colônia San Alfredo, Colônia Sgt. Lopez, entre outras) as camadas encontram-se pouco deformadas, apresentando mergulho máximo de 15° para SW e ausência de metamorfismo e clivagem.

Segundo o acima exposto, conclui-se que padrão de deformação e vergência da faixa dobrada na porção oeste do Grupo Itapucumi são antagônicos aos da Faixa Paraguai Sul, sendo que o metamorfismo na zona da clorita observado na unidade paraguaia também apresenta polaridade inversa, decrescendo para E.

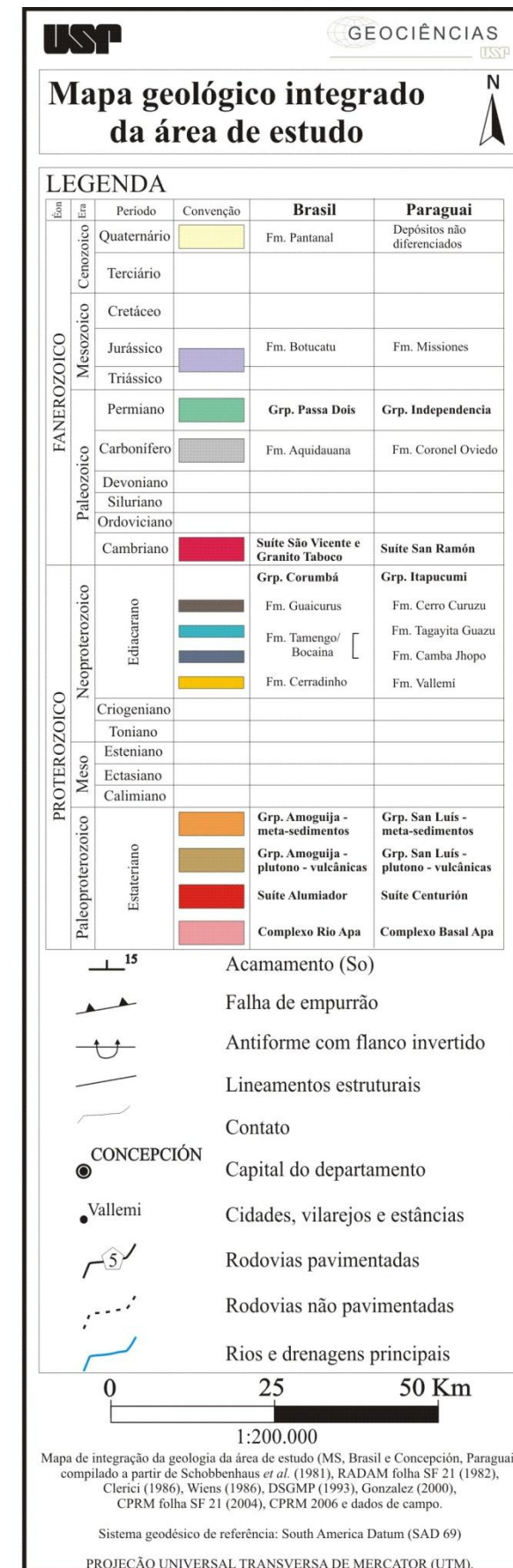
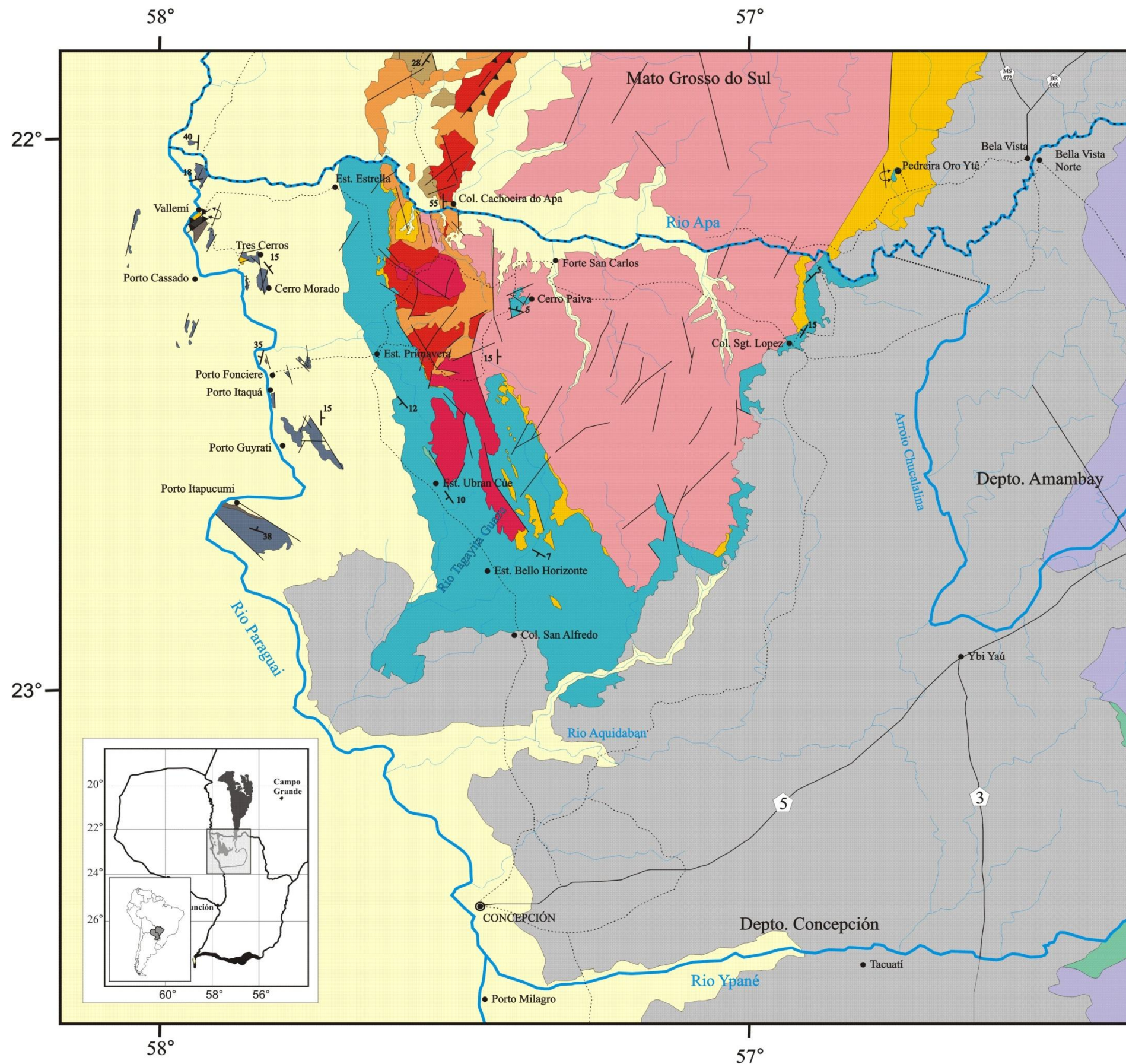
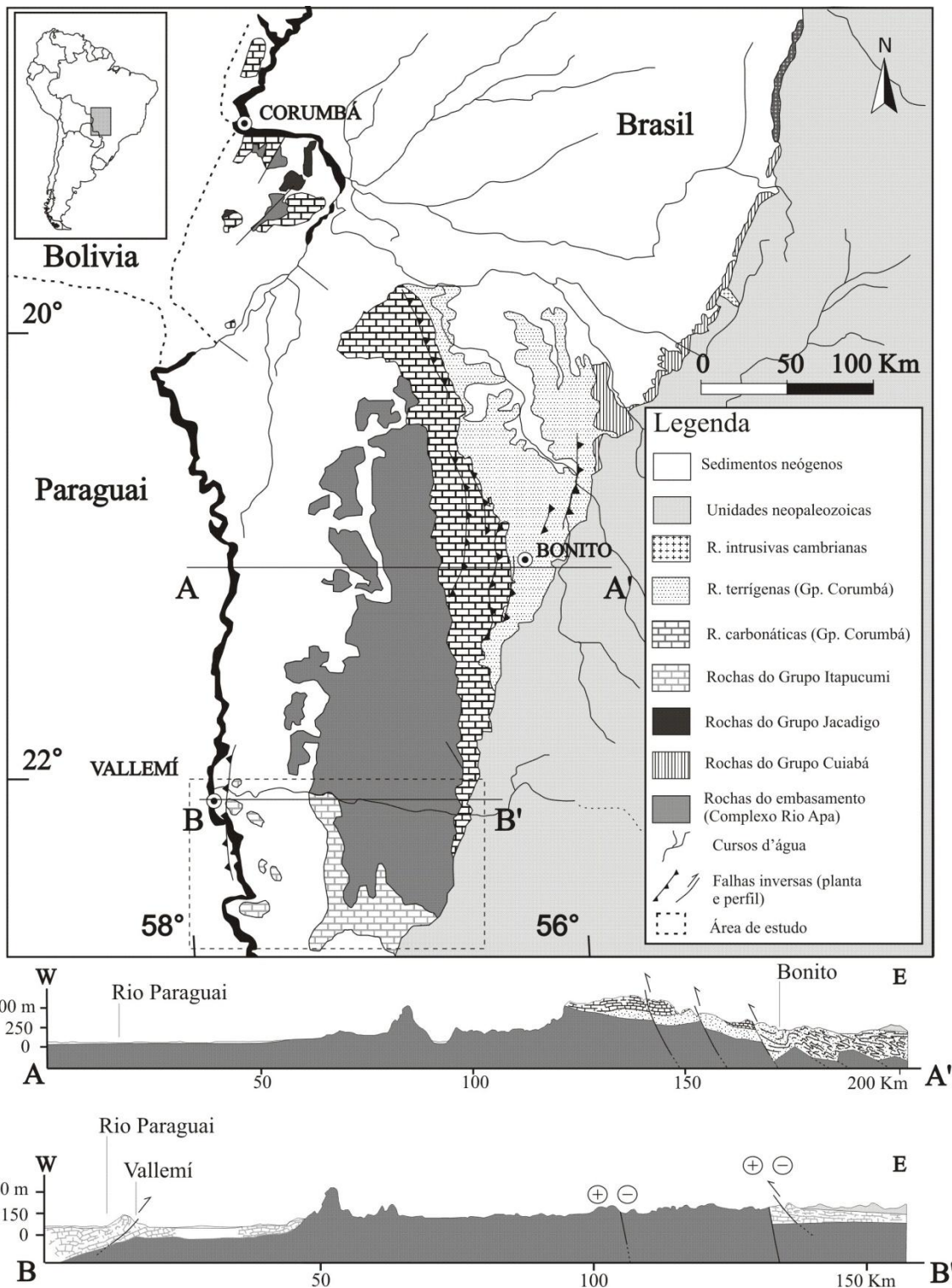


Fig. II.02 - Mapa de integração da geologia da área de estudo (MS, Brasil e Concepción, Paraguai) compilado a partir de Schobbenhaus *et al.* (1981), RADAM folha SF 21 (1982), Clérici (1986), Wiens (1986), DSGMP (1993), Gonzalez (2000), CPRM folha SF 21 (2004), CPRM (2006) e dados de campo.



Tendo em vista o padrão estrutural observado na faixa dobrada do Grupo Itapucumi, podem ser aventadas diferentes hipóteses para a origem da deformação destas sucessões, tais como a possibilidade de uma nova faixa móvel a oeste do Bloco Rio Apa, reaproveitamento de zonas de fraqueza com vergências opostas durante um mesmo evento compressivo ou feições provocadas devido retro-cavalcamento por presença de anteparos em um contexto de dobramento do tipo *trust and fold* (Campanha *et al.* 2010, anexo 1). De todo modo, independente do mecanismo responsável pela deformação de parte do Grupo Itapucumi, tema que será detalhado adiante, é possível distinguir dois grandes domínios tectonoestratigráficos atuais, ou seja, a zona que corresponde a faixa de dobramentos a oeste denominada “Faixa Móvel Vallemí” e as coberturas cratônicas a leste (Fig. II.04). É importante ressaltar que estas últimas ocorrências correspondem a cerca de 85% em área mapeada do Grupo Itapucumi.

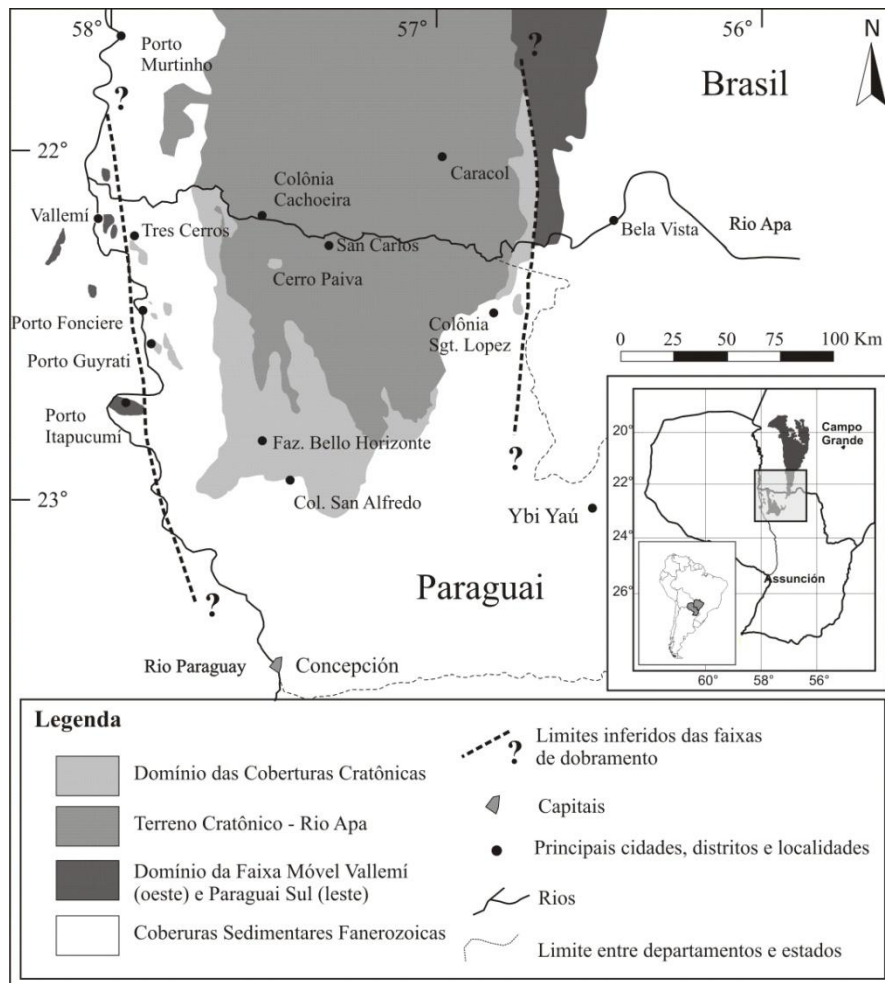


Fig. II.04 – Representação esquemática dos domínios tectonoestratigráficos atualmente presentes na área de estudo (dados de RADAM 1982, Wiens 1986, CPRM 2004).

Esta província tectonoestratigráfica compreende as sucessões pouco deformadas do Grupo Itapucumi que ocorrem discordantemente sobre o Bloco Rio Apa, unidade do embasamento de idade paleoproterozoica, constituída basicamente por ortognaisses intrudidos por corpos graníticos indeformados (Cordani *et al.* 2005). Dentro desta unidade estão inseridas as rochas dos Complexos Rio Apa, das suítes intrusivas Alumiador (Brasil) e Centurión (Paraguai) e também metassedimentos e rochas plutono-vulcânicas dos Grupos Amoguija no Brasil e San Luís, seu correlato paraguaio. O Complexo Rio Apa, ou Terreno Rio Apa (Almeida 1967), é composto predominantemente por blocos polideformados e metamorfizados constituídos por ortognaisses, granitos, migmatitos e, secundariamente, xistos. Idades radiométricas obtidas pelos métodos Rb-Sr e K-Ar de 1.720 e 1.730 Ma, respectivamente, indicam que esta unidade possivelmente esteja associada à evolução de um arco magmático durante a era paleoproterozoica (Tassinari 1981). Dados obtidos pela CPRM (2006) através do método U-Pb SHRIMP obtiveram idades mais antigas para o Complexo Rio Apa, oscilando entre máximos e mínimos de 1.950 a 1.870 Ma.

O Grupo San Luís, equivalente paraguaio do Grupo Amoguijá, encontra-se em discordância (Wiens 1986, Palmieri 2000) sobre o Complexo Rio Apa e é constituído por rochas supracrustais de afinidades vulcano-sedimentares (riolitos, riodacitos, meta-arenitos, meta-conglomerados, xistos e filitos) apresentando baixo grau metamórfico. Datações pelo método Rb-Sr realizadas na unidade correlata denominada “Associação Metamórfica Alto Tererê” e em rochas félsicas e granitoides intrusivas a esta unidade em território brasileiro (Araújo *et al.* 1982) atribuíram idades paleoproterozoicas entre 1.680 e 1.600 Ma.

A Suíte Centurión (denominada Alumiador, no lado brasileiro) constitui unidade em contato tectônico com o Complexo Rio Apa e o Grupo São Luís e é composta por granitos, riolitos, riodacitos, meta-vulcânicas e piroclásticas (Araújo *et al.* 1982, Wiens 1986). Datações obtidas pelo método Rb/Sr para granitoides pertencentes a esta unidade indicam idades do final do paleoproterozoico de aproximadamente 1,65 Ma (Araújo *et al.* 1982). Dados obtidos pelo método Rb-Sr em granitos porfiríticos da Suíte Centurión forneceram idades substancialmente mais antigas, entre 1.730 a 1.840 Ma e idades modelo TDM Sm-Nd entre 2.200 e 2.530 Ma (END (T) negativo), indicando que estas rochas possivelmente são produto de retrabalhamento de material crustal mais antigo (Cordani *et al.* 2005). Os dados geocronológicos obtidos para as rochas das suítes Alumiador/Centurión, para o Complexo Rio Apa e para os grupos Amoguija/San Luís, acrescidos de idades K-Ar em cristais de biotita de cerca de 1.300 Ma,

indicam que estas unidades do embasamento encontram correspondência com terrenos pertencentes ao Cráton da Amazônia, igualmente retrabalhados pelo evento orogênico Rondoniano-São Inácio, há cerca de 1.300 Ma. Devido a tais similaridades, é possível que estes constituam um mesmo segmento unido, separado por bacias do tipo rifte ou aulacógenos continentais, representados pela faixa de dobramento Xiquitos-Tucuvaca (Cordani *et al.* 2005).

A porção leste do Bloco Rio Apa e da faixa de ocorrência do Grupo Itapucumi é constituída pela Faixa Paraguai originalmente definida por Almeida (1965, 1967) como “Geossinclíneo Paraguai”. Esta unidade geotectônica constitui regionalmente uma estrutura de caráter colisional localizada na porção central da Placa Sulamericana se estendendo em território brasileiro pelos estados de Mato Grosso e Mato Grosso do Sul por cerca de 1.200km, encontrando continuidade com a Faixa Araguaia, ao sul do estado do Pará (Fig. II.05). Em sua porção sul segundo Almeida (1985), a Faixa Paraguai ocorre nas cercanias do município de Corumbá (MS) e apresenta inflexão para oeste em direção à Bolívia, sugerindo se tratar de uma junção tríplice de rifte com a Faixa Chiquitos-Tucavaca (Fig. II.05, Jones 1985, O’Connor & Walde 1986, Basei & Brito Neves 1992, Trompette 1994, Brito Neves *et al.* 1999). Em sentido sudeste, a estrutura encontra-se recoberta por sedimentos neógenos da Bacia do Pantanal até a porção noroeste da cidade de Miranda (MS). Neste trecho, a faixa adquire direção próxima a N-S e compõe a unidade geomorfológica da Serra da Bodoquena se prolongando até o Rio Apa. Além deste limite, a Faixa Paraguai, ou coberturas não deformadas desta, estendendo-se para sul por cerca de 50km adentrando território paraguaio.

A Faixa Paraguai Sul (ou Meridional) compreende um cinturão deformado localizado entre os crátons do Paraná a leste e Bloco Rio Apa a oeste (Fig. II.05) e é composta por sucessões siliciclásticas e carbonáticas apresentando dobras abertas a isoclinais (por vezes com flanco inverso) associadas a empurrões com vergência para W. O grau metamórfico varia entre nulo a xisto verde baixo e assim como a intensidade de deformação, tende a decrescer de E para W.

A origem das bacias nas quais as sucessões siliciclásticas e carbonáticas que compõem a Faixa Paraguai Sul teriam se depositado ainda é motivo de controvérsia, principalmente em função do restrito conhecimento estrutural, estratigráfico e geocronológico destas unidades. No entanto é aceito que tenham se depositado nas margens do cráton da Amazônia e Bloco Rio Apa. Segundo alguns autores (Trompette 1994, Trompette *et al.* 1998) estas bacias teriam suas origens associadas ao processo de subducção desenvolvido durante a colisão do Cráton da Amazônia e o

Maciço de Goiás há aproximadamente 600 Ma (Pimentel & Fuck 1986, 1987, 1992), supostamente como bacia do tipo *foreland*, desenvolvida na porção frontal da Faixa Brasília.

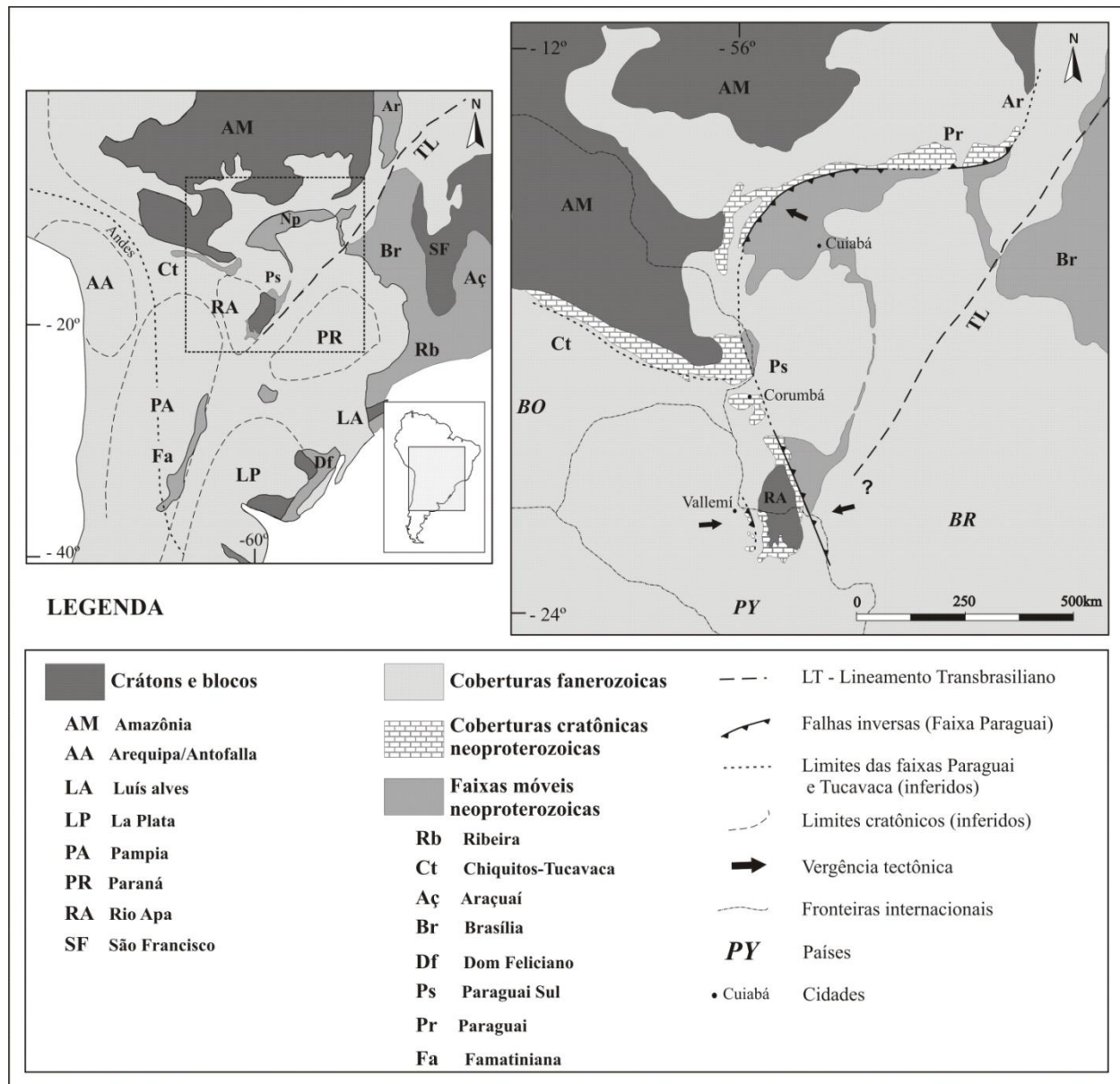


Fig. II.05 – Reconstrução geotectônica da porção oeste do supercontinente Gondwana, destacando a área de estudo (modificado de Alvarenga & Trompette 1993, Trompette *et al.* 1998; Kroener & Cordani 2003, Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2006, Rapela *et al.* 2007, Ramos & Coira 2008, Ramos *et al.* 2010).

Outras interpretações classificam estas bacias como mega-*grabens* desenvolvidos durante a separação dos supercontinentes Laurentia e Gondwana (Dalziel 1992) ou um *graben* do tipo impactógeno gerado por flexura litosférica provocada por esforços associados à *nappes* da Faixa Brasília (Trompette 1997). Boggiani (1998) creditou a origem destas bacias à abertura de riftes de pequena extensão que teriam originalmente sido preenchidos por sedimento siliciclástico das formações Cerradinho e Cadiués. Esta etapa inicial da bacia seria seguida de ampla subsidência térmica, a qual possibilitaria a formação das extensas margens passivas nas quais se depositaram as plataformas carbonáticas das formações Bocaina e Tamengo.

A idade precisa da deposição das coberturas cratônicas ainda é motivo de discussão, embora alguns dados de cunho estratigráfico, geocronológico e paleontológico permitam estipular a faixa de tempo em que se processou a sedimentação das unidades que compõem a Faixa Paraguai Sul. Datações radiométricas obtidas pelos métodos Rb/Sr e K/Ar para corpos graníticos intrusivos no Grupo Cuiabá a leste da Faixa Paraguai mostram idades em torno de 500 Ma, destacando a do Granito São Vicente de 504 ± 12 Ma e 504 (Almeida & Mantovani 1975, Manzano 2009). Os processos responsáveis pela colocação destes corpos estão relacionados a eventos distensivos finais ou posteriores ao ciclo orogênico Brasileiro-Pan Africano (545-500 Ma, Trompette *et al.* 1998), e fornecem a idade mínima de deposição das sucessões sedimentares da Faixa Paraguai (Nogueira 2003). A presença de assembleias fósseis nas rochas carbonáticas da Formação Tamengo (Grupo Corumbá) constituídas por espécimes de *Cloudina lucianoi*, *Corumbella wernerii*, além de cianobactérias, protistas, entre outros (Walde *et al.* 1982, Zaine 1991, Gaucher *et al.* 2003) permitem situar seguramente a sedimentação da porção superior desta unidade no período Ediacarano, entre 550 e 542 Ma (Grotzinger *et al.* 1995, Amthor *et al.* 2003). Datações $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ realizadas em tufos vulcânicos intercalados aos depósitos da Formação Tamengo reforçam a deposição neste intervalo, indicando idades em torno de 545 ± 6 Ma (Boggiani *et al.* 2005, Babinski *et al.* 2006). Nesta faixa de tempo, reconstituições paleogeográficas baseadas em dados paleomagnéticos e datações radiométricas (Tohver *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2010, Trindade *et al.* 2006, Casquet *et al.* 2008) sugeriram que as margens W, E e N dos crátons da Amazônia e Rio Apa apresentavam grande abertura marinha para o oceano de Clymene (Trindade *et al.* 2006), nas quais se formaram amplas plataformas carbonáticas (Fig. II.06).

O intervalo compreendido entre a formação e preenchimento das bacias sedimentares e sua deformação ainda é motivo de controvérsia. No entanto, evidências recentes indicam que estes processos tenham ocorrido em um curto período de tempo (Cawood & Leitch 1998, Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2006). Durante anos, relacionaram-se os estágios terminais destas bacias e a subsequente formação da Faixa Paraguai ao evento Brasileiro (650-530 Ma), no qual a convergência do Bloco Rio Apa a oeste e crátons da Amazônia, São Francisco a leste e Paraná e Rio de La Plata a sul e sudeste (Fig. II.05) teria culminado na junção da porção oeste do supercontinente Gondwana (Trompette *et al.* 1998, Alkmin *et al.* 2001). As idades de metamorfismo então disponíveis para a Faixa Paraguai indicavam idades entre 545-500 Ma (Trompette *et al.* 1998), consideradas menores que os limites inferiores do Ciclo Brasileiro aceito para outras regiões da Placa Sulamericana (Trompette 2000). Trabalhos recentes baseados em dados paleomagnéticos e dados geocronológicos (Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2010) indicam que a colagem tardia entre os crátons da Amazônia, Rio Apa, Pampia e o Cratón do Oeste Africano, teria se iniciado somente há cerca de 528Ma e teria sido responsável pelo fechamento do Oceano Clymene. Este evento teria possibilitado a deformação das sucessões sedimentares ediacaranas e estruturação da Faixa Paraguai, correspondendo ao último estágio da colagem da porção SW do supercontinente Gondwana.

Evidências de processos orogênicos mais recentes que o Ciclo Brasileiro também ocorrem na porção leste do Terreno Pampeano (Ramos 1988) e indicam que estes eventos de colagem poderiam ter se prolongado até 490Ma (Cawood & Leitch 1998), constituindo a chamada “Orogênese Paraguai” (Basei & Brito Neves 1992). Tohver *et al.* (2010) identificaram eventos de remagnetização nas rochas da Faixa Paraguai associados aos estágios iniciais da deformação há cerca de 528 ± 36 Ma coerentes com as idades de 525Ma para o evento de magnetização N-S obtido em diques máficos da região de Itabaiana (Trindade *et al.* 2006). Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas em ilitas indicaram idades de pico metamórfico a 490Ma sugerindo que a deformação inicial da Faixa Paraguai e a remagnetização de suas rochas tenha se iniciado há aproximadamente 528Ma e se processado até este limite atingindo, portanto, os estágios terminais do Período Cambriano ou iniciais do Ordoviciano (Tohver *et al.* 2010). A faixa de dobramento Vallemí, que corresponde à porção deformada do Grupo Itapucumi, teria se formado sincronicamente a este evento e também corresponderia a uma das suturas deste paleo-oceano.

É fundamental ressaltar que as recentes reconstruções paleogeográficas propostas para o período compreendido entre 600 e 525Ma posicionam o Cráton da Amazônia e Rio Apa a leste dos crátons do São Francisco, Oeste Africano e La Plata (Fig. II.06, Brito Neves *et al.* 1999, Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2006, Li *et al.* 2008), em posição oposta à sugerida por Trompette *et al.* (1998) e Alkmin *et al.* (2001). A admissão deste modelo indica que a configuração atual dos referidos crátons deve necessariamente sofrido uma rotação de cerca de 180°, mais jovem que 484 Ma (Tohver *et al.* 2010).

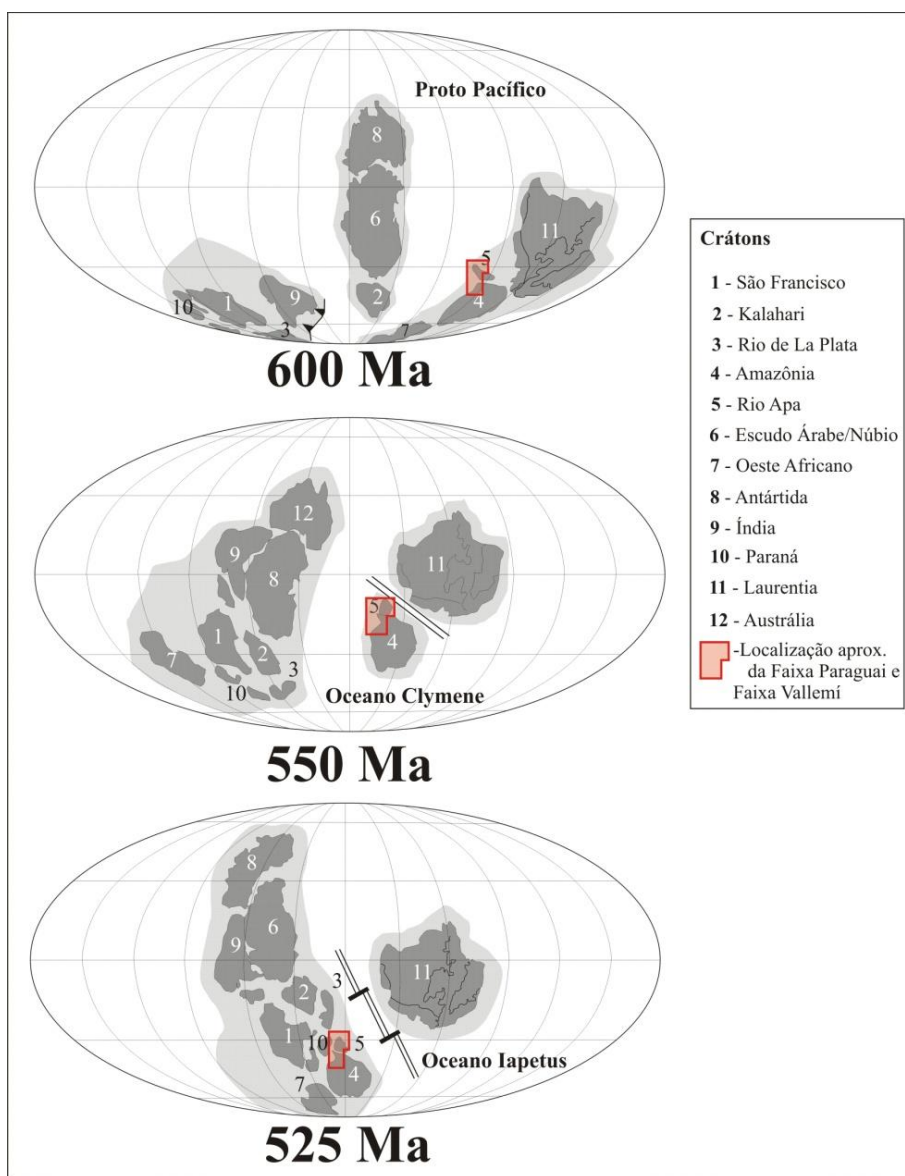


Fig. II.06 – Reconstrução paleogeográfica do supercontinente Rodinia evidenciando a posição dos diferentes crátons em três momentos geológicos distintos (modificado de Trindade *et al.* 2006 e Tohver *et al.* 2006).

CAPÍTULO III – O GRUPO ITAPUCUMI

III.1 Evolução dos conhecimentos sobre o Grupo Itapucumi

A primeira referência sobre as rochas calcárias na porção norte do Paraguai Oriental é atribuída ao então Presidente Marechal S. López (1860, *apud* Eckel 1959) que mencionou a presença de mármore na porção ocidental do Rio Paraguai e ao sul do Rio Apa. Posteriormente, DuGraty (1865, *apud* Eckel 1959) confirmou a presença de mármore dolomítico maciço aflorante na localidade de ItapuGuazu nas proximidades do Rio Paraguai. Somente 82 anos depois, com o primeiro trabalho de reconhecimento geológico regional da porção oriental do Paraguai (Boettner 1947), as rochas calcárias foram efetivamente descritas de maneira sistemática. O trabalho de Harrington (1950) constitui o primeiro estudo científico que propõe classificação estratigráfica preliminar para os calcários aflorante nas proximidades da Vila de Vallemí. No tratado, são descritas rochas de provável idade ordoviciana que compõem a denominada “Série Itapucumi”, constituída por sucessões de camadas de calcário, dolomito e margas apresentando espessura total entre 300 e 400 m.

A partir do estudo de detalhe voltado à caracterização geológica e de recursos minerais do Paraguai Oriental, Eckel (1959) propôs que a Série Itapucumi seria constituída por uma sucessão de carbonatos claros a cinza-escuros organizados em camadas delgadas e maciças que culminariam, no topo, com pacotes relativamente espessos de composição pelítica. Localmente, ainda estariam presentes séries rítmicas de calcários puros e folhelhos carbonáticos associados a calcários oolíticos. Segundo Eckel (1959), as rochas carbonáticas da Série Itapucumi estariam assentadas discordantemente sobre as rochas do embasamento e estariam delimitadas no topo também por contato erosivo com rochas sedimentares de idade neocarbonífera a permiana. As relações estratigráficas e sedimentológicas permitiriam supor que os sedimentos da Série Itapucumi teriam se depositado sob condições marinhas em uma bacia rasa formada durante o Pré-Cambriano.

Putzer (1962), em seu trabalho intitulado “*Geologie Von Paraguay*”, descreveu pela primeira vez a Série Itapucumi sob enfoque estrutural e estratigráfico regional. Segundo o autor, a sucessão se encontraria tectonicamente perturbada, apresentando camadas com direção próxima a N 160° e mergulhos de cerca de 2° a 5° para sudoeste. Localmente, ocorreriam blocos com

mergulhos relativamente maiores para oeste-noroeste, da ordem de 20° a 40°. Do ponto de vista litoestratigráfico, a Série Itapucumi se iniciaria com um pacote composto por xistos margosos e margas que seriam sucedidos, em direção ao topo, por espessas camadas de calcários puros e dolomitos. A sucessão sedimentar teria se depositado em um braço de mar epicontinental raso e quente, que apresentaria abertura a partir do estado do Mato Grosso do Sul e se prolongaria até parte dos territórios localizados ao norte do Paraguai Oriental. Devido a similaridades petrográficas da seção descrita nas pedreiras de cimento de Vallemí, Putzer (1962) propôs a correlação das rochas da Série Itapucumi com a Formação Tamengo, unidade superior do Grupo Corumbá. A idade ordoviciana atribuída por Harrington (1950, 1956) não seria compatível, devido à inexistência de orogêneses paleozoicas em sucessões sedimentares da Bacia do Paraná e outras unidades geológicas na porção central do Brasil. Uma vez que as rochas da Série Itapucumi encontram-se tectonizadas, Putzer (1962) concluiu que esta unidade possivelmente teria se depositado no Período Cambriano ou ainda no final do Pré-Cambriano.

Baseado nas descrições e similaridades estratigráficas e cronológicas anteriormente aventadas por Eckel (1959) e Putzer (1962), Almeida (1965) propôs formalmente a correlação das rochas da Série Itapucumi com os carbonatos do Grupo Corumbá no Brasil. As mesmas semelhanças regionais entre diferentes unidades da Faixa Paraguai nos dois países possibilitaram Clerici (1986) a aceitar tal correlação, propondo idade cambriana para ambas as sucessões. Devido à extensão e espessura consideráveis e características estratigráficas regionais, os autores envolvidos nos estudos conduzidos pelo *Proyecto de Cuenca del Prata* (OEA 1975) propuseram pela primeira vez a adequação estratigráfica formal da “Série Itapucumi”, elevando-a à categoria de Grupo. Porém, somente na década seguinte, Wiens (1986) formalizou esta proposta, e aventou a possibilidade do Grupo Itapucumi ser então subdividido em duas formações, Vallemí, de composição predominantemente terrígena na base, e Camba Jhopo de afinidades carbonáticas no topo. Na década de oitenta, as camadas calcárias do Grupo Itapucumi foram estudadas principalmente visando ao potencial exploratório para a indústria cimenteira do Paraguai (Spinzi 1987).

Zaine (1991), em sua tese de doutorado, realizou análise do conteúdo fóssilífero então conhecido nos grupos Araras, Corumbá e Jacadigo. Nesse trabalho, o Grupo Itapucumi é apenas mencionado como unidade litoestratigráfica pertencente à Faixa Paraguai, apresentando

estruturas fósseis tubulares possivelmente relacionadas a algas calcárias de idade proterozoica superior.

Orué (1996), em levantamento realizado nas proximidades da cidade de Vallemí, confirmou a subdivisão litoestratigráfica do Grupo Itapucumi nas formações Vallemí e Camba Jhopo (OEA 1975, Wiens 1986). No entanto, constatou que ainda restariam dúvidas se o contato entre as duas unidades apresentava caráter transicional/gradacional ou tectônico devido a falhamentos.

Boggiani (1998), em sua tese de doutoramento, realizou levantamentos de seções estratigráficas nas exposições do Grupo Itapucumi na mina de extração de calcário em Vallemí. Segundo o autor, a sucessão vertical se iniciaria por uma sequência terrígena composta por arcósios de granulação média que gradariam para camadas rítmicas, marcadas pela alternância de níveis de argilito e margas. Em direção ao topo, os ritmitos dariam lugar a camadas de aproximadamente 70m de espessura de *grainstones* oolíticos, capeados por margas e argilitos margosos. Esta associação evidenciaria que a deposição inicial em sistemas continentais teria sido sucedida por depósitos marinhos gerados em ambiente de alta energia, como em complexos laguna-ilha barreira. Estes sedimentos teriam sofrido dolomitização sin a pós-deposicional em condições evaporíticas, evidenciadas pela presença de cristais de gipsita na fácies de *grainstones* oolíticos. A sucessão de rochas, em especial nas exposições da mina de Vallemí, apresentar-se-ia intensamente tectonizada, com presença de dobras isoclinais com vergência contrária à da Faixa Paraguai Sul no Brasil, apresentando camadas com mergulhos superiores a 60° para sudoeste.

Dados referentes às razões Sr^{87}/Sr^{86} e variação isotópica de C de Boggiani (1998) revelaram valores de 0,7081 e 0,3 a 1,8 % respectivamente, coerentes com a razão Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7085 anteriormente obtidos por Kawashita (1996). Segundo os referidos autores, estes resultados seriam compatíveis aos encontrados em sucessões Ediacaranas de diferentes localidades do planeta (Kaufman *et al.* 1993, Jacobsen *et al.* 1999), possibilitando, desta maneira, atribuir idade neoproterozoica aos sedimentos do Grupo Itapucumi. No entanto, apesar da aparente similaridade dos padrões crono e quimioestratigráficos, a pouca quantidade de dados isotópicos e diferenças quanto ao empilhamento e associação de fácies do Grupo Itapucumi suscitariam dúvidas quanto à plena correlação deste com o Grupo Corumbá, como nos termos propostos por Almeida (1965, 1968).

Palmieri (2000), baseado em semelhanças estratigráficas descritas na literatura, retomou a hipótese do Grupo Itapucumi se constituir como a continuação lateral das sucessões neoproterozoicas dos grupos Corumbá e Murciélago (Bolívia). Segundo este autor, o Grupo Itapucumi apresentaria contato basal erosivo e discordante com as rochas do embasamento, composto pelos grupos Rio Apa e San Luis. Do ponto de vista sedimentológico, a descrição de Palmieri (2000) constitui uma síntese de trabalhos anteriores (Eckel 1959, Spinzi 1987, Orué 1996), na qual a sucessão de afinidade terrígena gradaria para associações rítmicas entre margas e pelitos, culminando com depósitos carbonáticos maciços no topo.

Nesta última década, poucos foram os dados relevantes apresentados em relação à geologia do Grupo Itapucumi, permanecendo ainda dúvidas importantes a respeito do seu contexto deposicional e relação estratigráfica com as outras unidades pertencentes à Faixa Paraguai. Sob este aspecto, algumas propostas, como a de Misi *et al.* (2003), tentaram interpretar o Grupo Itapucumi como unidade correlata às sucessões sedimentares neoproterozoicas da América do Sul. O Grupo Itapucumi, conjuntamente com os grupos Alto Paraguai, Corumbá, Murciélago, Tucuva, Jacadigo, Boqui, e as Formações Araras e Puga, foram interpretados como depositados em bacias sedimentares geradas por eventos extensionais (Misi *et al.* 2003) associados à fragmentação do supercontinente Rodinia, entre 900 e 600 Ma.

Boggiani & Gaucher (2004) encontraram o fóssil-guia do gênero *Cloudina* em calcissiltitos pertencentes a exposições calcárias nas proximidades da Estância Bello Horizonte (norte da Colônia San Alfredo). Esta nova descoberta possibilitou atribuir com segurança idade Ediacarana (Grant 1990, Grotzinger *et al.* 1995, Amthor *et al.* 2003) para parte da unidade em questão, e confirmar a proposta de idade neoproterozoica anteriormente sugerida por Boggiani (1998). Devido à localização equidistante entre os afloramentos do Grupo Itapucumi e os grupos Corumbá e Arroyo Del Soldado, Gaucher *et al.* (2003) e Boggiani & Gaucher (2004) propuseram que a sedimentação destas unidades teria ocorrido de maneira sincrônica em uma extensa plataforma carbonática desenvolvida na margem leste do Crátons da Amazônia e do Bloco do Rio de la Plata. Oliveira (2004) apresentou dados quimioestratigráficos e geocronológicos de amostras provenientes da mina principal de Vallemí, nas quais obteve idades pela isócrona Rb/Sr em torno de 520 Ma, interpretadas como relativas à homogeneização isotópica durante a diagênese e sugerindo, ao menos em parte, alguma contemporaneidade com o Grupo Corumbá.

Segundo Oliveira (2004), as razões de Sr reforçariam esta proposta, já que ambas as unidades apresentam valores mais ou menos coerentes com outras sucessões de idade Ediacarana.

III.2 Litoestratigrafia

A atual divisão estratigráfica do Grupo Itapucumi (Wiens 1986) vem sendo utilizada na maioria dos trabalhos realizados no centro-norte do Paraguai Oriental (Orué 1996, Boggiani 1998, Palmieri 2000, Boggiani & Gaucher 2004, Oliveira 2004). A subdivisão do grupo nas formações Vallemí e Camba Jhopo, a princípio, se mostrou útil na classificação da unidade, embora seja inadequada quanto à definição precisa de critérios diagnósticos, características intrínsecas e parâmetros de mapeamento (Petri *et al.* 1982, N.A.C.S.N. 2005). A aquisição de novos dados sedimentológicos e seções colunares levantadas na pedreira de Vallemí e em elevações topográficas nas margens do rio Paraguai possibilitou refinar a proposta inicial de Wiens (1986), reconhecendo variações litoestratigráficas principalmente no topo da unidade. Os estudos sedimentológicos e estratigráficos conduzidos na porção leste destas ocorrências (cercanias da colônia de San Alfredo, estância Bello Horizonte e Cerro Paiva) evidenciaram variações marcantes nas espessuras, conteúdo paleontológico, composição litológica e faciológica das exposições carbonáticas. Sob a luz destes novos dados, é aqui apresentada a revisão da nomenclatura estratigráfica do Grupo Itapucumi e das rochas calcárias a leste, definidas nesta tese como Formação Tagayita Guazu, unidade correlata à Formação Camba Jhopo.

III.2.1 Grupo Itapucumi

As rochas calcárias aflorantes na porção centro-norte do Paraguai Oriental foram originalmente descritas por Boettner (1947), sendo classificadas como “Série Itapucumi”. Os trabalhos de Harrington (1950), Eckel (1959) e Putzer (1962) apresentaram novos dados de cunho estratigráficos, sem, no entanto, alterar a proposta de nomenclatura inicial. Somente com os trabalhos do *Proyecto da Cuenca del Prata* (OEA 1975), foi aventada a possibilidade de se elevar a Série Itapucumi para a condição de grupo. Esta proposta foi formalizada por Wiens (1986), que subdividiu litoestratigraficamente a unidade em duas formações: Vallemí, de composição terrígena na base, e Camba Jhopo, predominantemente carbonática no topo. É

interessante notar que, apesar da readequação estratigráfica de Wiens (1986), a unidade não recebeu o nome da localidade com as exposições mais significativas, ou seja, no município de Vallemí e San Lazaro. Seguramente, a manutenção do nome “Itapucumi” respeita a ordem de prioridade da proposta de Harrington (1950), que elegeu esta denominação devido à ocorrência de litotipos desta unidade na localidade de “*Puerto Itapucumi*”, povoado detentor da primeira fabrica artesanal de cimento do Paraguai.

O Grupo Itapucumi encontra-se assentado em contato discordante e por falhamentos inversos sobre o Bloco do Rio Apa, a principal unidade do embasamento do Paraguai oriental que ocorre como pequenas faixas de afloramentos isoladas nas cercanias do município de Corumbá, e se prolonga além dos limites brasileiros até a porção noroeste da Serra da Bodoquena (Fig II.04). Este domínio tectono-estrutural é constituído por unidades metassedimentares, ígneas e metamórficas do Grupo São Luís, Complexo Basal Apa e Suíte Centurión e constitui um segmento pouco estudado com significado tectônico duvidoso (CPRM 2004). No entanto, atualmente considera-se que esta unidade do embasamento seja um fragmento de afinidade cratônica possivelmente representando um promontório em continuidade com o cráton da Amazônia (Cordani *et al.* 2005).

O Grupo Itapucumi é composto por uma sucessão com espessura superior a 400m constituída principalmente por sedimentos carbonáticos e, secundariamente, terrígenos e mistos. Aflora nas proximidades da margem esquerda (leste) do Rio Paraguai, em altos topográficos e pequenas escarpas esculpidas a partir de estruturas do tipo “*horst-graben*” geradas a partir de esforços distensivos cenozoicos. As exposições mais significativas encontram-se na mina de cimento da INC, no município de San Lázaro e Vallemí, e também em pequenas cavas em distritos portuários e fazendas (Tres Cerros, Porto Fonciere, Porto Max e Porto Itapucumi). É importante frisar que nestas localidades, especialmente na pedreira da INC, as rochas do Grupo Itapucumi encontram-se intensamente deformadas apresentando dobramentos invertidos com vergência para NE e E, cujos flancos inferiores encontram-se delimitados por falhamentos de empurrão subhorizontais em planos ondulados com desenvolvimento de metamorfismo na zona da clorita. Padrão de deformação semelhante é encontrado nas pedreiras de Porto Itapucumi, no entanto, nesta localidade as rochas não apresentam metamorfismo perceptível. As ocorrências mais a leste de Vallemí e Porto Itapucumi (extremos norte e sul da área de estudo, respectivamente), incluindo Tres Cerros, Porto Fonciere, Porto Guyrati, Porto Itaquá e toda a

faixa aflorante nas cercanias da Estancia Bello Horizonte, ColôniaSan Alfredo, Cerro Paiva e Colônia Sgt. Lopez, apresentam-se pouco ou nada deformadas, sem evidência de metamorfismo, e, geralmente com mergulho das camadas inferior a 10° para SW. Em virtude da diferença de estilo de deformação e metamorfismo entre as porções oeste e leste do Grupo Itapucumi, estas ocorrências assumem, respectivamente, características típicas de faixa dobrada e cobertura cratônica. Além das diferenças estruturais entre estes dois compartimentos, ainda existe marcante discrepância litoestratigráfica com predominância de sucessões mais espessas a oeste ($\pm 400\text{m}$) e mais delgadas a leste ($\pm 120\text{m}$), inclusive com grande variação nos litotipos constituintes das unidades. Em virtude desta complicação, preferiu-se subdividir o Grupo Itapucumi em dois compartimentos estruturais, a zona da faixa de dobramentos e a porção de cobertura cratônica, a fim de melhor representar a atual distribuição espacial e estratigráfica da unidade como um todo.

Neste trabalho mantém-se a denominação, por ordem de prioridade, de Grupo Itapucumi e suas respectivas subdivisões nas formações Vallemí e Camba Jhopo, como na recomendação original de Wiens (1986). No entanto, são propostas duas novas unidades litoestratigráficas (Fig. III.01) baseadas no critério de mapeabilidade (1:25.000, ver Fig.II.02) e distinção de características litológicas, fossilíferas e de espessura, detalhadas adiante. A primeira unidade nova é denominada Formação Cerro Curuzu e ocorre de forma restrita no topo do Grupo Itapucumi apenas no compartimento de faixa dobrada nas localidades de Vallemí, Porto Guyrati e Porto Itapucumi. A outra unidade litoestratigráfica abarca toda a faixa de afloramento a leste (Estância Bello Horizonte, San Alfredo, Cerro Paiva e ColôniaSgt. Lopez) que corresponde à maior porção em área do compartimento de cobertura cratônica e recebe o nome de Formação Tagayita Guazu. Esta unidade apresenta correlação lateral com a Formação Camba Jhopo e são separadas em função de diferenças litológicas, ambas constituindo a porção intermediária do Grupo Itapucumi.

Localmente, as rochas do Grupo Itapucumi são intrudidas por corpos ígneos de composição granítica e diorítica atribuídos a Suíte San Ramón, unidade relacionada a eventos magmáticos sin a pós-tectônicos ao Ciclo Brasileiro – Pan-Africano ($\pm 500\text{Ma}$).

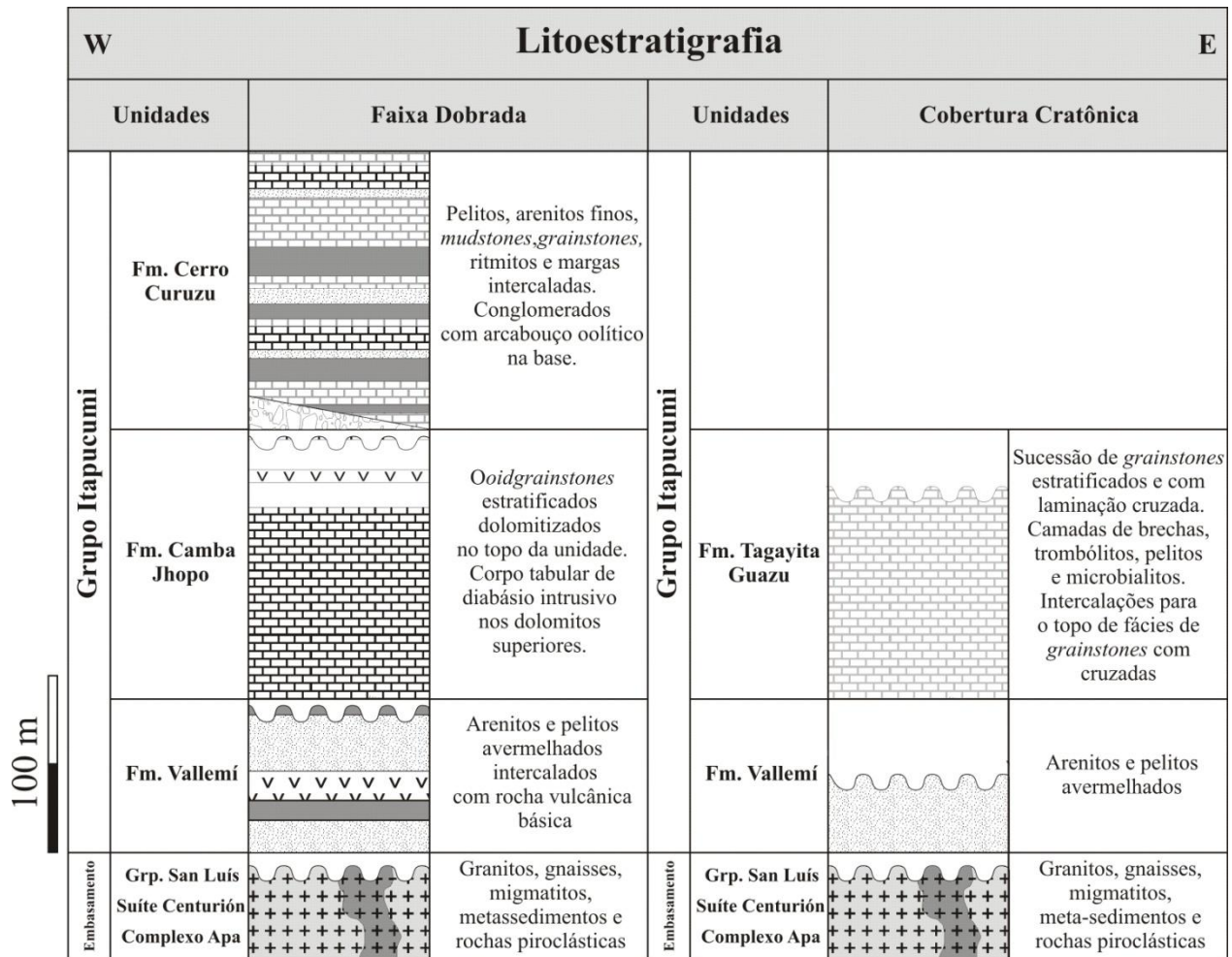


Fig. III.01 – Coluna litoestratigráfica integrada para o Grupo Itapucumi subdividido nos domínios tectôno-estratigráficos de faixa dobrada e cobertura cratônica.

Formação Vallemí

A Formação Vallemí é descrita como constituída por sedimentos terrígenos, representados por conglomerados e arenitos imaturos que gradam para sucessões rítmicas entre pelitos, margas e calcários impuros (Harrington 1950, Eckel 1959, Putzer 1962, Wiens 1986; Boggiani 1998, Boggiani & Gaucher 2004). Os novos levantamentos realizados na pedreira da INC em novas frentes de lavra confirmam a característica essencialmente siliciclástica da unidade. No entanto, as camadas rítmicas de margas anteriormente descritas não se encontram intercaladas no topo desta sucessão. Esta falsa impressão pode ter sido causada devido à presença

de dobramento com flanco invertido associado a falhas de empurrão de baixo ângulo, que colocam em contato direto os pelitos da base da formação, com calcários e níveis de ritmitos estratigraficamente superiores (Campanha *et al.* 2010, anexo 1).

Desta maneira, a Formação Vallemí no compartimento tectonizado de faixa dobrada se inicia por 12m de camadas de arenitos arcoseanos, médios a grossos, com estratificação cruzada acanalada e de baixo ângulo, sucedidas por 10m de pelitos maciços de coloração avermelhada. Esta sucessão é sobreposta aparentemente em contato concordante, por cerca de 40m de rochas vulcânicas básicas, sucedidas por 20m de camadas de arenitos médios a grossos, maciços ou apresentando estratificação cruzada acanalada e estratificação plano-paralela. A Formação Vallemí apresenta mais de 90m de espessura expostos na seção da mina da INC, não sendo possível observar seu contato inferior. A definição do limite superior da unidade com a Formação Camba Jhopo é dificultada pelo tectonismo, mas possivelmente é do tipo discordante e erosiva, devido principalmente à variação composicional abrupta, como sugerem levantamentos realizados na localidade de Tres Cerros. Neste local, predominam intercalações de pelitos e arenitos vermelhos muito finos com laminação cruzada e estruturas poligonais sugestivas de gretas de ressecamento. Nas áreas aflorantes a leste, ou seja, na porção correspondente à cobertura cratônica, são raros os afloramentos da Formação Vallemí. No entanto, alguns poucos pontos descritos indicam predominância de arenitos vermelhos e pelitos numa sucessão semelhante à descrita no topo da unidade na localidade de Tres Cerros. Alguns dados contidos em Wiens (1986) indicam que a restrita faixa de exposições da Formação Vallemí a leste do Rio Paraguai apresenta espessuras da ordem de 40m e aflora intercalada em faixas constituídas por rochas do Complexo Apa e Grupo San Luís, sugerindo que a unidade esteja disposta em fragmentos embutidos no embasamento.

Formação Camba Jhopo

A Formação Camba Jhopo ocorre sobre a Formação Vallemí e é descrita como sendo constituída principalmente por carbonatos puros, localmente dolomitizados (Harrington 1950, Eckel 1959, Putzer 1962, Orué 1996). A unidade apresenta, segundo Boggiani (1998), cerca de 170m de calcários oolíticos e níveis parcialmente dolomitizados no topo, que são capeados por margas e argilitos margosos. A unidade leva o nome da elevação topográfica homônima que

ocorre a sul da mina da INC em Vallemí e tem ampla distribuição ao longo do Rio Paraguai. É digno de nota que uma pequena exposição desta unidade ocorre no lado brasileiro em uma colina localizada na Fazenda Ingazeira, próxima a desembocadura do Rio Apa (ponto 63). Os levantamentos realizados nesta localidade e também em Tres Cerros, Cerro Morado e Puerto Fonciere indicaram que a Formação Camba Jhopo apresenta espessura de aproximadamente 180m e composição homogênea, predominantemente carbonática e dolomítica. Litoestratigraficamente, a unidade se inicia com o aparecimento da primeira camada de calcários oolíticos de espessura métrica, que é sucedida por cerca de 10m de níveis constituídos por estruturas colunares, identificadas como estromatólitos do gênero *Conophyton*. Essas camadas foram identificadas nos estratos basais da formação, unicamente nos afloramentos das bancadas basais da mina da INC. Tais estruturas bioinduzidas comumente se encontram-se recristalizadas, o que dificulta o reconhecimento de cortes perpendiculares, oblíquos e longitudinais, estes últimos muito diagnósticos deste tipo de estromatólito.

Estratigraficamente acima deste pacote inicia-se uma sucessão com espessura maior que 5m constituída por *ooidgrainstones* de granulação grossa a muito grossa (areia média a muito grossa, localmente com seixos), dispostos em camadas lenticulares e tabulares com granodecrescência ascendente. Estas camadas são sobrepostas por cerca de 100m de calcários oolíticos de coloração cinza em camadas lenticulares e acanaladas internamente organizadas em séries de estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a grande porte. As melhores exposições deste pacote ocorrem nas localidades de Tres Cerros, Porto Guyrati, Porto Itaquá, Porto Itapucumi e na mina da INC, sendo que nestes últimos dois locais, devido ao metamorfismo e à deformação, os calcários apresentam intenso grau de recristalização o que comumente oblitera as estruturas sedimentares originais da rocha. A Formação Camba Jhopo não aflora em nenhum local a leste destas ocorrências, sendo que apenas as exposições da Pedreira da INC em Vallemí e Porto Itapucumi poderiam ser enquadrados como pertencentes à porção de faixa dobrada do Grupo Itapucumi.

No topo da Formação Camba Jhopo, ocorrem cerca de 20m de *ooidgrainstones* com estratificação de baixo ângulo, que são capeados por um pacote homogêneo de dolomitos brancos e rosados. As melhores exposições desses pacotes ocorrem em pequenas pedreiras localizadas a noroeste da cidade de Vallemí, principalmente nos morros Puku e Santa Helena. Esses níveis podem apresentar espessura de até 40m, ainda que na pedreira principal da INC ocorram de modo

restrito e compondo níveis métricos, em geral, inferiores a 15m. Tais camadas são caracterizadas por grande homogeneidade litológica, sendo constituídas por dolomitos brancos e rosados, muito puros, maciços, geralmente sem qualquer tipo de estruturação interna. Localmente, ocorrem vênulas preenchidas por calcita espática e níveis irregulares de brechas intra-formacionais cimentadas por calcita ou óxido/hidróxido de ferro. Na porção intermediária do pacote de dolomitos de topo, ocorre intercalado um corpo de diabásio aparentemente intrusivo e concordante ao acamamento (Fig. III.01). Esta rocha apresenta coloração cinza escura a preta, estrutura maciça e textura equigranular fanerítica fina a muito fina.

No topo, a Formação Camba Jhopo apresenta localmente contato normal ou discordante com a Formação Cerro Curuzu, marcado pela presença de camadas de ritmitos, pelitos, margas ou conglomerados.

Formação Tagayita Guazu

A extensa faixa de afloramentos de rochas carbonáticas a leste das exposições do Grupo Itapucumi nas margens Rio Paraguai e que ocorre circundando o embasamento do Apa, é aqui redefinida como Formação Tagayita Guazu (~85% da área total da unidade, Fig. II.02). A distinção entre esta unidade e as demais é justificada por marcantes diferenças de espessura, litologia, conteúdoossilífero, padrão de deformação tectônica e mapeabilidade. O nome escolhido para a formação “Tagayita Guazu” foi retirado a um dos principais rios da região, no qual ocorrem as exposições mais representativas, constituindo assim a localidade-tipo. A designação escolhida respeita os critérios estabelecidos pelo Código Estratigráfico Norte Americano e Brasileiro (Petri *et al.* 1982, N.A.C.S.N. 2005), segundo o qual a nova unidade deve receber nome preferencialmente de cunho geográfico ou toponímico de feições permanentes de referência local e fazendo uso de nome simples independente de variações de idioma.

A Formação Tagayita Guazu perfaz toda a borda oeste, sudeste e sul das exposições do Bloco Rio Apa, nas cercanias da Colônia San Alfredo e estâncias locais (Fig. II.02), ocorrendo também como afloramentos pontuais nas proximidades da Colônia de San Carlos (Cerro Paiva) e como uma faixa delgada que supostamente constitui a continuação geográfica da Faixa Paraguai a oeste da cidade de Bella Vista, na Colônia Sargento José Lopez. Nestes locais, ocorrem afloramentos naturais nas margens de pequenos rios, em encostas de morros e morrotes e, mais

comumente, como pequenas pedreiras e lajes e exposições em planta em áreas de pastagem laterais à estrada que liga a Colônia de San Alfredo à cidade de Vallemí.

A Formação Tagayita Guazu encontra-se diretamente assentada sobre o embasamento paleoproterozoico constituído por rochas metassedimentares e plutono-vulcânicas do Grupo Amoguijá e ortognaisses e corpos graníticos intrusivos da Suíte Centurión e Complexo Basal do Apa. Localmente esta relação de contato é explicitada pela geomorfologia local, como é o caso do Cerro Paiva, elevação topográfica do tipo morro-testemunho desenvolvida sobre rochas calcárias em contato erosivo e discordante com o embasamento que a circunda. Nestas áreas, as camadas apresentam sistematicamente mergulho suave para SW, em geral inferior a 5°, e não se encontram metamorfizadas, o que facilita sobremaneira a identificação de estruturas sedimentares e a aquisição de seções e perfis.

Localmente, a Formação Tagayita Guazu também ocorre em contato discordante erosivo sobre sedimentos terrigenos pelíticos e psamíticos da Formação Vallemí, unidade que ocorre em faixas delgadas longitudinais descontínuas de direção NNW-SSE, sugerindo que apresente espessuras muito variáveis ou que se encontre embutida nas rochas do embasamento.

As seções estratigráficas da Formação Tagayita Guazu possibilitaram estimar a espessura da unidade em aproximadamente 120m, sendo que é provável que localmente exceda este valor. Na base da unidade, constituindo os primeiros 50m, ocorre grande variação na composição do depósito, predominando fácies de trombólitos e oncólitos, intercaladas com microbialitos ondulados, brechas, *oidgrainstones* e *grainstones* com estratificação cruzada acanalada e de baixo ângulo. Localmente, ocorrem *grainstones* com laminação cruzada gerada por onda e corrente e camadas delgadas de *mudstones* e *grainstones* apresentando feixes de marés (*tidal bundles*). A Formação Tagayita Guazu apresenta importante conteúdo fóssilífero, representado pela assembleia de espécimes de idade ediacarana como *Cloudina lucianoi* e *Corumbella* sp., assim como icnofósseis classificados no icnogênero *Planolites*, organismos filamentosos e de forma anelada (Warren *et al.* 2011, Anexo 2). Esses fósseis, em geral, são autóctones a para-autóctones, não apresentando evidências de grande exposição ou transporte significativo na zona tafonomicamente ativa.

Em sua porção mais de topo, a Formação Tagayita Guazu apresenta-se constituída por cerca de 70m de uma sucessão monótona, caracterizada pela presença de fácies de *grainstones* organizados em séries de estratificação cruzada de baixo ângulo e acanalada, intercalados com

grainstones apresentando laminação cruzada por onda e, ocasionalmente, laminação sigmoidal. Na porção basal desta sucessão, também ocorrem camadas métricas de *ooidgrainstones* com estratificação cruzada acanalada de pequeno e médio porte. Em sua porção superior, a Formação Tagayita Guazu é delimitada a leste e nordeste da área de estudo por discordância erosiva com as formações Coronel Oviedo e Aquidabán (Wiens 1986, Palmieri 2000), ambas datadas do Permo-Carbonífero, e sedimentos paleógenos e neógenos do Grupo Rio Paraguai.

As relações de contato entre a Formação Tagayita Guazu, as rochas da Formação Vallemí e do embasamento sugerem que esta unidade apresente posição semelhante à da porção basal e intermediária da Formação Camba Jhopo, motivo pela qual são interpretadas como equivalentes laterais. Esta interpretação é reforçada por semelhanças de espessura entre as duas formações e presença de fósseis de *Cloudina* sp. disseminados na Formação Tagayita Guazu e, raramente como fragmentos nos níveis oolíticos da Formação Camba Jhopo. Características como variações litológicas e faciológicas marcantes, além da ausência de dolomitização na Formação Tagayita Guazu, são parâmetros que favorecem a distinção litoestratigráfica da unidade em relação à Formação Camba Jhopo. As diferenças nos padrões estruturais e de metamorfismo entre as formações não constituem empecilho à correlação das duas unidades e apenas refletem a distinta posição geotectônica atual dos domínios de Cobertura Cratônica e Faixa Dobrada.

Formação Cerro Curuzu

A definição da Formação Cerro Curuzu como nova unidade litoestratigráfica é justificada por dois critérios diagnósticos, a saber, mapeabilidade em escala adequada (1:25.000, ou menor, Fig. II.02), distinção composicional e de espessura marcante entre as unidades subjacentes e sobrejacentes. O nome da unidade remete à sua seção tipo, localizada nas bancadas de extração a oeste da mina da INC em Vallemí, escavadas no flanco nordeste do morro denominado de Cerro Curuzu. É importante ressaltar que afloramentos desta unidade somente foram notificados em Vallemí, Porto Itapucumi e Porto Guyrati, sendo que nas duas primeiras áreas as rochas encontram-se deformadas. A Formação Cerro Curuzu apresenta espessuras superiores a 115m, sendo que as rochas que a compõem foram anteriormente posicionadas na base do Grupo Itapucumi em virtude da complicação estrutural presente na mina da INC em Vallemí (Eckel 1959, Putzer 1962, Wiens 1986, Orué 1996). Com o estudo desenvolvido por Campanha *et al.*

(2010, anexo 1), notou-se que boa parte da sucessão da Formação Cerro Curuzu ocorre em flanco invertido de dobra isoclinal com vergência para leste, delimitada na base por falhas de empurrão irregulares de baixo ângulo. Esta situação permitiu posicioná-la no topo do Grupo Itapucumi, de forma semelhante aos afloramentos suavemente dobrados, mas em posição normal, na porção sudoeste da mina da INC. A base desta unidade na localidade de Cerro Santa Helena (ponto 82), a norte de Vallemí, apresenta contato normal marcado pelo aparecimento de margas sobre *oidgrainstones* dolomitizados. A sul destas áreas (Porto Guyrati, ponto 61), a Formação Cerro Curuzu ocorre sobre a Formação Camba Jhopo em discordância erosiva marcada pela presença de conglomerados fluviais sobre depósitos marinhos da Formação Camba Jhopo. Apresentam pequena espessura (~10m), reduzida expressão em área e são considerados como a base da Formação Cerro Curuzu na porção sul da área de estudo.

A Formação Cerro Curuzu é majoritariamente caracterizada por seu caráter composicional misto, sendo constituída por intercalações de sedimentos carbonáticos e, subordinadamente, terrígenos dispostos em camadas métricas a decamétricas. Do ponto de vista litoestratigráfico, sua seção-tipo se inicia por intercalações de estratos métricos de ritmitos constituídos por lâminas e camadas centimétricas de *oidgrainstones* brancos e margas e *mudstones* betuminoso pretos. Este pacote alcança espessuras de até 40 m e constitui marco estratigráfico indicativo da porção basal da formação em Vallemí e Porto Itapucumi. Em direção ao topo, ocorrem intercalações de pacotes métricos de margas, *mudstones* roxos e avermelhados, quartzo arenitos finos e maciços com ampla predominância de camadas métricas de *grainstones* finos com laminação plano-paralela ou laminação cruzada por onda. Essa sucessão de litotipos compõe cerca de 80m da porção intermediária e de topo da Formação Cerro Curuzu.

CAPÍTULO IV – ANÁLISE DE FÁCIES E SISTEMAS DEPOSICIONAIS DO GRUPO ITAPUCUMI

A análise de fácies do Grupo Itapucumi seguiu a metodologia proposta por Walker & James (1992) e Miall (1990, 2000), na qual as fácies são individualizadas independentemente de sua posição litoestratigráfica e descritas em função de parâmetros como composição mineralógica, granulação da rocha, estruturas sedimentares primárias e conteúdo fossilífero. Para cada fácies foram inferidos os processos físicos inerentes à sua sedimentação, tendo como

principais parâmetros o tipo de transporte dos grãos e o fluxo sob o qual foram geradas as formas de leito. Este procedimento constitui a base para a associação das diferentes fácies e processos sedimentares com análogos modernos ou reproduzidos em laboratório, possibilitando relacioná-los a mecanismos de transporte e deposição característicos de um dado sistema deposicional.

IV.1 Descrição das fácies sedimentares do Grupo Itapucumi

PI - Pelitos laminados (Fig. IV.01.A)

Camadas tabulares, centimétricas a métricas com grande extensão lateral de pelitos com laminação plano-paralela. As cores variam de matizes amareladas, cinzas, verdes, vermelhas a roxas. Localmente, apresentam gretas de ressecamento. Esta fácies é interpretada como depósitos de decantação em águas calmas sem ação de correntes de fundo. A presença de gretas de ressecamento sugere períodos de exposição subaérea dos sedimentos em condições batimétricas rasas, devido a pequenas oscilações na lâmina d'água.

Pm - Pelitos maciços (Fig. IV.01.B)

Camadas tabulares ou lenticulares, com extensão lateral métrica, de espessura centimétrica a métrica, constituídas por depósitos de argilitos e siltitos maciços. Fácies depositada por decantação em águas calmas. A ausência de estruturas pode estar relacionada à falta de contraste granulométrico, impossibilitando a formação de laminação e planos de fissibilidade. Localmente, a ocorrência de gretas de ressecamento é interpretada de maneira análoga a estruturas presentes na fácies **PI**.

Hs - Laminação heterolítica em sedimentos siliciclásticos (Fig. IV.01.C)

Camadas tabulares com espessura centimétrica a métrica, apresentando grande extensão lateral. Fácies caracterizada pela intercalação de níveis de arenitos finos com laminação cruzada recobertos por lamina de argilitos cinza escuros a verdes, nas proporções 2:1 (*flaser*), 1:1 (*wavy*)

e 1:2 (*linsen*). Depósitos interpretados como produto da alternância dos processos de tração e decantação.

Alo - Arenitos com laminação cruzada gerada por onda (Fig. IV.01.D)

Camadas centimétricas a métricas com grande extensão lateral, compostas de quartzo-arenitos de granulação fina a muito fina, bem selecionados, com grãos angulosos a bem arredondados e com esfericidade baixa a alta. A laminação cruzada por onda é caracterizada por lamina em padrão “*pinch and swell*”, séries apresentando acréscimo complexo, em chevron e *foresets* apresentando mergulhos opostos em uma mesma série. Fácies interpretada como produto da migração de marcas onduladas a partir dos processos de acréscimo lateral e vertical pela ação de orbitais de ondas de tempo bom.

Al - Arenitos com laminação plano-paralela

Camadas tabulares de espessura centimétrica a métrica com extensão lateral em escala de afloramento. São constituídas por arenitos finos a muito finos com laminação plano-paralela e coloração verde, cinza clara ou avermelhada. Os grãos são geralmente pouco arredondados e sub-esféricos a esféricos. Fácies gerada por processos de tração provocados por correntes em leito plano em regime de fluxo superior.

Am - Arenitos maciços (Fig. IV.01.E)

Camadas maciças, centimétricas a métricas, lenticulares ou tabulares, com variável extensão lateral, constituídas por quartzo arenitos e arenitos feldspáticos de granulação grossa a muito fina, moderadamente a bem selecionados, angulosos a bem arredondados e com esfericidade baixa a alta. Na presente fácies, a feição maciça deve estar associada à obliteração de estruturas pré-existentes pelos processos de perda de fluidos por sobrecarga sedimentar e intensa recristalização durante a diagênese e metamorfismo de baixo grau.

Aca - Arenitos com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte

Camadas métricas, com extensão lateral métrica a decamétrica, compostas por quartzo-arenitos ou arenitos feldspáticos, organizados em séries de estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte. A fácies apresenta granulação nas frações média a muito grossa, pouco a moderadamente selecionados, com grãos angulosos a bem arredondados, e com esfericidade baixa a alta. São comuns níveis de grânulos e lentes conglomeráticas centimétricas intercaladas ou acompanhando o plano da estratificação. Fácies interpretada como depósitos de migração de dunas subaquosas de crista sinuosa sob a ação de correntes predominantemente unidirecionais. A presença de níveis de grânulos e lentes conglomeráticas acompanhando o plano da estratificação é indicativa da ação de correntes trativas concomitantes à migração das formas de leito.

Cm - Conglomerados maciços (Fig. IV.01.F)

Fácies dispostas em camadas lenticulares decimétricas a métricas comumente apresentando base erosiva. Internamente, constituídas por depósitos conglomeráticos maciços com arcabouço suportado por seixos e blocos arredondados, com formas sub-esféricas alongadas e achatadas tipo prolato e oblato. Localmente é possível identificar imbricação. Cerca de 90% dos clastos maiores que grânulo são de meta-arenitos muito finos a finos, recristalizados e maciços e os 10% restantes são constituídos por *grainstones* muito finos laminados, *ooidgrainstones* de granulação média a grossa maciços, margas e quartzo de veio.

Cerca de 60% do arcabouço é constituído por ooides carbonáticos e litoclastos agregados tipo *grapestone*, apresentando granulação desde areia fina até grânulo. Fácies interpretadas como produto da migração de barras longitudinais conglomeráticas a partir de fluxos em canais entrelaçados.

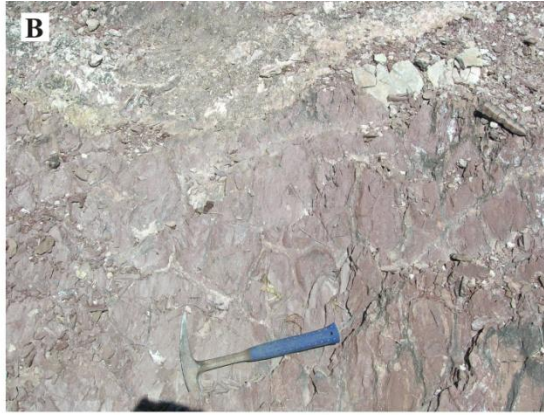


Fig. IV.01 – Fácies sedimentares do Grupo Itapucumi (1). **A** – Detalhe de fácies de pelitos laminados (ponto 40). **B** – Fácies de pelitos maciços vermelhos apresentando gretas de ressecamento decimétricas (ponto 28). **C** – Laminação heterolítica tipo *wavy* e *flaser* nas porções basal e intermediária da foto (ponto 24). **D** – Fácies de arenitos finos apresentando laminação cruzada por onda, detalhe de marcas onduladas (ponto 28). **E** – Arenitos maciços e finamente laminados presentes na base da Formação Vallemí (ponto 53). **F** – Detalhe da fácies **Cm** intercalada com camada lenticular da fácies **Oca** (ponto 61). **G** – Fácies **Cca** (ponto 61). **H** – Detalhe da fácies **Cca** apresentando pronunciado imbricamento dos clastos (ponto 61).

Cca - Conglomerados com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte (Figs. IV.01.G e IV.01.H)

A descrição desta fácies se assemelha à da fácies **Cm**. No entanto estes depósitos apresentam-se internamente organizados em séries de estratificação cruzada acanalada de pequeno e médio porte. Nos depósitos da fácies **Cca** é comum a presença de níveis apresentando imbricamento de clastos e níveis decimétricos lenticulares intercalados de *ooidgrainstones* de granulação média a grossa também estratificados. Esta fácies é interpretada como depósitos de migração de barras conglomeráticas e preenchimento de canais fluviais por ação de correntes.

Oca - *Ooidgrainstones* com estratificação cruzada acanalada de pequeno a grande porte (Fig. IV.02.A)

Camadas centimétricas a métricas, tabulares, lenticulares e com base acanalada dispostas em depósitos apresentando estruturas de corte e preenchimento organizados em séries de estratificação cruzada acanalada de pequeno a grande porte. Os *ooidgrainstones* são constituídos por ooides com cerca de 2mm de diâmetro (máx. 3mm), bem a moderadamente selecionados, bem arredondados e com alta esfericidade, cimentados por calcita espática. Estes grãos comumente apresentam núcleo preservado de calcita ou quartzo e laminação interna do tipo concêntrica e, geralmente, encontram-se associados a agregados tipo *Grapestones*, fragmentos de oncólitos na fração areia grossa até seixo. Esta fácies corresponde a depósitos de migração de dunas e barras subaquosas de crista sinuosa e tamanhos variáveis sob a ação de correntes.

Oct - *Ooidgrainstones* com estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte

Fácies caracterizada por camadas lenticulares de espessura decimétrica, constituídas por *ooidgrainstones* apresentando estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte. A granulação desta fácies é sensivelmente menor que da fácies **Oca**, predominando grãos na fração areia média a fina. As demais características morfológicas e petrográficas dos grãos se assemelham à fácies **Oca**. Fácies interpretadas como produto da migração de dunas subaquosas de crista retílinea sob ação de correntes unidirecionais.

Oib - *Ooidgrainstones* com estratificação inclinada de baixo ângulo (Fig. IV.02.B)

Fácies constituída por ooides de granulação média a muito grossa, bem arredondados, com alta esfericidade constituindo depósitos mal selecionados. Presença de fragmentos agregados tipo *grapestones* na fração grânulo e fragmentos de oncoides com granulação até seixo. Fácies disposta em camadas tabulares métricas com continuidade lateral em escala de afloramento, organizadas em séries com estratificação inclinada de baixo ângulo. O truncamento entre as séries de cruzadas por vezes é muito sutil e só observado em exposições lateralmente contínuas. O aspecto “bandado/zebrado” da rocha é resultado de dolomitização seletiva, respeitando o limite das séries de cruzadas e planos de descontinuidade na rocha. Fácies gerada pela migração de formas de leito sobre *foresets* apresentando baixa declividade.

Ocg - *Ooidgrainstones* com estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte com níveis conglomeráticos acompanhando os planos de estratificação (Fig. IV.02.C)

Esta fácies ocorre como níveis lenticulares de espessura decimétrica a métrica, com extensão lateral de até 5m, comumente constituindo a base de camadas da fácies **Oca**, ou da fácies **Om** quando em camadas apresentando gradação normal. Os níveis conglomeráticos são constituídos por fragmentos de granulação entre 4 e 40mm (grânulo a seixo), pouco a muito arredondados, com baixa esfericidade, e constituídos por bioclastos, *pellets*, *grapestones* e fragmentos de oncóides. A matriz é constituída por ooides com até 2mm de diâmetro, bem a moderadamente selecionados, bem arredondados e com alta esfericidade. Fácies interpretada como depósitos de carga de fundo de correntes trativas, sedimentadas a partir da migração de barras conglomeráticas subaquosas.

Om - *Ooidgrainstones* maciços

Esta fácies compõe camadas maciças com espessura centimétrica a métrica, de geometria tabular e lenticular. A fácies é constituída por ooides menores que 2mm, seleção moderada a boa, bem arredondados (ocasionalmente deformados) e apresentando baixa a alta esfericidade. Em geral, os ooides ocorrem parcialmente recristalizados, com ou sem núcleo preservado (grão de

quartzo ou calcita) apresentando laminação interna concêntrica. Em alguns exemplos, os grãos atingiram diâmetro de até 4mm, sugerindo se tratarem de pisoides. A feição maciça desta fácies é atribuída à recristalização, com conseqüente obliteração de estruturação pré-existente.

Ogn - *Ooidgrainstones* apresentando gradação normal (Fig. IV.02.D).

Fácies constituída por camadas tabulares ou lenticulares com extensão lateral por dezenas de metros e espessuras variando entre 10 e 50cm. Estas camadas comumente são maciças ou apresentam laminação plano-paralela associada à gradação normal, com ooides na fração areia grossa, *grapestones* e fragmentos de oncooides na granulometria seixo na base, passando a areia média no topo. Fácies constituída por ooides recristalizados apresentando baixa a alta esfericidade, com seleção moderada, arredondados a subarredondados. Fácies gerada pela atuação de fluxos desconfinados em leques e lobos. A granodecrescência ascendente é atribuída à desaceleração rápida e atenuação da velocidade do fluxo em um dado ponto.

Gm - *Grainstones* maciços (Fig. IV.02.E)

Está fácies compões camadas tabulares, decimétricas constituídas por grão de carbonato calcítico detrítico maciços de granulação fina a muito fina. Os grãos, petrograficamente, apresentam baixa esfericidade e subarredondamento e ocorrem cimentados por calcita espática. É comum a presença de estilólitos compondo planos irregulares em cúspides paralelos ao acamamento da rocha. Em alguns níveis também ocorrem associados fragmentos e indivíduos completos dos gêneros *Cloudina* e *Corumbella*. A feição maciça desta fácies é interpretada como produto de recristalização de sedimento carbonático de granulação fina e uniforme. Os estilólitos nesta fácies e nas demais são interpretados como estruturas geradas por dissolução diferencial por pressão, que evidenciam alterações substanciais na espessura original da camada.



Fig. IV.02 – Fácies sedimentares do Grupo Itapucumi (2). **A** – Detalhe de fácies de *oidgrainstones* com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte (ponto 25). **B** – Vista de afloramento da fácies **Oib**. Notar a intercalação rítmica de bandas dolomitizadas brancas e pouco dolomitizadas de cor cinza (ponto 57). **C** – Fácies de *oidgrainstones* com estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte, apresentando níveis conglomeráticos acompanhando os planos de estratificação (ponto 25). **D** – Fácies de *oidgrainstones* com gradação normal. Os ooides comumente apresentam diâmetro variando entre 0,5mm e 2mm (ocasionalmente atingindo 3mm, ponto 51). **E** – Detalhe de fácies de *grainstones* maciços. Localmente, estas camadas apresentam sutil granodecrescência ascendente (ponto 42). **F** – Detalhe de truncamento de séries de estratificações em fácies de *grainstones* com cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte (ponto 55). **G** -Fácies de feixes de maré (*tidal bundles*) intercaladas com microbialitos ondulados e *grainstones* com laminação cruzada por onda (ponto 44). **H** – Fácies de *grainstones* com estratificação inclinada de baixo ângulo (ponto 45).

Gca - *Grainstones* com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte (Fig. IV.02.F)

Camadas tabulares, ocasionalmente lenticulares de espessura métrica. Esta fácies é constituída por *grainstones* de granulação fina a média, apresentando grãos com médio a alto grau de arredondamento e alta esfericidade, organizados em séries de estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte. Fácies gerada pela migração de dunas subaquosas de crista sinuosa, devido à ação continuada de correntes unidirecionais.

Gtb - *Grainstones* com estratificação do tipo “feixes de maré” (*tidal bundles*, Fig. IV.02.G)

Camadas decimétricas e tabulares, constituídas por grãos de carbonato detrítico de granulação fina, apresentando médio a alto a médio grau de arredondamento e alta esfericidade. Internamente, são organizadas em níveis sigmoidais e lenticulares cujo *foreset* apresenta recobrimento parcial por lâminas milimétricas de *mudstones* calcíferos maciços.

Fácies gerada por ciclos diários/semidiários de marés de enchente e vazante. Cada par *grainstones/mudstone* é gerado a partir da alternância da atuação de correntes de maré, durante as cheias e vazantes, e suspensão, durante o período de estagnação da água. A oscilação na espessura dos pares é relacionada à atuação de correntes de marés mais ou menos potentes de acordo com as variações ciclos de sizígia e quadratura.

Gib - *Grainstones* com estratificação inclinada de baixo ângulo (Fig. IV.02.H)

Camadas tabulares decimétricas a métricas compondo níveis com estratificação inclinada de baixo ângulo. Esta fácies é constituída por grãos de carbonato detrítico bem selecionados, com granulação média a fina, apresentando grãos com baixo grau de arredondamento e sub-esféricos. Esta fácies é diagnosticada pela presença de truncamentos de baixo ângulo entre séries de estratificações quase planares. Esta fácies possivelmente está associada à migração de formas de leito com grande comprimento e pequena amplitude sobre *foresets* com baixa declividade.

Glo – *Grainstones* com laminação cruzada por onda (Fig. IV.03.A)

Esta fácies é caracterizada por camadas tabulares centimétricas a métricas, constituídas por *grainstones* bem selecionados, muito finos a finos e apresentando laminação cruzada por onda. Esta feição é diagnosticada por caracteres específicos, como acresção complexa e em *chevron*, dissimetria de espessura e séries de laminações caindo para sentidos opostos em uma mesma camada (De Raff *et al.* 1977). Em alguns níveis desta fácies, é comum a presença de fragmentos de indivíduos dos gêneros *Cloudina* e *Corumbella*. Fácies gerada pela migração de formas de leito a partir da atuação de fluxo oscilatório de alta frequência associado a orbitais de ondas de tempo bom.

G1 - *Grainstones* com laminação plano-paralela (Fig. IV.03.B)

Camadas tabulares, com extensão lateral decamétrica e espessura centimétrica a métrica. São constituídas por *grainstones* finamente laminados, bem selecionados, com granulação fina a muito fina e grãos pouco arredondados e subesféricos a esféricos. A coloração varia em tonalidades de cinza claro a branco. Localmente, são observados fragmentos para-autóctones e espécimes completos *in situ* dos gêneros *Cloudina* e *Corumbella* e possivelmente um molde em hiporrelevo positivo do gênero *Nimbia*. Em alguns exemplos analisados, ocorrem estruturas do tipo estilólitos com forma irregular em cúspide e, ocasionalmente, compondo sinuosidades com topo e bordas retilíneas em padrão denteado. A laminação plano-paralela é interpretada como gerada a partir de tração provocada por correntes de fundo em leito plano em regime de fluxo inferior.

Gn – *Grainstones* apresentando gradação normal.

Fácies disposta em camadas tabulares centimétricas apresentando grande extensão lateral, constituídas por grãos de carbonato detrítico de granulação fina na base e muito fina no topo, localmente gradando a *mudstones*. Os grãos apresentam baixo grau de arredondamento e são subesféricos. Nesta fácies, é comum a ocorrência de fragmentos de fósseis do gênero *Cloudina*. Em uma amostra, ocorre um molde externo centimétrico e alongado, sugerindo se tratar de um

icnofóssil pertencente ao icnogênero *Planolites*. Esta fácies é interpretada como gerada por fluxos desconfiados de fundo que apresentam desaceleração contínua para áreas mais distais.

B - Brecha calcífera com matriz (Fig. IV.03.C e D)

Camadas tabulares, decimétricas com grande extensão lateral. Caracterizam níveis de brechas clasto-suportadas, monomíticas, geralmente com fragmentos ripiformes de até 7cm da fácies **Gm**, **Gl** e **Mo** em arcabouço aberto a fechado. Apresentam matriz constituída por grãos carbonáticos na fração areia fina a grânulo, geralmente mal selecionados, pouco arredondados e com baixa esfericidade. Em alguns exemplos observados, os clastos ocorrem levemente imbricados, porém predominam fragmentos ripiformes compondo estruturas antiformais do tipo *tepee*. Estas, em geral, ocorrem truncadas e confinadas a níveis decimétricos entre camadas não brechadas.

Esta fácies é interpretada como produto de ressecamento por exposição subaérea de sedimentos carbonáticos de granulação silte e argila e esteiras microbianas. Este processo se dá através da formação de polígonos pela dissecação da superfície do sedimento e geração de inúmeras pequenas fraturas e espaços vazios. Essas cavidades são posteriormente preenchidas por cimento, usualmente de carbonato de cálcio e sais diversos, oriundo de águas meteóricas e salmouras marinhas que porventura percolem o sedimento (Assereto *et al.* 1976). O retrabalhamento dos fragmentos gerados durante a dissecação e fraturamento destes níveis por correntes e ondas pode gerar imbricamento e remobilização dos clastos ripiformes, ao passo que o sobrepeso gerado pelas camadas depositadas acima, pode causar truncamento das estruturas.

R – Ritmitos (Fig. IV.03.E)

Fácies constituída por camadas tabulares decimétrica a métricas que atingem espessuras de até 3m, lateralmente muito persistentes, marcadas pela intercalação rítmica de lâminas centimétricas de *ooidgrainstones* e *mudstones* maciços, ocasionalmente apresentando pequena fração terrígena e coloração verde ou vermelha. Os níveis oolíticos apresentam cor branca a cinza clara, moderada seleção e são constituídos por ooides de até 1,5mm, bem arredondados e com

alta esfericidade. Comumente, estes níveis apresentam-se intensamente recristalizados e dolomitizados, dificultando a observação dos grãos individualmente.

Depósitos formados pela intercalação dos processos de suspensão de lama carbonática em ambiente de energia reduzida e atuação de fluxos de fundo com competência para transportar sedimento até a fração areia média. A intensa recristalização nestes níveis dificulta a identificação de quaisquer estruturas diagnósticas de processos sedimentares mais particulares. No entanto, alguns níveis apresentam granodecrescência ascendente.

H - Laminação heterolítica em sedimentos carbonáticos (tipos *flaser*, *wavy* e *linsen*)

Camadas tabulares centimétricas a decimétricas marcadas pela alternância de arenitos carbonáticos finos com laminação cruzada e lâminas de *mudstones* depositados nas calhas das marcas onduladas ou recobrando o topo. A variação na razão de areia/lama carbonática determina os tipos *flaser* (2:1), *wavy* (1:1) e *linsen* (1:2).

Depósitos interpretados como produto da alternância de tração e decantação. A variação entre as proporções de areia e argila carbonáticas é função do predomínio de um ou de outro processo.

M – *Mudstones* (Fig. IV.03.F)

Camadas tabulares, lateralmente persistentes apresentando espessuras que variam desde centímetros até 8m. Fácies constituída por *mudstones* maciços, ocasionalmente com laminação sutil, apresentando coloração entre tons de amarelo, creme, cinza, roxo, verde e preto. Em escala petrográfica, ocasionalmente ocorre a presença de grãos de quartzo na fração fina a muito fina imersos em meio à matriz micrítica. Nos *mudstones* de coloração preta, que compõem espessos pacotes da Formação Cerro Curuzu, não ocorrem grãos detríticos siliciclásticos. Quando submetido a aquecimento, este litotipo apresenta típico odor de gás sugestivo da presença de betume.

Em geral, os *mudstones* são interpretados como depósitos gerados por decantação de lama calcária em condições de águas calmas. A presença ocasional de grão de quartzo nas frações areia muito fina a fina indica contribuições pouco significativas de aporte siliciclástico. Os *mudstones*

pretos são produto de decantação de em águas possivelmente mais profundas em condições de anoxia.

Mp – Margas com laminação plano-paralela (Fig. IV.03.G)

Fácies composta por camadas tabulares centimétricas a métricas de geometria tabular e persistência lateral em escala de afloramento. É caracterizada pela predominância de lama carbonática com grãos siliciclasticos de quartzo e micas na fração silte/areia muito fina. Em campo, esta fácies pode ser distinguida pela presença de sutil foliação desenvolvida pela recristalização de argilominerais e micas que formam planos destacados em meio à matriz carbonática. Apresenta coloração variando entre tons de vermelho, rosa e amarelo predominando, no entanto matizes esverdeados. Esta fácies é interpretada como produto da decantação de lama carbonática em águas calmas, influenciada pela entrada de fluxos homo ou hipopicnais responsáveis pelo transporte de sedimento terrígenos mais grosso até porções mais fundas da bacia.

O – Oncólitos (*mudstones*, Fig. IV.03.H)

Fácies caracterizada por camadas lenticulares ou tabulares com espessura decimétrica a decamétrica, muito variável lateralmente. Esta fácies é constituída por oncólitos de forma esferoidal irregular, localmente formando estruturas alongadas, lateralmente conectadas ou desconectadas. Os oncólitos variam de 2cm até máximos de 15cm no eixo de maior alongamento e comumente ocorrem cimentados por matriz micrítica ou envoltos por camadas da fácies **Mo**, que em geral recobre acompanhando a forma dos oncólitos. Pode ocorrer associada também a fácies **T**.

Oncólitos são pisólitos de origem algálica geralmente apresentando laminação concêntrica, por vezes irregular. São considerados estromatólitos esferoidais gerados por crescimento de comunidades microbianas controlado por exposição alternada das faces pelo processo de rolamento ou agitação constante da água.



Fig. IV.03 – Fácies sedimentares do Grupo Itapucumi (3). **A** – Detalhe de fácies de *grainstones* com laminação cruzada gerada por onda. Observar a dissimetria lateral do tipo *pinch and swell* (ponto 44). **B** – Fácies de *grainstones* com laminação plano-paralela e detalhe de estilólitos de dissolução com forma denteada e em cúspide (ponto 43). **C** – Detalhe de brechas calcífera apresentando clastos tabulares ripiformes localmente imbricados (ponto 44). **D** – Detalhe da fácies de brecha apresentando matriz micrítica (ponto 55). **E** – Vista de pacotes métricos de ritmitos (*oidgrainstones* e *mudstones*) da porção basal da Formação Cerro Curuzu (ponto 19). **F** – Detalhe de *mudstones* de coloração preta apresentando laminação incipiente (ponto 62). **G** – Margas de coloração verde apresentando laminação plano-paralela (ponto 39). **H** – Detalhe da fácies de oncólitos irregulares e arredondados (ponto 55).

T - Trombólitos (Fig. IV.04.A e B)

Esta fácies compõe camadas de geometria irregular e espessura centimétrica a métrica, podendo apresentar considerável variação lateral de espessura. São constituídas por estruturas maciças e dômicas ou irregulares em planta, separadas entre si por depressões interligadas ou não. As maiores formas apresentam comprimento e espessura decimétricas, ainda que sejam comuns camadas constituídas por trombólitos nodulares, irregulares centimétricos. Em perfil, estas camadas apresentam-se maciças ou com feição grumosa irregular e textura microcristalina. Nas áreas deprimidas que separam as elevações dômicas, é comum o preenchimento por lama carbonática e a presença de fragmentos arredondados, centimétricos de outros trombólitos ou microbialitos (Kennard & James 1986). A análise petrográfica destas rochas revelou a presença de grãos detríticos de areia quartzosa na fração muito fina entre as lamina irregulares que compõe os nódulos. Estes são constituídos por calcita espática recristalizada com estrutura maciça ou laminação sutil marcada pela intercalação de diversos níveis com textura grumosa. Este tipo de micro-estrutura pode ser atribuído a recristalização de camadas originalmente laminadas ou crescimento de cristais de sais causando a obliteração e rompendo a continuidade da laminação original (Turner *et al.* 2000).

Esta fácies é interpretada como gerada por comunidades de cianobactérias que compõem aglomerados aparentemente sem estruturação interna, porém apresentando micro-estrutura grumosa em lâmina petrográfica. O principal meio de crescimento destas formas é a calcificação *in situ* dos organismos, gerando áreas com microrrelevo extremamente irregular. Estas associações microbianas ocorrem disseminadas e geralmente desconectadas, o que impede a formação de esteiras e possibilita a decantação de lama carbonática e detritos entre as elevações dômicas.

Mo - Microbialito ondulado (*mudstones*, Fig. IV.04.C, D e E)

Camadas decimétricas, tabulares, de estromatólitos estratiformes apresentando lâminas de espessura inferior a 1mm e espaçamento uniforme. Coloração branca e cinza clara. Localmente, camadas laminadas encontram-se lateralmente rompidas e com fragmentos recurvados ou irregulares da própria fácies, cimentados por material espático microcristalino. O rompimento

acompanhando o acamamento pode conferir a estes níveis a aparência de brecha com clastos em *rip-up*. Estruturas interpretadas como fruto de atividade microbiana em esteiras em condições de águas rasas, moderadamente agitadas e com alta taxa de nutriente (meso a supra-maré). Os níveis com laminação rompida e feição brechada são interpretados como produto de ressecamento por exposição subaérea com posterior retrabalhamento por correntes subaquosas ou re-estabelecimento de comunidades microbianas sobre estes níveis.

Ec - Estromatólitos colunares do gênero *Conophyton* (Fig. IV.04.F, G, H)

Esta fácies compõe uma única camada de espessura de até 15m constituída por estromatólitos calcíticos do grupo *Conophyton*. Esta assembleia é caracterizada por formas subcilíndricas, digitadas, não ramificadas, com sutil laminação cônica cujas porções apicais indicam o topo. Em cortes horizontais, perpendiculares ao eixo de maior alongamento, apresentam estruturas concêntricas regulares. Ocasionalmente, apresentam-se muito recristalizados, o que dificulta a observação da forma e características diagnósticas. A coloração varia entre tons de rosa, vermelho-claro e cinza-claro a escuro.

Estromatólitos colunares digitados pertencente ao gênero *Conophyton* são interpretados como estruturas bioinduzidas associadas à precipitação de lama micrítica devido à atividade orgânica de cianobactérias. Este grupo geralmente prefere instalar-se e constituir biohermas abaixo do nível de base de ondas de tempo bom em ambiente de infra-maré (Poiré 1987, 2002).

IV.2 Associações de fácies

A caracterização dos sistemas deposicionais do Grupo Itapucumi se baseou no agrupamento das fácies sedimentares e seus processos formacionais. A interrelação dos mecanismos de transporte e deposição, expressa por sete distintas associações de fácies, foi a base na definição de ambientes sedimentares (Walker & James 1992). Outros parâmetros importantes para este fim incluem a definição das superfícies limitantes das diferentes associações, bem como considerações quanto a geometria, espessura e arquitetura das sucessões estudadas.

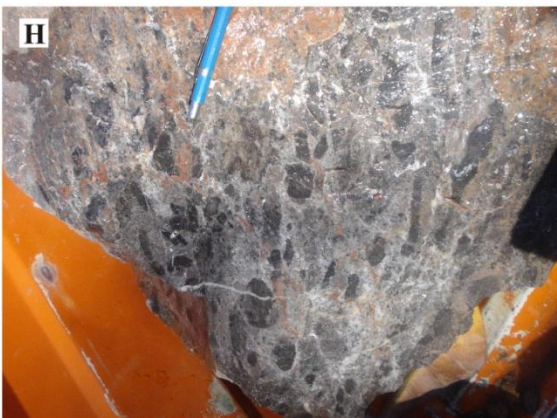


Fig. IV.04 – Fácies sedimentares do Grupo Itapucumi (4). **A** – Trombólitos apresentando padrão em domos e calhas. Observar a presença de *mudstones* com fragmentos depositados nas depressões entre as porções elevadas (ponto 56). **B** – Detalhe de trombólitos centimétricos irregulares localmente com textura rugosa cerebroide (ponto 42). **C** – Fácies de microbialitos constituídos por lâminas lateralmente contínuas ou rompidas, ocasionalmente apresentando recurvamentos (ponto 44). **D** - Detalhe da fácies de microbialitos evidenciando a laminação fina e, na porção superior da foto, a associação com a fácies de brechas ripiformes (ponto 55). **E** – Detalhe das laminações microbialíticas apresentando suave deformação tectônica. **F** – Detalhe dos estromatólitos do gênero *Conophyton* presentes na base da Formação Camba Jhopo. Cortes perpendiculares e oblíquos ao eixo de crescimento dos fósseis: notar a forma losangular a ovalada das colunas e o preenchimento interno por calcita espática vermelha devido à pigmentação por óxido/hidróxido de ferro. **G** e **H** – Cortes longitudinal e oblíquo à elongação das colunas de *Conophyton* sp. É possível observar estruturas de forma próxima a tubular, irregulares e, localmente contorcidas, devido à presença de recristalização associada à deformação.

A definição dos sistemas deposicionais particulares também foi, de maneira tentativa, balizada pela comparação com ambientes modernos e neoproterozoicos descritos na literatura. Ressalta-se que, apesar do registro sedimentar de um dado sistema, ou sistemas deposicionais, não serem restritos aos limites litoestratigráficos das formações em si, notou-se que esta relação se fez válida para boa parte da porção média do Grupo Itapucumi (formações Camba Jhopo e Tagayita Guazu), como será detalhado no capítulo seguinte.

Neste capítulo, são também apresentadas as seções estratigráficas levantadas para o Grupo Itapucumi, nas quais estão representados os diferentes litotipos e estruturas presentes, compondo as fácies sedimentares representadas por siglas (*sensu* Miall 1996). Em alguns exemplos, os dados de contagem de clastos/proveniência e paleocorrentes são mostrados à direita da seção, sempre acompanhados de rosetas e informações como espaço amostral, desvio padrão, azimute médio e fator de consistência estatística. A seção composta do Grupo Itapucumi em seus domínios de Faixa Dobrada e Cobertura Cratônica (Fig. IV.05) foi realizada com base na identificação de superfícies com significado estratigráfico (como discordâncias), padrão de associação de fácies e arquitetura dos diferentes litossomas. É importante ressaltar que no domínio em que as rochas encrontram-se localmente tectonizadas, o reconhecimento dos parâmetros de correlação estratigráfica foram dificultados. Desta maneira, apesar da seção integrada representar o empilhamento da sucessão como um todo, esta possivelmente deve apresentar pequenas variações de espessura entre a base e topo de pacotes cujos limites não são expostos. Como será explicitado adiante, o Grupo Itapucumi apresenta uma associação de fácies siliciclástica em sua base que é sucedida por uma sucessão caracterizada por seis associações carbonáticas e mistas associadas à deposição em um sistema de plataforma carbonática do tipo rampa barrada (James & Kendall 1992, Wright & Burchette 1998).

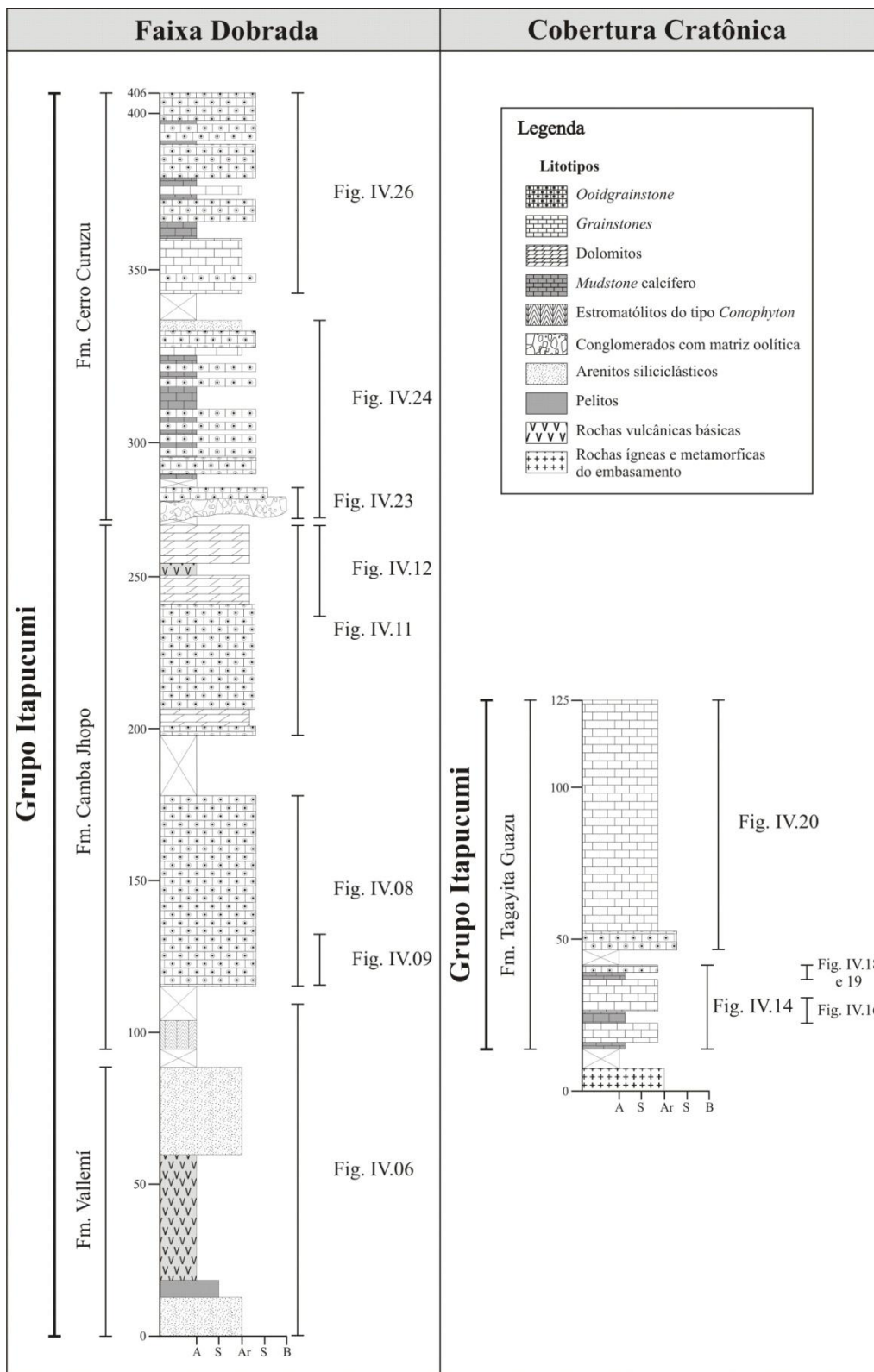


Fig. IV.05 – Seção composta do Grupo Itapucumi nos domínios de Faixa Dobrada e Cobertura Cratônica.

IV.2.1 Associação de fácies da base do Grupo Itapucumi (Formação Vallemí)

A Formação Vallemí é a unidade basal do Grupo Itapucumi e é composta predominantemente por sedimentos siliciclásticos e possíveis rochas vulcânicas básicas. Ocorre de maneira muito restrita na área de estudo, principalmente como exposições limitadas abaixo da cota 110 na base da mina da INC em Vallemí (Fig. IV.06) e como afloramentos pequenos na meia encosta do primeiro morro da localidade de Tres Cerros. Na localidade de Puerto Itaguá foram também encontrados afloramentos restritos de pelitos vermelhos laminados e arenitos finos maciços, atribuídos aos estratos de topo da Formação Vallemí. Em Puerto Itapucumi foram observados alguns poucos furos de sondagem rotativa nos calcários da Formação Camba Jhopo indicando a presença de sedimentos siliciclásticos em subsuperfície. A análise destes testemunhos incompletos possibilitou alocar essas rochas também na porção superior da Formação Vallemí que ocorre em profundidades superiores a 40m. Neste local, devido ao mergulho pronunciado para NE (~40°), é possível que na porção sul da faixa aflorante ocorram litotipos da unidade supracitada, no entanto, sua presença não foi confirmada.

Ao leste do rio Paraguai, a unidade incide como faixas delgadas e longitudinais que margeiam a extensa área de exposição de rochas calcárias da Formação Tagayita Guazu a nordeste e leste da Estância Bello Horizonte e também a nordeste da Colônia Sargento Lopez. Neste última localidade, os sedimentos da Formação Vallemí aparentemente apresentam continuidade para o lado brasileiro do Bloco Rio Apa, possivelmente em conformidade com a Formação Cerradinho, unidade basal do Grupo Corumbá.

Devido às condições escassas de afloramento da Formação Vallemí não foi possível delinear com precisão relações laterais e arquiteturais da unidade como um todo. As principais exposições encontram-se deformadas, como é o caso da mina da INC em de Vallemí, ou não apresentam continuidade lateral e vertical que possibilitem a observação de variações faciológicas marcantes, tipo de contato entre camadas e padrões de empilhamento. Em virtude desta restrição, foi descrito número reduzido de fácies, predominando quartzoarenitos ou arenitos feldspáticos, organizados em séries de estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte (fácies **Aca**), arenitos maciços ou apresentando laminação cruzada por onda (fácies **Am** e **Alo**, respectivamente) com intercalações pelíticas e heterolíticas subordinadas (fácies **Hs**, **Pm** e **Pl**). As camadas decimétricas e métricas de arenitos apresentam geometria lenticular e são caracterizadas pela baixa seleção, ocorrência de fragmentos líticos e feldspatos, presença de grãos

angulosos, medianamente a pouco arredondados. Localmente também é possível observar feições de corte e preenchimento em camadas com base erosiva, sugerindo deposição subaquosa em sistemas de canais.

O pacote de rochas vulcânicas básicas de aproximadamente 40m que ocorre intercalado à sucessão sedimentar da Formação Vallemí ocorre unicamente nas cotas inferiores da pedreira da INC em Vallemí. Em virtude das condições de afloramento, não foi possível precisar a geometria do corpo de rocha, no entanto, estima-se que seja tabular e que apresente contato normal e concordante com as camadas de arenitos e pelitos verticalmente contíguos. As rochas básicas podem ser classificadas como basaltos maciços, de textura afanítica a fanerítica muito fina, inequigranulares e com coloração cinza-escuro a preta. Sob microscópio, apresentam textura holocristalina intergranular a intersetal (Fig. IV.07.A) com cristais euédricos a subédricos de andesina-labradorita com maclamento polissintético (~ 60% modal) envolvidos em matriz muito fina composta por grãos de piroxênio (augita e pigeonita), anfibólio e vidro vulcânico (~ 35% modal). Ocorrem subordinadamente grãos de minerais opacos não identificáveis e minerais como titanita e olivina em fração modal inferior a 5% da rocha. A presença de cristais em granulação muito fina em meio a vidro vulcânico pode ser indicativa de polinucleação e crescimento rápido de cristais em condições de superesfriamento. No entanto, é difícil precisar se este se deu em superfície na forma de derrame ou como um corpo intrusivo do tipo *sill* em profundidade reduzida. Neste caso, esses basaltos poderiam estar associados à colocação de rochas alcalinas, ultrabásicas e básicas triássicas da Suíte Fecho dos Morros no Brasil, denominadas de Formação Cerrito no Paraguai (Palmieri 2000).

Sobrepostos ao corpo de rocha básica e às fácies predominantemente arenosas da base da Formação Vallemí, ocorrem camadas pelíticas, maciças ou finamente laminadas, cuja geometria em escala de afloramento não é observável. Este pacote alcança espessuras superiores a 20m e pode ser facilmente distinguido em campo pela presença das fácies **Pm** e **Pl** (subordinadamente, intercalações de **Al**) apresentando coloração vermelha característica.

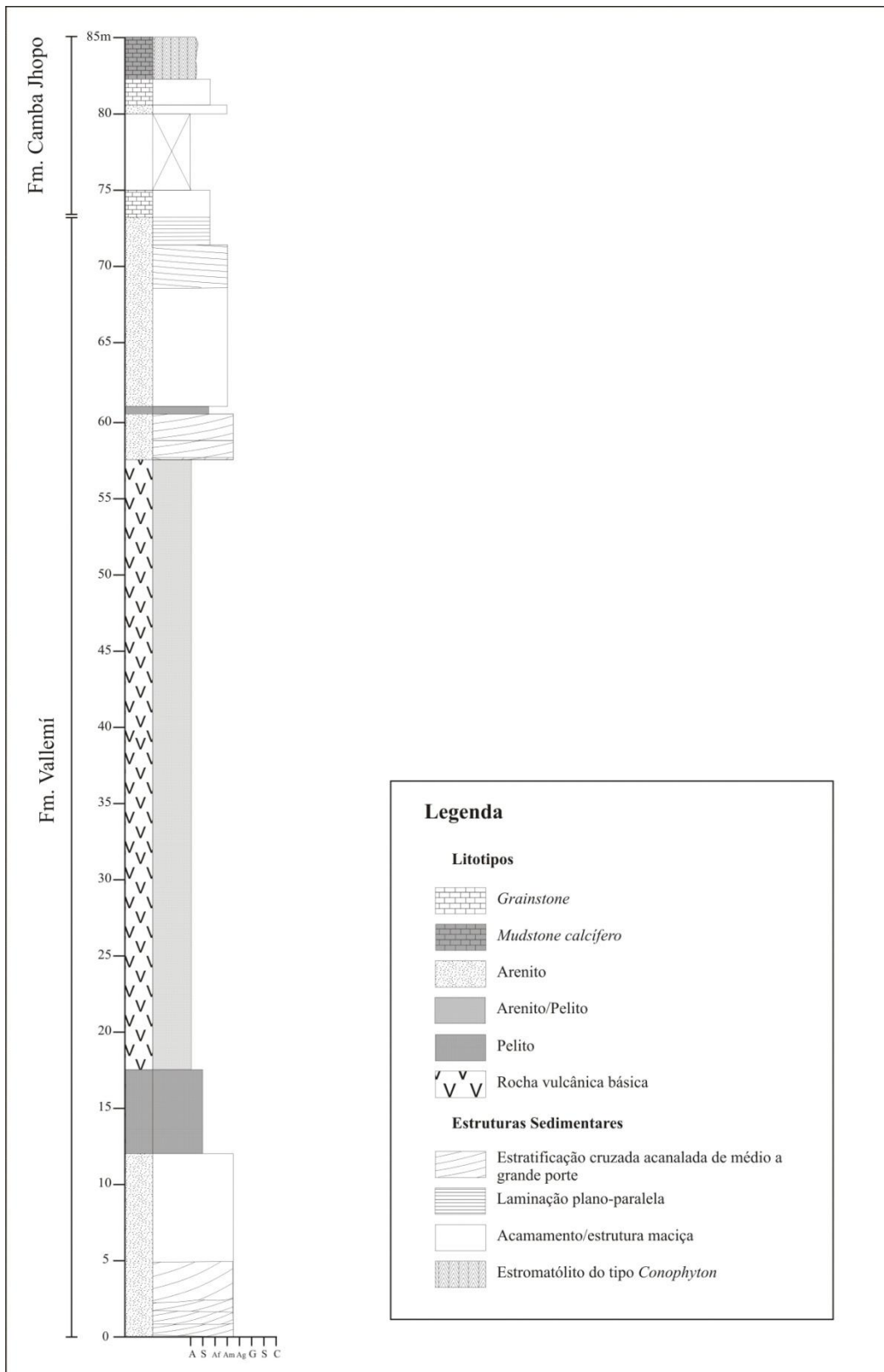


Fig. IV.06 – Seção colunar da Formação Vallemí e calcários estromatolíticos da Formação Camba Jhopo na mina da INC (ponto 53).

Em virtude de sua expressão em área, feições particulares e mapeabilidade (incide em Tres Cerros, Pedreira de Vallemí e Porto Itapucumi), este pacote pode ser utilizado regionalmente como marco estratigráfico do topo da Formação Vallemí.

Na seção estratigráfica de Tres Cerros (Fig. IV.08) a análise dos planos de acamamento das rochas revelou que as fácies **Pm** e **PI** apresentam estruturas poligonais semelhantes a gretas de ressecamento (Fig. IV.01.B). Estas formas apresentam bordas retilíneas e são constituídas por placas de argilitos delimitadas por material essencialmente arenoso de granulação fina. A análise em perfil das estruturas revelou que as cavidades preenchidas por areia apresentam perfil em “V” associado com pequeno recurvamento côncavo-convexo das paredes dos polígonos de argila (*mud curls*), sugerindo tratarem-se de gretas de ressecamento geradas por contração e perda de fluídos durante exposição subaérea (Tanner 1998). A associação das fácies pelíticas gretadas com a fácies de arenitos com laminação cruzada por onda e com laminação heterolítica (fácies **Alo** e **Hs**) indica a intercalação de processos subaquosos quando na formação desta estrutura e eventos de exposição de sedimento argiloso inconsolidado. A cor vermelha destas rochas também sugere deposição em condições oxidantes em lâmina d’água de espessura reduzida.

A fácies **Alo** apresenta lâminas de silte recobrimdo topo e calha de marcas onduladas (Fig. IV.07.B), apresentando textura superficial enrugada (Fig. IV.07.C), laminação submilimétrica em perfil e padrão de cristas e calhas alongadas milimétricas, sinuosas e desconectadas (Fig. IV.07.D). Na maior parte das amostras analisadas é possível notar certo alinhamento das cristas em duas direções, sendo que uma é sempre predominante. Localmente também é observa-se que a interligação das cristas se dá por bifurcações irregulares, formando um padrão do tipo colmeia (“*honey-comb*”, Fig. IV.07.B), com pequenos domos e depressões desenvolvidas em epirelevo positivo e negativo.

É importante ressaltar que estas feições ocorrem em ao menos três diferentes camadas intercaladas com arenitos da fácies **Alo** (Fig. IV.08). O conjunto das feições descritas permite associá-las com marcas do tipo “*wrinkle*”, comuns em sedimentos neoproterozoicos e cuja gênese ainda é motivo de controvérsia. A associação das *wrinkles* com outras feições enigmáticas em sedimentos siliciclásticos, tais como estruturas tipo pele de elefante (“*elephant skin*”), formas tipo *Kinneyia* e fragmentos de areia intraclásticos tipo “*sand chips*”, tem atualmente suscitado dúvidas se o mecanismo formacional destas feições é de caráter orgânico ou sedimentar (Porada & Bouougri 2007). Estruturas de sobrecarga em tamanho milimétrico e aspecto superficial enrugado

em *adhesion ripples* geradas por acreção de agregados de areia eólica umidecida também têm sido englobadas como marcas do tipo “*wrinkles*”. Segundo Porada & Bouougri (2007) a terminologia *wrinkle marks* seria distinta de *wrinkle structures*, já que a primeira remete a quaisquer tipos de estruturas enrugadas geradas por processos físicos (interferência de correntes e sobrecarga sedimentar) e a segunda, por sua vez, caracteriza estruturas do tipo *Kinneyia*, sabidamente de origem biológica (Hagadorn & Bottjer 1997, Porada *et al.* 2008). Desta forma, a utilização do nome “*wrinkle structures*” pode ser considerada exclusiva de feições associadas à atividade biológica em esteiras microbianas sendo, na acepção de Porada & Bouougri (2007), aplicada exclusivamente para *Kinneyia* e estruturas do tipo *Elephant Skin*.

As *wrinkle structures*, especialmente as do tipo *Kinneyia*, são interpretadas como produto da colonização de esteiras microbianas sobre sedimento siliciclástico necessariamente em condições fóticas em sistemas de supra e intermaré, ambiente no qual esses microorganismos ocorrem atualmente (Teichert 1970, Kopaska-Merkel & Grannis 1990, Hagadorn & Bottjer 1997, Porada & Bouougri 2007). É importante ressaltar que em exemplos modernos estas esteiras são predominantemente constituídas por organismos fotossintetizantes, notadamente cianobactérias filamentadas que somente conseguem instalar-se e desenvolver-se em ambientes de baixa energia com profundidade inferior a 0,8m (Porada *et al.* 2008), com pouca ou nenhuma sedimentação e bioturbação e cuja granulação do sedimento de fundo varie entre 0,2 a 0,02mm (areia fina a silte). Supostamente, o processo de formação de uma esteira coesiva e de superfície irregular sobre o substrato possibilita o acúmulo de partículas orgânicas, argilas e minerais pesados sobre a camada de mucilagem externa. Após o recobrimento destas esteiras e a litificação do sedimento, a clivagem do material predominantemente argiloso e fragmentos detríticos de filossilicatos depositados no plano do acamamento, possibilitam a observação dos horizontes enrugados das antigas esteiras (Hagadorn & Bottjer 1997). Para Porada *et al.* (2008), algumas estruturas tipo *Kinneyia* não seriam exclusivamente induzidas por mecanismos biológicos, mas refletiriam processos hidráulicos atuando sobre esteiras microbianas responsáveis pelo aumento de coesão do sedimento de fundo. Neste modelo, o sedimento inconsolidado localizado abaixo da esteira pode ser fluidificado e remobilizado pela ação de fluxos de fundo se alinhando paralelamente à direção da corrente. Este mecanismo explicaria o padrão de cristas mais ou menos alinhadas que se assemelham a pequenas marcas de onda de escala milimétrica observadas em muitos exemplos

de *Kinneyia*, semelhantes em forma, composição litológica e contexto sedimentar às aquelas observadas nas lâminas de silte que recobrem a fácies **Alo** (Fig. IV.07.C).

A ausência de foliação, crenulação, clivagem penetrativa, deformações e minerais neoformados indica que as estruturas descritas como *Kinneyia* não foram geradas por metamorfismo. Da mesma maneira, não foram também observadas feições sugestivas de sobrecarga, como estruturas do tipo “*pillow and flame*” e injeções de sedimento argiloso nos arenitos subjacentes. Por outro lado, a análise visual e petrográfica possibilitou identificar que a porção inferior dos níveis enrugados apresenta sutil laminação submilimétrica, o que reforçaria a origem orgânica das estruturas observadas (Hagadorn & Bottjer 1997).

Em toda sucessão sedimentar da Formação Vallemí, quaisquer inferências que possam levar à definição de associações de fácies particulares deve ser feita de maneira criteriosa. Deste modo, apesar da presença de estruturas geradas por exposição subaérea e bioinduzidas (gretas de ressecamento e *Kinneyia*) e fácies comumente associadas a sistemas dominados por maré (**Aca**, **Alo**, **Am**, **Hs**, **Pm** e **Pl**) é difícil afirmar com segurança as condições fisiográficas e deposicionais que geraram os estratos de topo da Formação Vallemí. Ainda que pese a ausência de afloramentos significativos e variação de fácies sedimentares nos estratos de topo da unidade, a presença de *Kinneyia* associada à fácies **Alo** indica necessariamente condições de sedimentação subaquosa, dada a improbabilidade de instalação de colônias microbianas em ambientes continentais subaéreos no período ediacarano (Hagadorn & Bottjer 1997, McCall 2006). A presença destes organismos também sugere condições de águas pouco profundas e sem turbulência significativa, o que é também reforçado pela presença de gretas de ressecamento em fácies verticalmente contíguas. É importante ressaltar também que a maior parte dos exemplos de *Kinneyia* estudados ocorrem em fácies sedimentares depositadas em sistemas de perimare (Hagadorn & Bottjer 1997, Porada & Bouougri 2007, Porada *et al.* 2008), principalmente em períodos de calma após a deposição de camadas de eventos associadas a cheias, marés anômalas e tempestades. Nesse contexto, as camadas de arenitos acanalados constituídas pela fácies **Aca** poderiam estar associadas a barras arenosas em canais depositadas em condições de inter a sub maré. As fácies heterolíticas e constituídas por arenitos com laminação cruzada seriam representativa de sedimentação alternada em planícies arenosas ou mistas de intermaré sujeitas à ciclicidade das correntes de cheia e vazante. As fácies pelíticas depositadas por decantação (**Pm** e

PI) associadas a gretas de contração ocorreriam associadas a planícies de lama em condições de baixa energia de supramaré.

É importante ressaltar, no entanto, que este modelo simplificado somente reflete uma tentativa de relacionar a associação de fácies e estruturas observadas a um dado contexto deposicional. Informações que poderiam ser obtidas a partir de sucessões mais completas auxiliariam sobremaneira no correto posicionamento fisiográfico da associação fácies aqui descrita dentro de um determinado sistema deposicional.

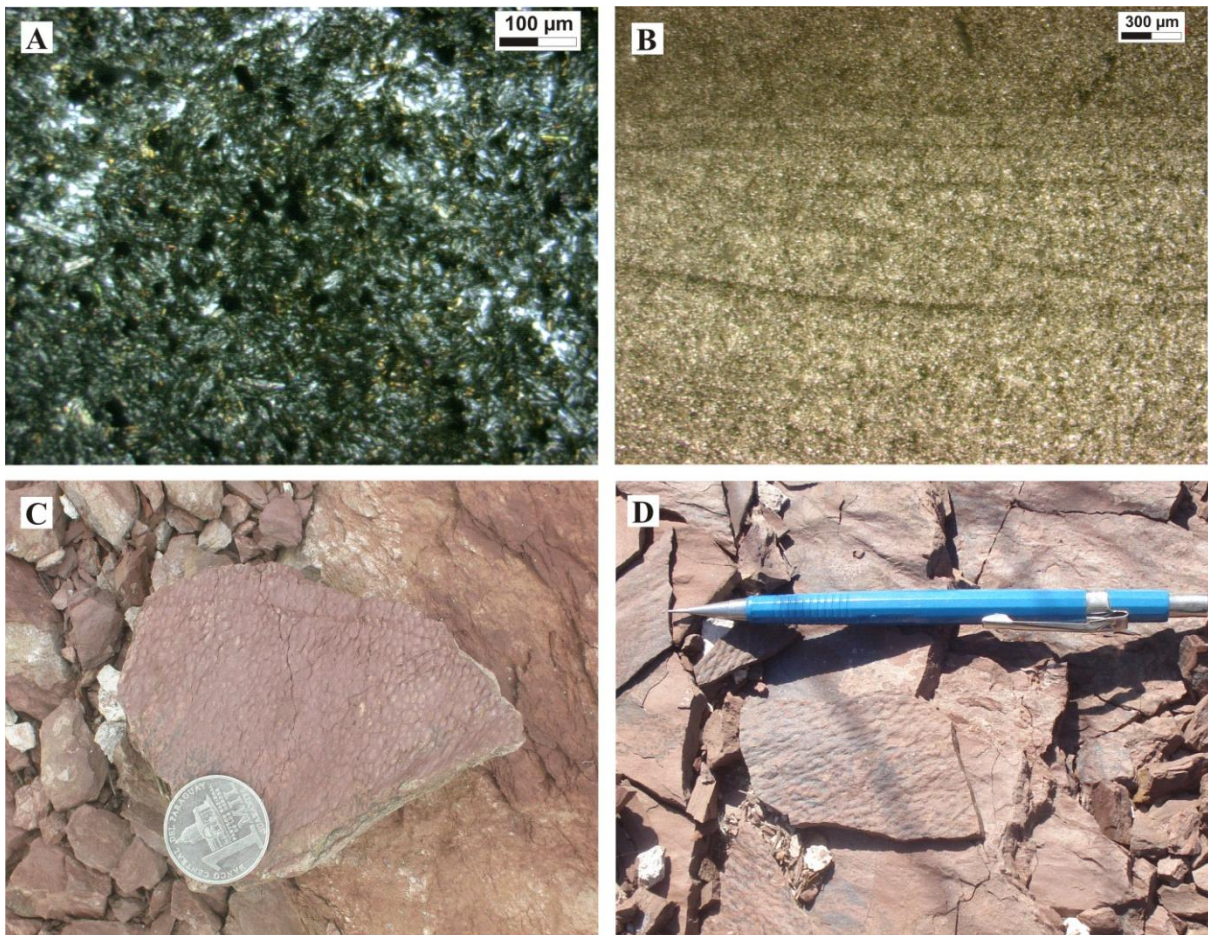


Fig. IV.07 – Fácies vulcânicas e siliciclásticas da Formação Vallemí. **A** – Seção petrográfica dos basaltos da Formação Vallemí. Notar a textura holocristalina intergranular a intersetal e cristais ripiformes de plagioclásio (10X de aumento, polarizadores cruzados, ponto 53). **B** - Seção petrográfica da fácies **A1o**, mostrando a laminação cruzada em areia muito fina recoberta por filmes de silte (2,5X de aumento, polarizadores descruzados, ponto 53). **C** – Estruturas do tipo *Kinneya* apresentando enrugamentos em padrão do tipo colmeia (ponto 28). **D** - Detalhe de estruturas do tipo *Kinneya* na fácies **PI** e em lâminas de siltito que recobrem a forma de leito da fácies **A1o** (ponto 28).

IV.2.2 Rampa média - Associação de fácies de cordão litorâneo oolítico (Formação Camba Jhopo)

Sobrepostos em discordância erosiva às rochas siliciclásticas da Formação Vallemí ocorrem cerca de 180m de sedimentos essencialmente carbonáticos e dolomíticos pertencentes à Formação Camba Jhopo. Esta unidade apresenta extensão em área restrita, porém constitui a maior parte dos depósitos essencialmente carbonático e dolomíticos do Grupo Itapucumi nas margens do rio Paraguai.

As exposições mais significativas das rochas da Formação Camba Jhopo ocorrem sob a forma de pequenas elevações topográficas (colinas e morros arredondados) que acompanham, grosso modo, a direção N-S do curso do rio Paraguai nas cercanias das localidades de Cerro Tigre, Tres Cerros, Cerro Morado e puertos Fonciere, Itaquá, Guyrati e Puerto Itapucumi. Nesses locais, os melhores afloramentos encontram-se em pequenas pedreiras e cavas utilizadas para a extração de brita e material para a produção de cal. Em linhas gerais, as camadas apresentam metamorfismo baixo (zona da clorita) ou ausente e encontram-se basculadas com mergulho suave de até 15° para SW. Na pedreira principal da INC, a Formação Camba Jhopo apresenta-se muito deformada e recristalizada, o que praticamente inviabiliza a observação de estruturas sedimentares e a definição de parâmetros como espessura e relação de contato com as outras formações verticalmente contíguas. Na pedreira de Tres Cerros, o contato basal da Formação Camba Jhopo com a Formação Vallemí é evidenciado pela presença de camadas decamétricas de pelitos laminados vermelhos gretados e arenitos finos com laminação cruzada por onda (fácies **P** e **Aco**) subjacentes à camadas de *ooïdgrainstones*. O contato entre as duas unidades é do tipo discordante erosivo, caracterizado por brusca mudança composicional e faciológica (siliciclástico/carbonático) e caráter irregular.

Em linhas gerais, a Formação Camba Jhopo em sua área aflorante é essencialmente carbonática, constituída *ooïdgrainstones* organizados em camadas apresentando acamamento maciço ou estratificação cruzada. De maneira subordinada, ocorrem ainda estromatólitos do gênero *Conophyton* na base da unidade (Fig. IV.06) e camadas descritas como *tepees*, no topo (Fig. IV.08). Na localidade de Puerto Fonciere e nas cercanias da cidade de Vallemí, ocorrem também afloramentos caracterizados pela presença de pacotes intensamente dolomitizados de

coloração rosa ou branca, com grande extensão lateral e espessura decamétrica. Os levantamentos realizados na pedreira principal da INC e nos cerros Pucu e Santa Helena evidenciaram que essas camadas apresentam espessuras de até 50m e estão restritas à porção superior da unidade, próximo ao contato com a Formação Cerro Curuzu.

Na base da sucessão sedimentar estudada ocorre uma camada de até 10m constituída por estromatólitos colunares digitados possivelmente pertencente ao gênero *Conophyton* (fácies **Ec**). Tais estruturas bioinduzidas são associadas à precipitação de lama micrítica devido à atividade orgânica de cianobactérias abaixo do nível de base de ondas de tempo bom em condições de inframaré (Poiré 1987, 1990, 2002). Entretanto, a ocorrência de *Conophyton* somente pôde ser confirmada na mina da INC, local no qual os calcários apresentam intenso grau de deformação e recristalização, o que dificulta a observação das estruturas colunares e sua geometria. Desta maneira, possíveis alterações em feições morfológicas que poderiam indicar variações em parâmetros ambientais, como características hidrodinâmicas e variações nas taxas de sedimentação (Semikhatov *et al.* 1979, Andres & Reid 2006), não puderam ser aferidas.

Aparentemente, este pacote basal é sucedido por uma sucessão com espessura estimada de até 130m constituída basicamente por camadas decimétricas a métricas de *ooidgrainstones* organizados em séries de cruzadas acanaladas de médio e grande porte (fácies **Oca**) e apresentando estratificação cruzada tabular de pequeno a médio porte (fácies **Oct**). Na base destas, é comum a presença de contato erosivo associado a níveis decimétricos de brechas (fácies **Ocg**), constituídas por clastos sub-arredondados compostos por fragmentos da fácies **Oca**, oncoides, bioclastos e intraclastos centimétricos. Localmente, ocorrem também camadas compostas pela fácies de *ooidgrainstones* sem estruturação interna (**Om**), cuja feição maciça é atribuída ao intenso grau de recristalização em determinados níveis. Todo este pacote constitui cerca de 70% em espessura da Formação Camba Jhopo e ocorre de forma representativa na localidade de Tres Cerros (Fig. IV.08) e em afloramentos de menor expressão em Cerro Tigre, Cerro Morado e puertos Fonciere, Itaquá e Guyrati.

Na seção estratigráfica realizada na pedreira de Cerro Morado (Fig. IV.09), a sucessão basal da Formação Camba Jhopo destoa da observada em Tres Cerros, iniciando-se por 5m de *ooidgrainstones* dispostos em camadas tabulares de espessura centimétrica a decimétrica. Localmente, as camadas tabulares apresentam continuidade lateral por dezenas de metros e se lenticularizam amalgamando-se e conferindo aparência tabular ao conjunto dos estratos.

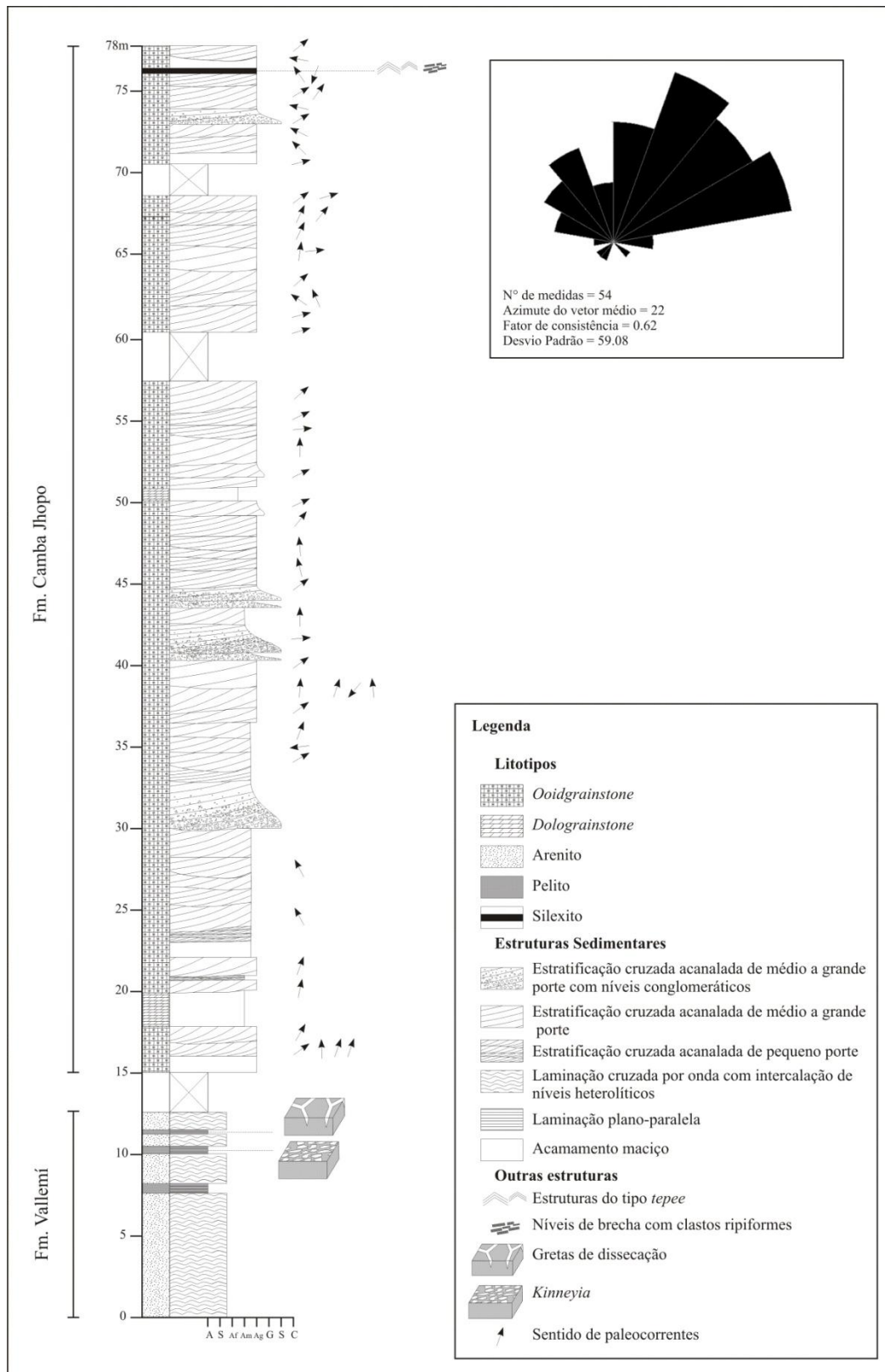


Fig. IV.08 – Seção colunar do contato entre as rochas siliciclásticas da Formação Vallemí e calcários oolíticos da Formação Camba Jhopo em Tres Cerros (pontos 25, 26, 27, 28 e 29).

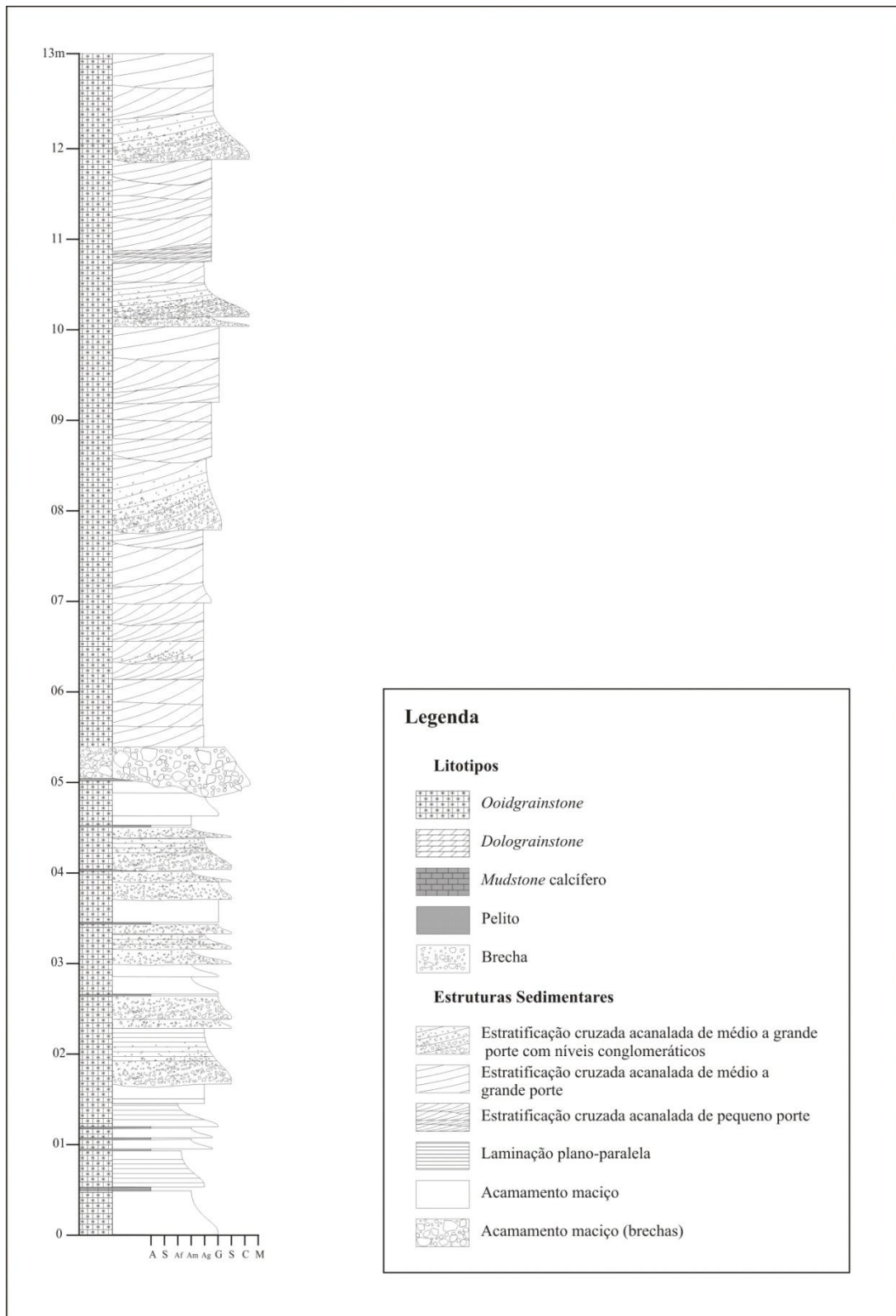


Fig. IV.09 – Seção colunar de depósitos de calcários oolíticos basais da Formação Camba Jhopo (ponto 52).

As camadas de *ooidgrainstones* geralmente apresentam laminação plano-paralela associada à gradação normal, com ooides nas frações seixo e granulo na base, passando a areia média no topo (fácies **Ogn**). Intercalados às camadas da fácies **Ogn** ocorrem níveis pelíticos lenticulares maciços e centimétricos (fácies **Pm**) que apresentam extensão lateral de até 30m. A sucessão de camadas tabulares com gradação normal é sucedida por 7,5m da fácies **Oca**, marcada pela presença de depósitos acanalados métricos que erodem as camadas subjacentes. Do ponto de vista textural e petrográfico, a fácies **Ogn** se assemelha à fácies **Oca**, no entanto é marcante a presença de seixos arredondados e sub-esféricos de material micrítico e peloidal na primeira. É importante ressaltar que sobre os depósitos das fácies **Ogn** e **P**, a sucessão torna-se monótona novamente, com o predomínio das fácies **Oca** e **Ocg**.

Petrograficamente, em praticamente todas as fácies onde estão presentes os ooides estes apresentam até 2mm de diâmetro (fração areia muito grossa a grânulo), são bem a moderadamente selecionados, com arredondamento médio a alto, alta esfericidade e forma esférica a elipsoidal (Fig. IV.10.A). Em algumas amostras foram encontrados grãos com até 3 mm de diâmetro, indicando tratarem-se de pisoides ou ooides gigantes (Summer & Grotzinger 1993). A análise petrográfica evidenciou que os *ooidgrainstones* são em geral grão suportados, com abundante cimento esparítico recristalizado na fração areia fina a grossa. Em quase todas as amostras analisadas foi possível observar grande quantidade de grãos com estrutura interna preservada apresentando laminação concêntrica ou, raramente, sutil recristalização fibro radiada. Em exemplos metamorfisados ou intensamente recristalizados, não é possível visualizar núcleo e estrutura interna dos ooides, restando apenas fantasmas e vestígios das camadas externas dos grãos. Nos ooides com núcleos preservados são predominantes os grãos muito finos angulosos e pouco arredondados de calcário calcítico e, subordinadamente, quartzo (Fig. IV.10.A). Em alguns dos exemplos observados foram também constatados grãos polinucleados.

Fragmentos tabulares moderadamente arredondados (Fig. IV.10.C e D) apresentando núcleos micríticos ou de calcita espática recristalizada recobertas por capas concêntricas irregulares de lamina calcíticas bem definidas são interpretados como oncoideose ocorrem em associação com grãos do tipo *grapestones*. Ocorrem até a fração seixo e são interpretados como produto do crescimento de filmes microbianos em superfícies de fragmentos que são constantemente expostas pelos processos de rolamento e rotação mecânica devido a ação de correntes ou ondas.

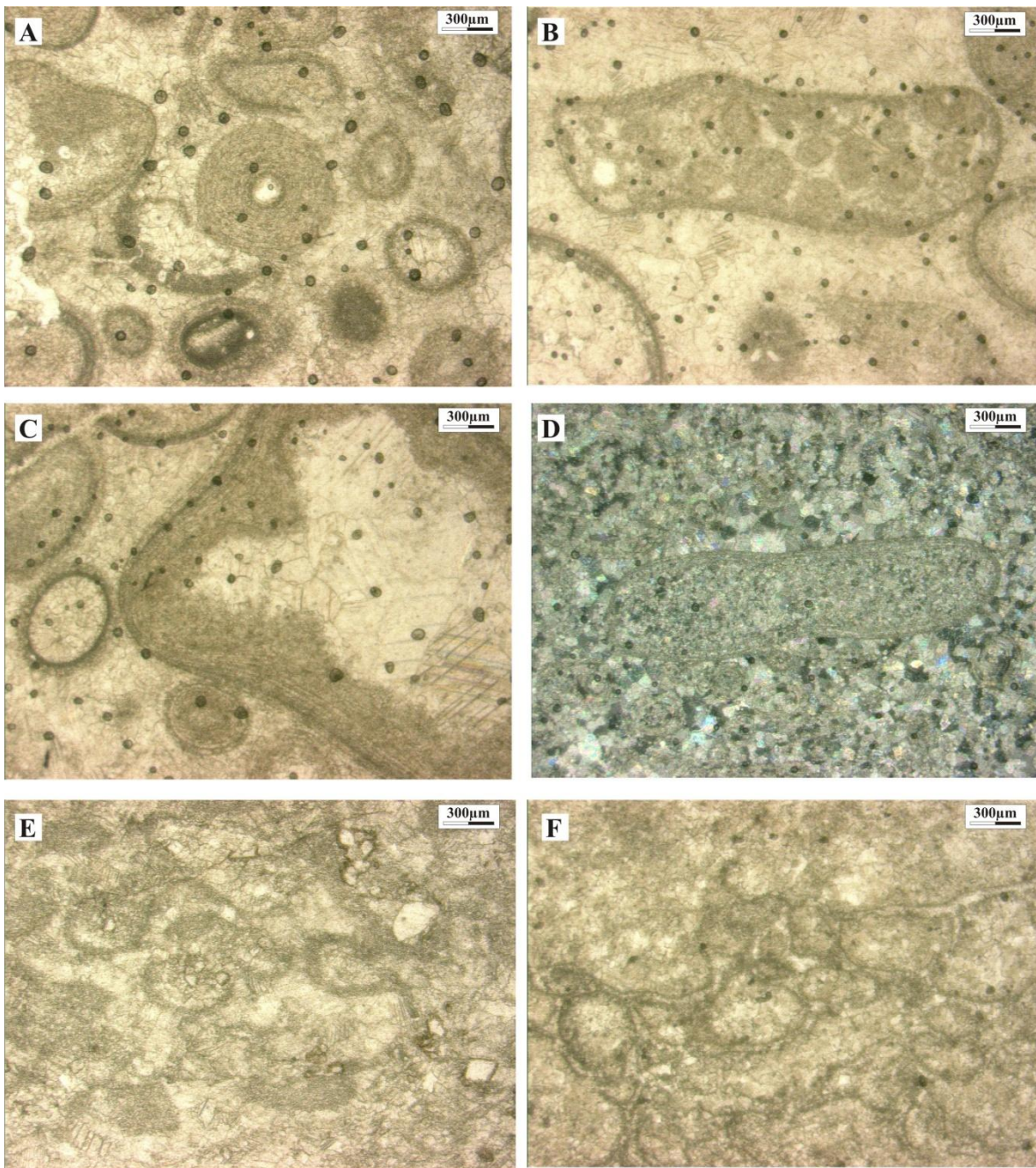


Fig. IV.10 – Imagens de seções delgadas dos calcários e dolomitos da Formação Camba Jhopo. **A** – Ooides apresentando núcleos de grãos de quartzo e calcita e laminação interna concêntrica. Notar presença de grão de pelóide abaixo do oólito central da foto. **B** – Detalhe de grão intraclástico do tipo *grapestone*. **C** – Fragmento de oncólito apresentando laminação concêntrica irregular. **D** – Detalhe de oncóide em meio a cimento de calcita espática. **E** – *Ooidgrainstones* parcialmente dolomitizados. Atentar para a presença de fantasmas de ooides e cristais idiomórficos de dolomita na porção direita da foto. **F** – *Ooidgrainstones* intensamente dolomitizados apresentando porções maciças e bordas sugestivas de ooides reliquiares. Todas fotos com 10X de aumento, foto **D** com polarizadores cruzados.

Os bioclastos, da mesma maneira como os oncólitos e intraclastos também compõem o arcabouço da fácies **Ocg** e foram considerados como quaisquer fragmentos originários de estruturas orgânicas ou bioinduzidas erodidas. Estes são menos abundantes que os outros tipos de grãos supracitados e, em geral, também apresentam tamanho menor (grânulo e, raramente, seixo) e forma elipsoidal com alto arredondamento. Os exemplos observados são bioclastos micríticos sem estruturação interna ou, raramente apresentando sutil laminação algálica, sugerindo tratar-se de fragmentos erodidos oriundos de esteiras microbianas.

Nas fácies predominantemente compostas por ooides (**Ocg** e **Oca**), é também comum a ocorrência de fragmentos semelhantes a pelóides com forma sub-esférica e alto arredondamento. Estes grãos ocorrem em granulação mais fina que os ooides (média a muito fina), não apresentam estrutura interna e são formados por calcita criptocristalina. Devido ao grau de recristalização e compactação dos carbonatos da associação de fácies de cordão litorâneo oolítico da Formação Camba Jhopo, a origem destes clastos não pôde ser definida com precisão. No entanto, sua associação com oncoides e bioclastos de calcário microbiano sugere tratarem-se de fragmentos oriundos de retrabalhamento de estruturas bioinduzidas ou microncólitos sem estrutura interna.

Em direção ao topo desta associação de fácies, é marcante a presença de depósitos acanalados de pequeno porte constituídos pela fácies **Oca** sotoposto a um pacote com espessura de cerca de 25m composto pela fácies **Oib** e, secundariamente pela fácies **Oca** (Figs. IV.11 e 12). A relação deste nível stratigráfico com a espessa sucessão abaixo não é visualizada em nenhuma das exposições visitadas (Cerro Pucu e Santa Helena nas proximidades de Vallemí). A fácies **Oib** é interpretada como sendo gerada por migração de formas de leito em substrato apresentando baixa declividade, possivelmente em regime de fluxo superior. É basicamente constituída por ooides de granulação média a muito grossa, bem arredondados, intraclastos (“*grapestones*”) e raramente fragmentos de oncoides até a fração seixo. O posicionamento litoestratigráfico deste pacote na porção superior da associação de fácies de cordão litorâneo oolítico da Formação Camba Jhopo é justificado pela presença maciça de camadas dolomitizadas que ocorrem no topo desta unidade. Sobre os níveis parcialmente dolomitizados ocorrem cerca de 40m de dolomitos brancos ou rosados, composicionalmente muito puros.

De maneira geral, os níveis dolomitizados seguem a direção do acamamento original das fácies **Oca** e **Oib** e apresentam internamente estruturação maciça e intensa recristalização, o que confere à mesma aspecto “zebrado” (Fig. IV.13.A e B).

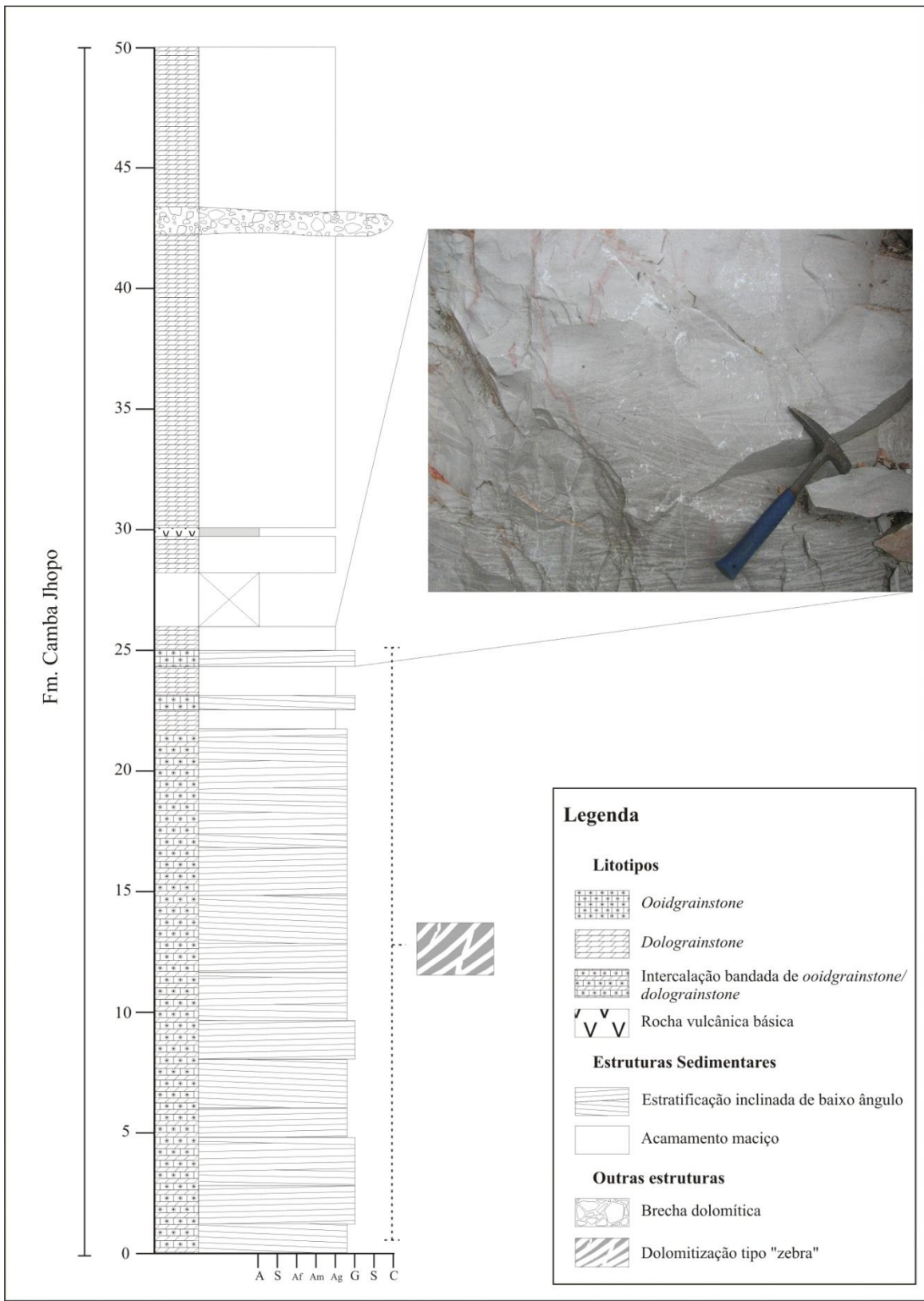


Fig. IV.11 – Seção colunar dos níveis superiores intensamente dolomitizados da Formação Camba Jhopo (ponto 47).

Nessas ocorrências, alternam-se bandas entre as camadas de *ooidgrainstones* pouco dolomitizados cinza-escuro e os níveis dolomíticos brancos ou rosa, sugerindo que o processo de dolomitização não tenha sido pervasivo, mas seletivo e restrito a lâminas e camadas. É comum, no entanto, que ocorram veios e bolsões dolomitizados que atravessam as estruturas sedimentares da rocha a partir de microfraturas ou microfalhas. Estas feições discordantes não apresentam mais que 20cm de distância entre as bandas dolomitizadas que acompanham as estruturas sedimentares.

Localmente a passagem entre níveis apresentando dolomitização do tipo “zebra” e níveis maciços completamente dolomitizados é gradual. Essa transição é evidenciada pelo aumento no grau de recristalização e substituição dos grãos de calcita por dolomita, o que altera a trama da rocha, visualmente evidenciada pela transição de camadas estratificadas em padrão “zebra” para maciças de coloração branca (Fig. IV.12). Petrograficamente, esses litotipos apresentam empacotamento fechado, com cristais euédricos a sub-euédricos, não zonados, geralmente compondo mosaico do tipo idiotópico a hipidiotópico (Tucker & Wright 1990). Os grãos de cristais de dolomita nas bandas cinzas (menos dolomitizadas) ocorrem dispersos em meio à rocha e apresentam tamanho substancialmente menor ($<200\mu\text{m}$), enquanto nos níveis de coloração branca a rosa, os cristais comumente excedem $300\mu\text{m}$ (Fig. IV.10.E e F). Nas bandas menos dolomitizadas também é muito comum a observação de “fantasmas” ou resquícios das lâminas externas de ooides calcíticos, parcialmente ou completamente substituídos por dolomita (Fig. IV.10.E).

A alternância rítmica entre níveis pouco e não dolomitizados é conhecida na literatura como “*Zebra rocks*” ou “*Zebra textures*” (Beales & Hardy 1980, Wallace *et al.* 1994) e geralmente é caracterizada pelo bandamento milimétrico ou centimétrico entre níveis escuros e claros. Essa característica é encontrada em sucessões com dezenas de metros de espessura, que se apresentam muitas vezes associadas a sedimentos depositados em ambientes de perimaré, em águas rasas e, ocasionalmente, evaporíticos (Wallace *et al.* 1994). No entanto, o estudo de diferentes exemplos não tem associado diretamente a gênese deste tipo de dolomitização a processos epigenéticos (Arne & Kissin 1989). Dados geoquímicos e de inclusões fluidas, sugerem que a origem da dolomitização se dê a partir de fluidos hidrotermais salinos, com temperaturas entre 130-200°C, possivelmente em profundidades de até 5km (Nielsen *et al.* 1998, Vandeginste *et al.* 2005).

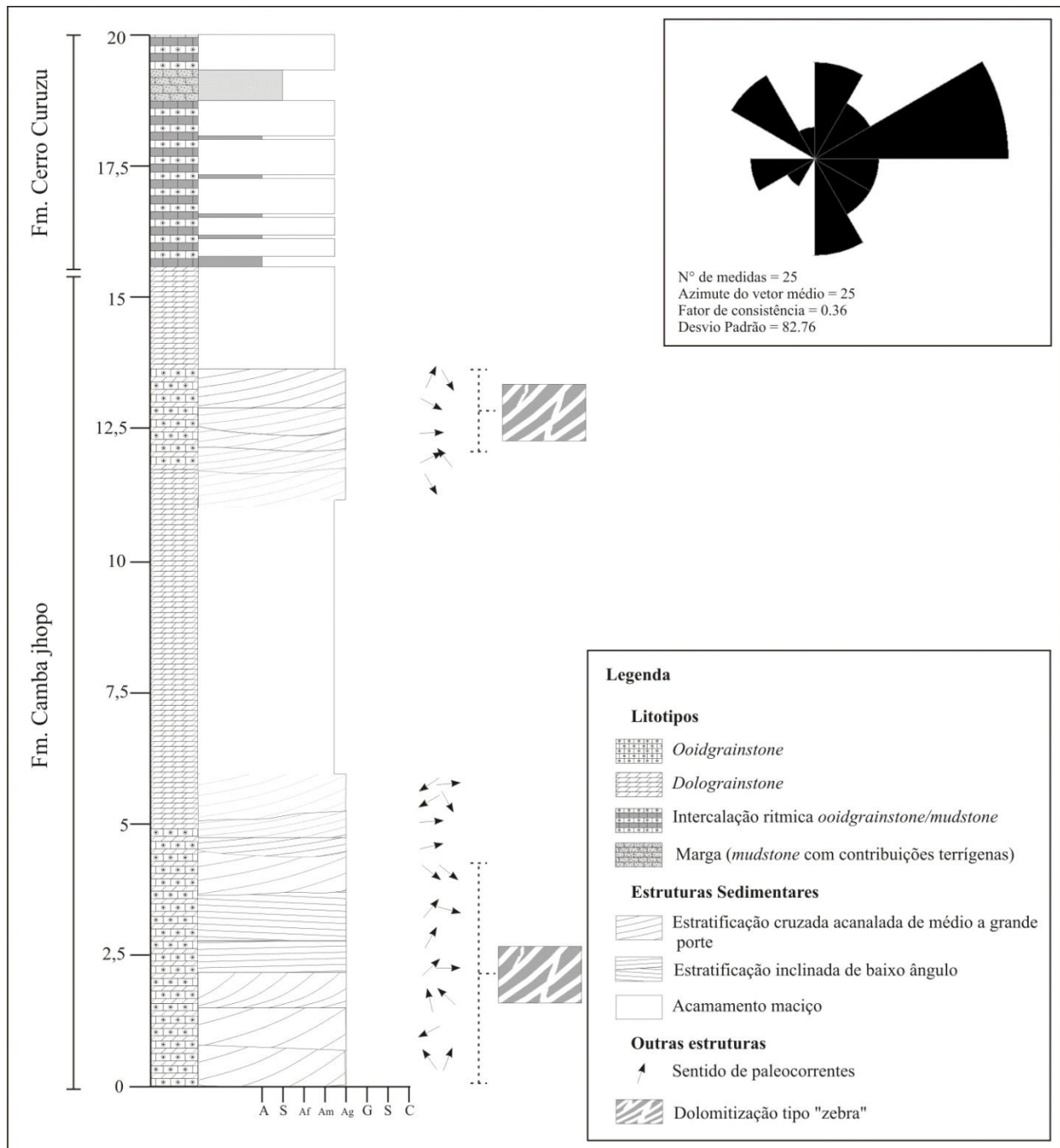


Fig. IV.12 – Seção colunar dos níveis superiores da Formação Camba Jhopo apresentando dolomitização tipo zebra (ponto 82).

Segundo Vandeginste *et al.* (2005), valores negativos de isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ entre -20 a -14‰ (VPDB) em dolomitos deste tipo, seriam sugestivos da atuação de líquidos com temperaturas elevadas, oriundos de salmouras hidrotermais durante estágios diagenéticos tardios.

Esses fluidos migrariam por anisotropias mecânicas na rocha, como falhas, planos de clivagem e acamamento, provocando a dolomitização das porções mais permeáveis por cristalização agradacional. Neste sentido, as porções menos dolomitizadas de coloração cinza-escuro não seriam completamente atingidas por este processo, preservando características originais da rocha não dolomitizada. A presença de veios discordantes às bandas dolomitizadas seria evidência de percolação de fluidos por descontinuidades geradas por estresse tectônico durante a diagênese, geralmente em regime compressivo (Nielsen *et al.* 1998). A exumação de líquidos hidrotermais se daria, portanto, nesse contexto de esforços tectônicos durante a diagênese tardia ou metamorfismo, associados, ou não a eventos orogênicos (Vandeginste *et al.* 2005).

No topo das camadas apresentando dolomitização zebra ocorrem outros 25m de dolomitos brancos, muito puros e intensamente recristalizados (Fig. IV.13.C). Essas rochas apresentam estrutura maciça e são constituídas essencialmente por grãos sub-idiomórficos a idiomórficos de dolomita. Cortando estas rochas ocorrem veios e bolsões irregulares constituídos por material brechado, cuja composição é idêntica ao do dolomito. Estes corpos cortam discordantemente a estruturação da rocha e contém fragmentos muito dolomitizados, angulosos, muitas vezes apresentando encaixe entre os blocos. Os fragmentos são cimentados por material essencialmente dolomítico e calcítico de coloração avermelhada, possivelmente devido à presença de cristais de ankerita ou pigmentação por minerais do grupo dos óxidos/hidróxidos de ferro.

Apesar da predominância de dolomitos brancos sobrepostos aos do tipo “zebra” nas camadas de topo da associação de fácies de cordão litorâneo oolítico da Formação Camba Jhopo, é importante ressaltar que no mesmo nível estratigráfico também incidem camadas concordantes ao acamamento da rocha e bolsões discordantes com bordas pouco definidas (Fig. IV.13.D e E). Essas feições diferenciadas de dolomitização pervasiva são observadas principalmente na mina da INC e também na localidade de Tres Cerros, compondo manchas e bolsões com característico aumento na recristalização dos grãos calcíticos para cristais euédricos de dolomita para dentro da estrutura. Esta característica evidencia que o processo de dolomitização se intensifica para o centro dos bolsões e níveis irregulares de maneira pervasiva. A ausência de ritmicidade e recristalização em planos e descontinuidades sugere que o processo tenha ocorrido em sedimentos inconsolidados ou parcialmente consolidados de forma não seletiva.

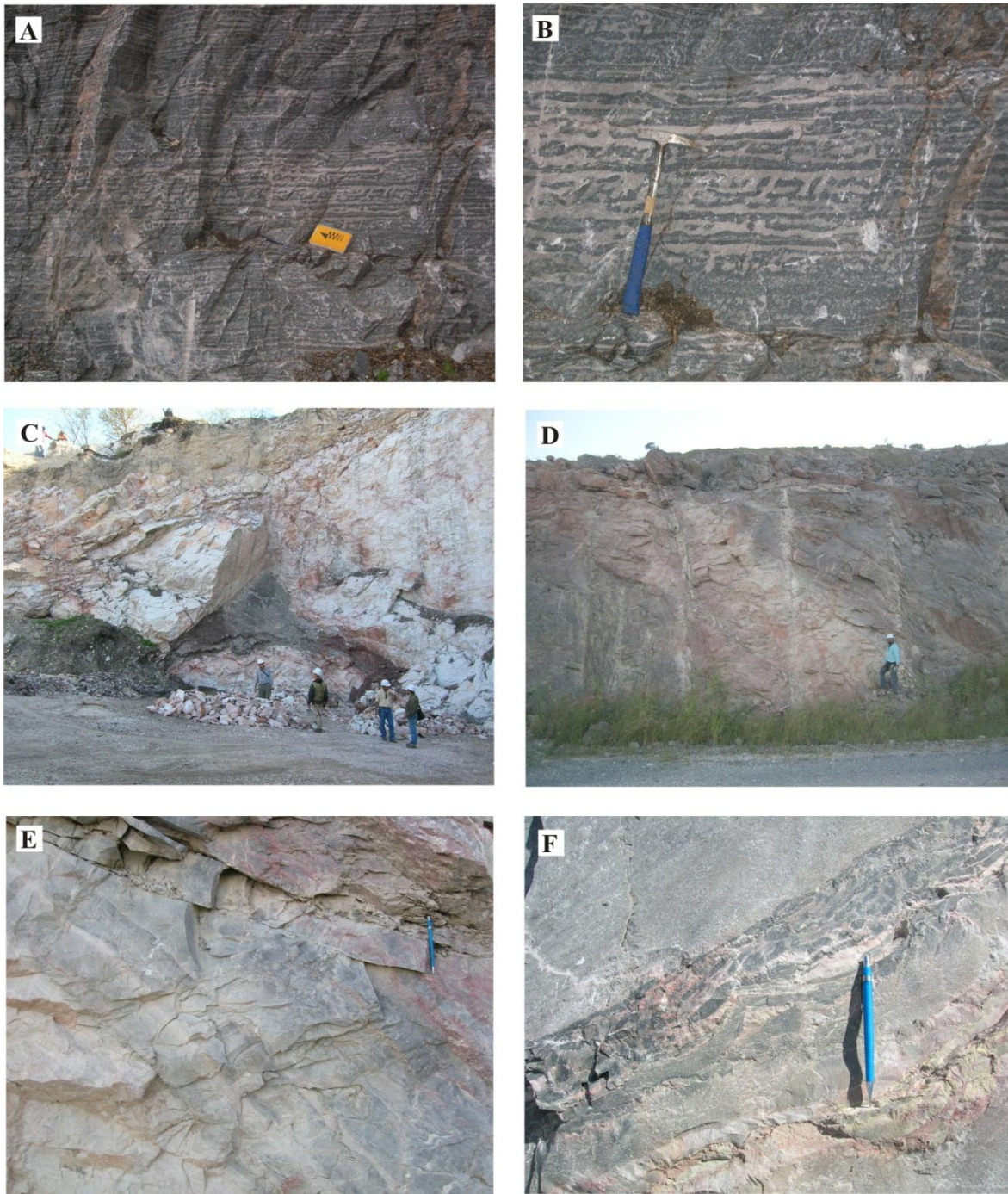


Fig. IV.13 - **A** – Vista geral de dolomitização em padrão bandado tipo “zebra” da fácies **Oib** (ponto 57). **B** – Detalhe de dolomitização tipo “zebra”. Notar a presença de bandas dolomitizadas retilíneas e irregulares discordantes à direção preferencial da estratificação da fácies **Oib** (ponto 57). **C** - Vista geral de afloramento de dolomitos maciços do topo da Formação Camba Jhopo. Notar presença de *sill* máfico concordante ao acamamento da rocha (ponto 47). **D** e **E** – Vista geral e detalhe dos níveis métricos de dolomitização diferencial e gradativa das fácies oolíticas do topo da Formação Camba Jhopo (ponto 36). **F** – Detalhe de estrutura em *chevron* interpretada como nível de *tepees* lateralmente persistente (ponto 27).

Essas feições de dolomitização coincidem com o aparecimento de uma camada decimétrica, tabular, extensa lateralmente e constituída por brecha com fragmentos ripiformes silicificados (Fig. IV.08). Localmente, esses fragmentos compõem estruturas triangulares apresentando cristais na base, indicando tratar-se de *tepees* e brechas salinas. Em semelhante posição estratigráfica, foram descritos por Boggiani (1998) cristais pseudomorfos de gipsita na fácies de *grainstones* com cruzadas acanaladas (**Oca**). Estes foram interpretados como indicativos de clima árido, possivelmente associado a condições evaporíticas. Os *tepees* são estruturas geradas por fraturamentos causados pela contração de superfícies de sedimento de granulação fina devido ao ressecamento associado à exposição subaérea. As discontinuidades e poros gerados por este processo são preenchidos por cimentos diversos (carbonatos e sais) pela percolação de águas meteóricas e salmouras marinhas ascendentes em condições de climas áridos tropicais a subtropicais. Neste contexto, *tepees* são indicadores de fácies de supramaré geradas em condições de águas rasas com exposição subaérea provocada pela oscilação da lâmina d'água (Assereto *et al.* 1976).

A associação das feições supracitadas e de níveis dolomitizados é sugestiva que o processo de substituição do sedimento calcítico tenha também ocorrido nos primeiros estágios diagenéticos. Dentro do contexto paleoambiental proposto, a dolomitização possivelmente ocorreu em ambiente evaporítico envolvendo processo de mistura de águas oceânicas e continentais em sistemas sujeitos a altas taxas de evaporação (Patterson & Kinsman 1977). Concomitante a tais processos, a evaporação por capilaridade próxima a interfície água/sedimento em ambiente de supramaré poderia provocar a cimentação de alguns níveis e recristalização, devido ao aumento de magnésio em relação ao cálcio (Whittle *et al.* 1993). Ambos os fenômenos descritos são relativamente comuns em plataformas e rampas carbonáticas barradas ou não, em locais como a Ilha de Andros nas Bahamas (Whittle *et al.* 1993) e no Golfo Pérsico (Kendall & Warren 1988).

IV.2.3 Rampa interna - Associação de fácies lagunar influenciada por maré (Formação Tagayita Guazu)

A associação de fácies lagunar influenciada por maré da Formação Tagayita Guazu compreende boa parte da totalidade da área aflorante do Grupo Itapucumi em sua porção leste,

englobando uma grande faixa de exposições que contornam o embasamento do complexo Apa e unidades associadas e se estendem desde a estância Estrella (noroeste), Col. San Alfredo (sul) e Col. Sgt. Lopez (nordeste). As camadas da Formação Tagayita Guazu apresentam mergulhos sub-horizontais até 15°, em geral para SW, nenhuma evidência de metamorfismo e dolomitização tipo “zebra”. Estas características permitiram enquadrar toda a faixa aflorante da Formação Tagayita Guazu e pequena parte da Formação Camba Jhopo como pertencentes ao domínio tectônico de coberturas cratônicas pouco deformadas, localizado atualmente na porção leste da área de estudo.

Como anteriormente frisado, a associação de fácies lagunar da Formação Tagayita Guazu compreende a porção lateralmente correlata da base e meio da Formação Camba Jhopo. Possivelmente, em direção ao topo, a Formação Tagayita Guazu é recoberta por depósitos de cordões litorâneos litoestratigraficamente pertencentes à Formação Camba Jhopo. No entanto, esta relação não pôde ser observada em campo, tratando-se de uma sugestão baseada na posição estratigráfica e espessura das unidades e também no padrão arquitetural das sucessões. Desta maneira, considera-se que a sedimentação da maior parte da Formação Tagayita Guazu ocorreu em concomitância à deposição do cordão litorâneo oolítico da Formação Camba Jhopo, constituindo a porção posterior de um corpo d’água protegido em um sistema de rampa carbonática barrada. A associação de fácies circunscrita aos limites litoestratigráficos basais da Formação Tagayita Guazu é representativa de depósitos lagunares influenciados por maré, correspondendo assim a depósitos de águas rasas e parcialmente confinadas.

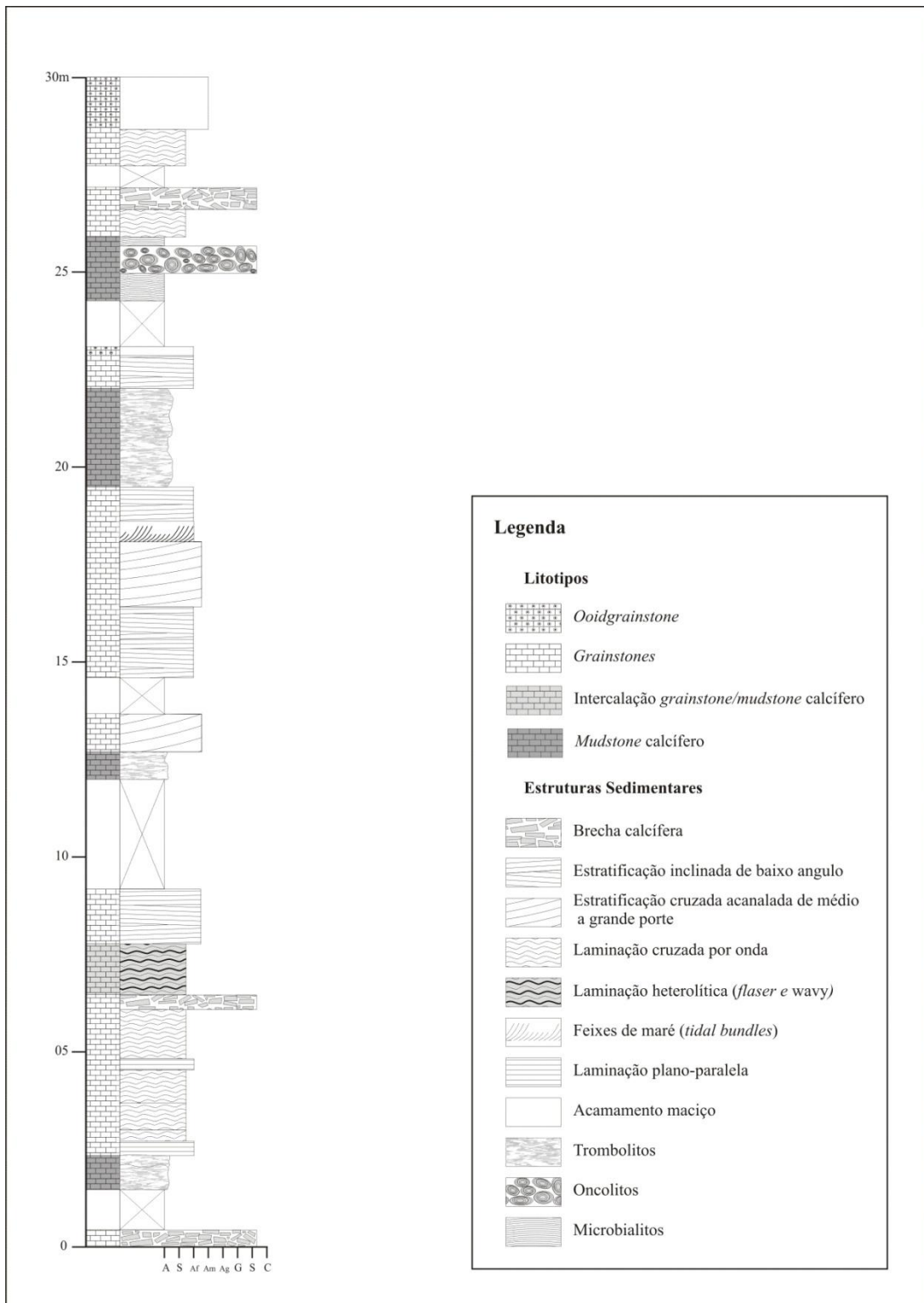
A associação de fácies de sistema lagunar influenciado por maré (Fig. IV.14) se inicia por depósitos constituídos por camadas métricas a decimétricas de trombólitos (fácies **T**), microbialitos ondulados (fácies **Mo**) e oncólitos (fácies **O**) intercalados com fácies constituídas por *grainstones* apresentando laminação cruzada por onda (fácies **Glo**), plano paralela (fácies **Gl**), estratificações cruzadas de baixo ângulo (fácies **Gib**) e cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte (fácies **Gca**).

Ocorrem subordinadamente camadas heterolíticas decimétricas do tipo *flaser*, *wavy* e *linsen* em sedimento carbonático (fácies **H** em *grainstone/mudstone*) e também níveis centimétricos de *mudstones* (fácies **M**). Em geral, as camadas apresentam geometria tabular e contatos normais marcados por superfícies retas, salvo no caso da fácies **Gca** que constitui camadas lenticulares, por vezes com base erosiva.

Praticamente todas as fácies constituídas por *grainstones* com diferentes estruturas sedimentares, apresentam granulação média a muito fina, seleção boa a intermediária e grau de compactação médio a alto (Fig. IV.15.A). Muitas amostras apresentam dissolução penetrativa por pressão, caracterizada pela presença de mosaicos fechados com grãos muitas vezes sem borda original e com aspecto “serrilhado”. A dissolução por contato observada em grande quantidade de amostras de *grainstones* é também atestada pela presença de estiólitos de aspecto “denteado”, em geral com películas escuras constituídas por material orgânico ou minerais não solúveis (Fig. IV.15.B). As fácies pertencentes à porção inferior da associação de sistema lagunar influenciado por maré estão organizadas em ciclos métricos (máximo 4m de espessura) apresentando raseamento ascendente marcado por fácies interpretadas como produto de exposição subaérea (brecha calcífera com matriz, **B**) e também trombólitos (fácies **T**), interpretados como aglomerados sem estruturação interna gerados por comunidades de cianobactérias em lâmina d’água reduzida.

Estes ciclos são delimitados na base e no topo por contatos planares, interpretados como indicativos de superfícies de inundação episódica, como na acepção das parasequências de Mitchum & Van Wagoner (1991), Seilacher & Aigner (1991) e Kerans & Tinker (1997). Desta maneira, esses arranjos de fácies são interpretados como depositados sob um mesmo ciclo de nível de base em contexto de perimará.

Em linhas gerais, os ciclos que compõem os primeiros 30m da Formação Tagayita Guazu são representativos de depósitos de perimará de energia média a baixa (Pratt *et al.* 1992). As fácies **Gca** e **O** ocorrem nas porções basais dos ciclos e são interpretadas como depositadas em condições de inframaré, correspondendo a depósitos de canais de maré (Fig. IV.14 e 16).



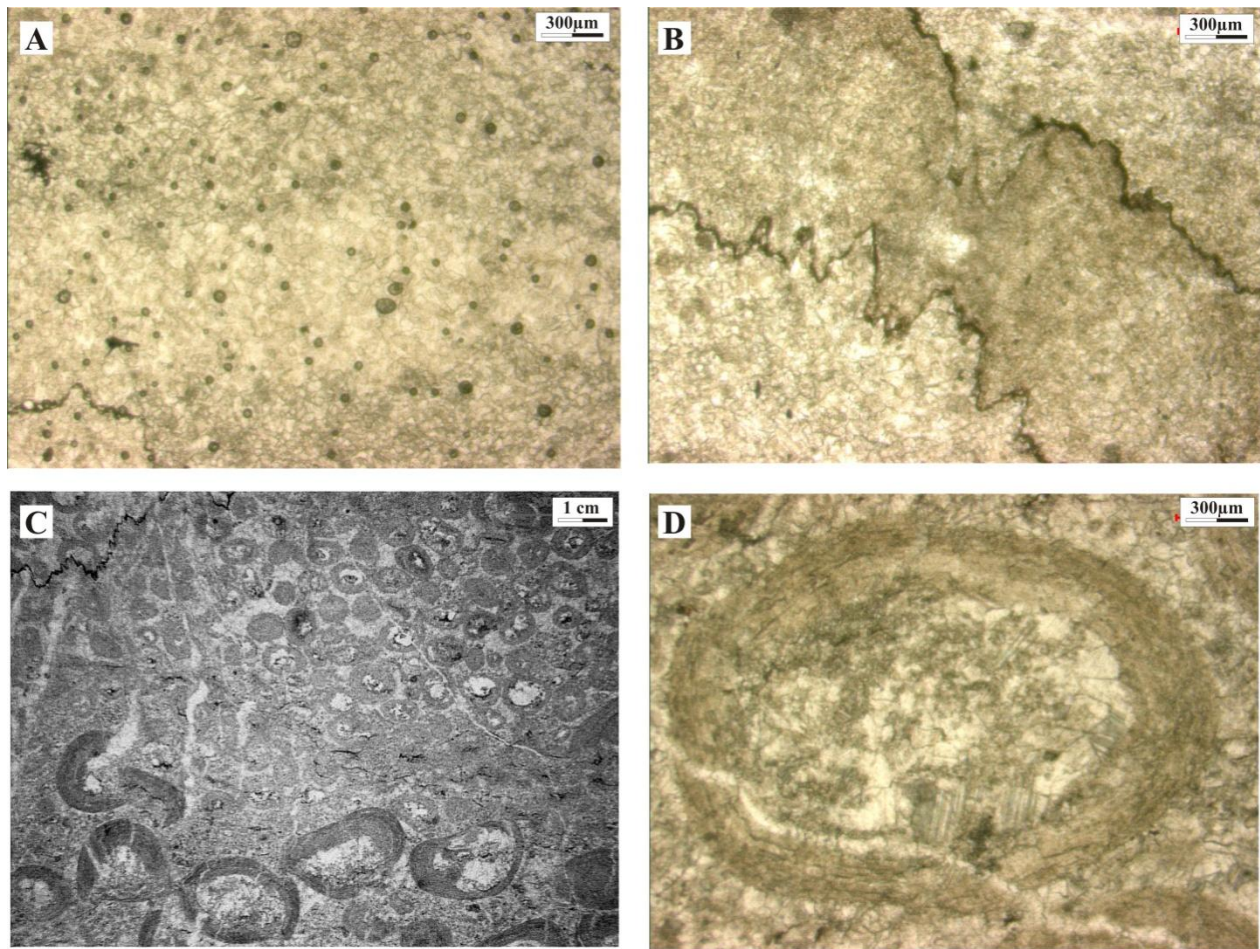


Fig. IV.15 - **A** – Detalhe de fácies de *grainstones* de granulação muito fina (ponto 51). **B** – Estilólitos preenchidos por material escuro na fácies de *grainstones* (ponto 45). **C** – Fácies **Oca** apresentando oóides na porção superior e pisóides com até 0,3cm de diâmetro na base da foto (ponto 51). **D** – Detalhe de “oóide gigante” ou pisóide da figura anterior. Notar envelopamento concêntrico e núcleo recristalizado (ponto 51). Fotos A, B e C com 2,5X de aumento, foto D com 10X de aumento. Foto **C** obtida em lupa *Leica* microbiológica.

Como detalhado anteriormente, a fácies constituída por ooides e ooides gigantes com até 0,3cm (pisóides, Fig. IV.15.C e D) apresentando estratificação cruzada acanalada de pequeno e médio porte (fácies **Oca**), é interpretada como produto da migração de dunas subaquosas em canais de maré. Comumente, os depósitos basais de canais são sucedidos por fácies de *grainstones* com estratificação cruzada de baixo ângulo (**Gib**) ou apresentando laminação cruzada por onda (**Glo**), representativos de depósitos gerados em condição de intermaré inferior e média, respectivamente. Fácies de *grainstones* com estratificação do tipo “feixes de maré” (**Gtb**) ocorrem de forma subordinada e também são interpretadas como depositadas em condições de intermaré a partir da alternância da atuação de correntes durante as cheias e vazantes, e suspensão

durante o período de estagnação da água (De Bôer *et al.* 1989). Devido à incidência restrita desta fácies, não foi possível identificar nos pares *grainstone/mudstone* padrões de variação de espessura indicativos de deposição alternada em períodos de sizígia e quadratura. Fácies heterolíticas (**H**) também ocorrem no contexto de intermaré e, de forma semelhante à fácies **Gtb**, são depositadas pela alternância dos processos de tração e suspensão em função dos ciclos de maré diários. Nos depósitos de intermaré também estão presentes trombólitos (fácies **T**) e fácies de microbialitos ondulados (fácies **Mo**), que também ocorrem no topo dos ciclos de perimará associada à brecha calcífera (fácies **B**), esta formada em contexto de supramaré. A presença de níveis brechados com clastos ripiformes e, raramente recurvados, das fácies **Gm**, **Gl** e **Mo** é indicativa de dissecação da superfície do sedimento ou camada orgânica por exposição subaérea. Os fragmentos produzidos por este processo podem ser remobilizados e redepositados como intraclastos ou apenas sofrer sobrecarga de camadas sobrepostas e apresentar truncamento com pouca remobilização. Desta maneira, a base das camadas da fácies **B** indica o evento de exposição do sedimento, enquanto o topo corresponde à superfície de inundação e limite entre os ciclos.

A presença de estruturas bioinduzidas associadas a comunidades bentônicas de cianobactérias em contexto de intermaré (fácies **Mo**) sugere a presença de atividade biológica em condições de águas cuja profundidade é circunscrita aos limites da zona fótica, não excedendo os 5m (Burne & Moore 1987, Turner *et al.* 2000). A presença de fendas de ressecamento e níveis brechados também sugere exposição subaérea continuada do substrato, provocando a gretação do sedimento carbonático na fração argila/silte. Devido à atuação de ciclos de marés diurnos e mensais, as fácies depositadas em condições de inter e supramaré devem ter sido expostas ou permanecido sob delgada lâmina d'água por períodos variáveis de tempo.

A variação morfológica e estrutural entre tipos de formas bioinduzidas em condições batimétricas semelhantes, no caso microbialitos ondulados e trombólitos apresentando superfície enrugada ou dômica e micro-textura grumosa, pode ser reflexo de mudanças na organização das comunidades bacterianas (Gebelein 1974) e/ou variações paleoambientais (Farmer & Des Marais 1994).

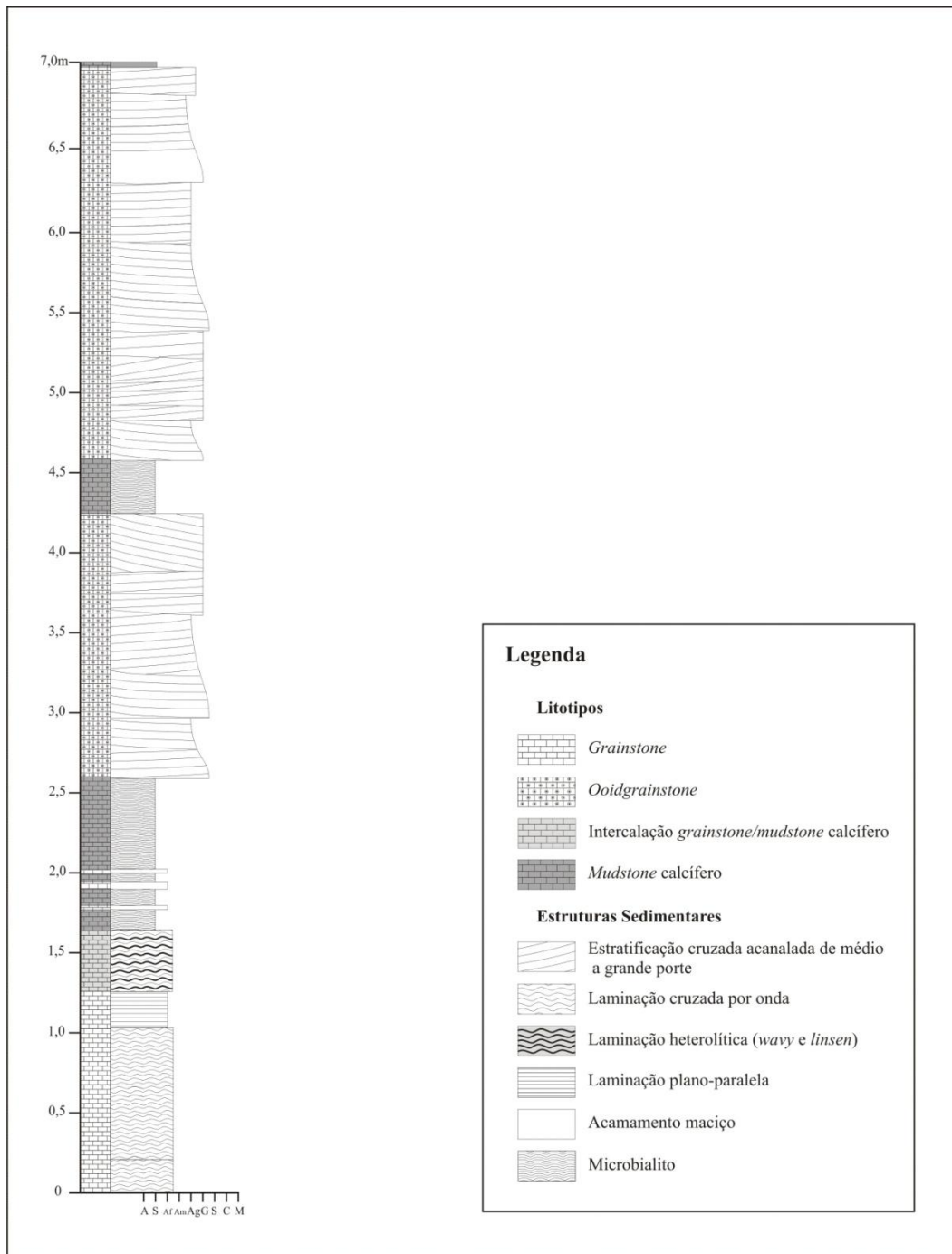


Fig. IV.16 – Seção colunar dos depósitos lagunares influenciados por maré (base) da Formação Tagayita Guazu, evidenciando sucessão de fácies de canais (ponto 51).

Comumente, esteiras microbianas ocorrem associadas a ambientes de águas rasas enquanto estruturas apresentando bifurcações e geometria cônica ou colunar tendem a ocorrer em condições batimétricas maiores. No entanto, fatores como variações em condições ambientais

(salinidade, turbidez, iluminação) e acumulação anômala de detritos na superfície de crescimento dos estromatólitos (Horodyski 1977) podem produzir formas diferentes em uma mesma profundidade de lâmina d'água. A deposição abundante de material detrítico sobre a camada de mucilagem das comunidades microbacterianas pode inibir o crescimento das mesmas e gerar formas desconectadas e com geometria lobada ou dômica em detrimento de formas colunares. A coexistência entre a fácies **Mo** e formas desconectadas e sem laminação aparente (fácies **T**) em contexto paleoambiental semelhante pode, de maneira análoga, estar relacionada a variações nas taxas de aporte de material detrítico e não variações paleoambientais relatada à batimetria.

A fácies **T** é constituída por formas que compõem níveis com grande extensão lateral, caracterizados pela presença de estruturas dômicas, localmente irregulares, centimétricas a decimétricas, apresentando preenchimento por lama carbonática e detritos entre as elevações. Nas áreas deprimidas é comum a presença de fragmentos de esteiras microbianas e dos próprios trombólitos, possivelmente associados à exposição subaérea, dessecação e posterior retrabalhamento por correntes de fundo ou ondas. Microscopicamente, esses níveis deprimidos entre estruturas de relevo positivo apresentam laminação difusa, grande quantidade de sedimento detrítico carbonático e quartzoso na fração areia muito fina e coloração escura (Fig. IV.17.A). Essas lâminas constituem os limites entre as superfícies ativas dos trombólitos, sugerindo que sua deposição foi responsável pelo inibimento no crescimento das comunidades microbianas. A entrada de material detrítico em quantidade anômala sobre a superfície irregular de crescimento dos trombólitos possivelmente proporcionou a morte desses organismos nas áreas recém-cobertas. Ao passo que nas porções elevadas (domos) ou não atingidas pelo sedimento detrítico, as estruturas continuaram a se desenvolver normalmente, gerando um mosaico de formas irregulares, conectadas ou desconectadas. Este processo dinâmico se encerraria em cada evento de recobrimento das estruturas por material detrítico e se iniciaria novamente pela recolonização das superfícies por novas comunidades microbianas.

Um modelo alternativo para a variação de formas entre estruturas estromatólíticas pode também estar relacionado a pequenas variações topográficas na planície de maré, compreendendo áreas deprimidas alagadas e porções elevadas ocasionalmente expostas. Nas regiões cuja lâmina d'água apresenta profundidades decimétrica a métricas e não há surgência, as formas poderiam evoluir para estruturas dômicas de maior amplitude e altura. Já nas regiões mais rasas e expostas pela variação natural das marés, desenvolver-se-iam esteiras microbianas horizontalizadas

localmente gretadas e retrabalhadas. A presença de microbialitos com estrutura laminada indicaria a intercalação entre períodos de captura de sedimento carbonático e interrupção na deposição e crescimento das comunidades de cianobactérias de maneira uniforme (Farmer & Des Marais 1994).

No mesmo contexto de intermaré em que incidem as fácies **Mo** e **T**, também ocorrem intercalados níveis fossilíferos centimétricos constituídos principalmente por exemplares de *Cloudina* sp. (Fig. IV.18 e 19, Warren *et al.* 2011, anexo 02). Esses fósseis ocorrem muitas vezes *in situ* e são representativos de indivíduos inteiros, não fragmentados ou desarticulados, depositados paralela ou obliquamente ao acamamento, comumente sem orientação azimutal preferencial. Feições diagnósticas destes organismos como o arranjo “*cone in cone*” (Fig. IV.17.B), pequenas projeções das porções terminais dos cones que indicam o aumento de diâmetro para a extremidade externa e tamanho (comprimento de 2,7 a 11,87mm e diâmetro de 1,0 a 3,5mm), permitem associar os exemplares a espécie *Cloudina lucianoi* (Beurlen & Sommer 1957). Os exemplares fósseis em posição de vida estão recobertos pelas fácies de *grainstones* finos laminados (**G1**) e com gradação normal (**Gn**) indicando que sofreram soterramento instantâneo devido à entrada de fluxos desconfiados em áreas protegidas entre os trombólitos.

Alguns depósitos destes fósseis também ocorrem de maneira disseminada e podem ser interpretados como coquinas entre as depressões trombólíticas ou como depósitos de concentração associados às fácies **Glo**, **G1** e **Gn** (Warren *et al.* 2011, anexo 02). Os indivíduos presentes nesses depósitos apresentam baixo grau de retrabalhamento, pouca fragmentação, baixo grau de desarticulação e preservação de estruturas delicadas, como as porções apicais de *Cloudina* sp. indicando que são indivíduos para-autóctones que sofreram pouco transporte na zona tafonomicamente ativa. No entanto, a presença de coquinas constituídas especificamente por *Cloudina* indica que esses organismos apresentam bioclasticidade considerável, suportando transportes a curtas distâncias.

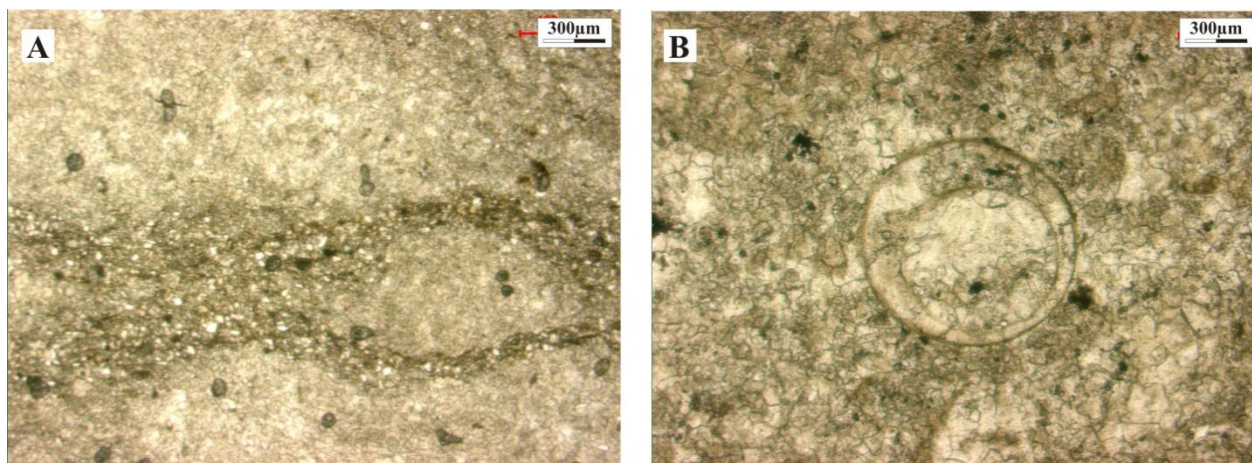


Fig. IV.17 - A – Detalhe de trombólitos, evidenciando níveis escuros ricos em sedimento terrígeno entre as lentes carbonáticas com estrutura maciça (ponto 55). **B** – Seção perpendicular ao eixo de crescimento de *Cloudina lucianoi*. A inserção não concêntrica dos círculos maior e menor é evidência do arranjo longitudinal tipo “cone-in-cone” dos segmentos do exoesqueleto (ponto 56).

Nos depósitos apresentando fósseis para-autóctones de *Cloudina lucianoi* (fácies **GI** e **Gn**) foram também identificados e exemplares de *Corumbella* sp. (Hahn *et al.* 1982, Fig. IV.18 e 19). A única ocorrência garantida organismo é circunscrita à Formação Tamengo nos arredores da cidade de Corumbá (MS, BR, Hahn *et al.* 1982, Hahn & Pflug 1985, Zaine & Fairchild 1985, Zaine 1991) e, de forma duvidosa, à Formação Wood Canyon (CA, EUA, Hagadorn & Waggoner 2000). Os exemplares descritos correspondem a partes exoesqueléticas da espécie *Corumbella wernerii* que apresenta possível afinidade com cnidários da classe scyphozoa (Babcock *et al.* 2005). São fragmentos milimétricos a centimétricos de tubos anelados, aparentemente com simetria radial, com pequena variação de diâmetro ao longo do eixo. Os indivíduos desta espécie ocorrem junto a depósitos pouco retrabalhados de *Cloudina* sp., como fragmentos desarticulados centimétricos, e como escleritos dispostos randomicamente na matriz, sugerindo maior transporte ou/e menor resistência ao transporte hidráulico do que os exoesqueletos de *Cloudina*. Subordinadamente à assembleia descrita constituída por *Cloudina-Corumbella*-trombólitos, ocorrem ainda evidências da presença de organismos de corpo mole possivelmente representadas por moldes do gênero *Nimbia* e icnofósseis alongados atribuídos a um organismo bentônico vágil de corpo mole (Warren *et al.* 2011, anexo 02).

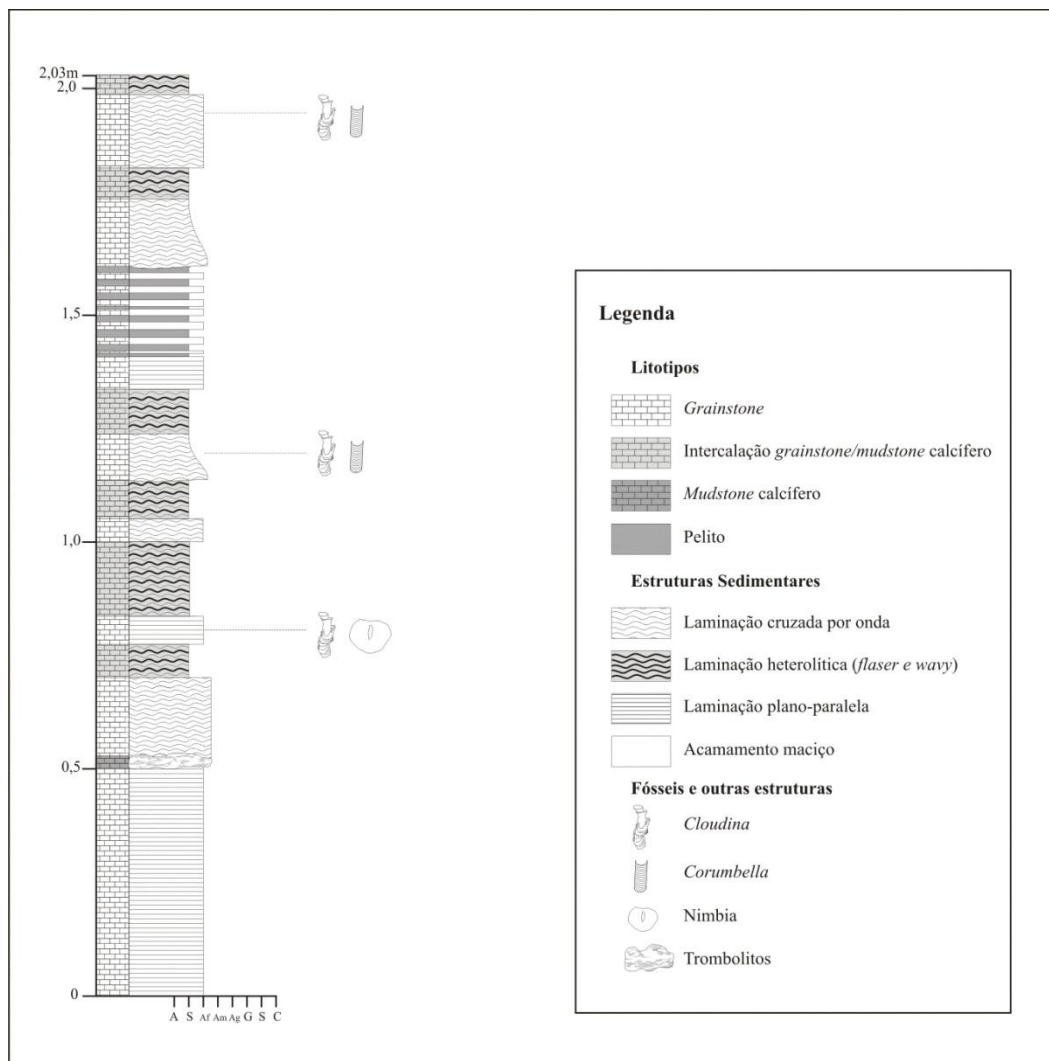


Fig. IV.18 – Seção colunar dos depósitos de maré da Formação Tagayita Guazu apresentando fósseis para-autóctones das espécies *Corumbella werneri* e *Cloudina lucianoi* (ponto 42).

O possível exemplar do gênero *Nimbia* ocorre concordante ao acamamento e compreende uma forma anelar semicircular, com diâmetro de 6,6 por 8,6mm (razão entre os eixos de 4:3), e bordas em hiporelevo positivo com 1,7mm de largura. O anel semicircular apresenta uma pequena elevação elipsoidal central de 3,8mm de comprimento por 1,3mm de largura. A forma semicircular lembra impressões de organismos de corpo mole, semelhantes àquelas produzidas por ciclo-medusas (Fedonkin 1980). O icnofóssil descrito consiste de uma forma horizontal, alongada, levemente curvilínea em hiporelevo positivo com comprimento de 27,1mm e largura variada entre 2,5mm em uma das extremidades e 5,3mm na outra. É dividido, longitudinalmente, de maneira não simétrica por uma depressão que confere a estrutura um padrão bilobado. A

forma não apresenta bifurcação nem ornamentação interna. Este exemplo de icnofóssil é interpretado, como icnito de alimentação por escavação rasa, produzido por organismo bentônico vágil de corpo mole e alongado, possivelmente associado ao icnogênero *Planolites* com estrutura mediana colapsada.

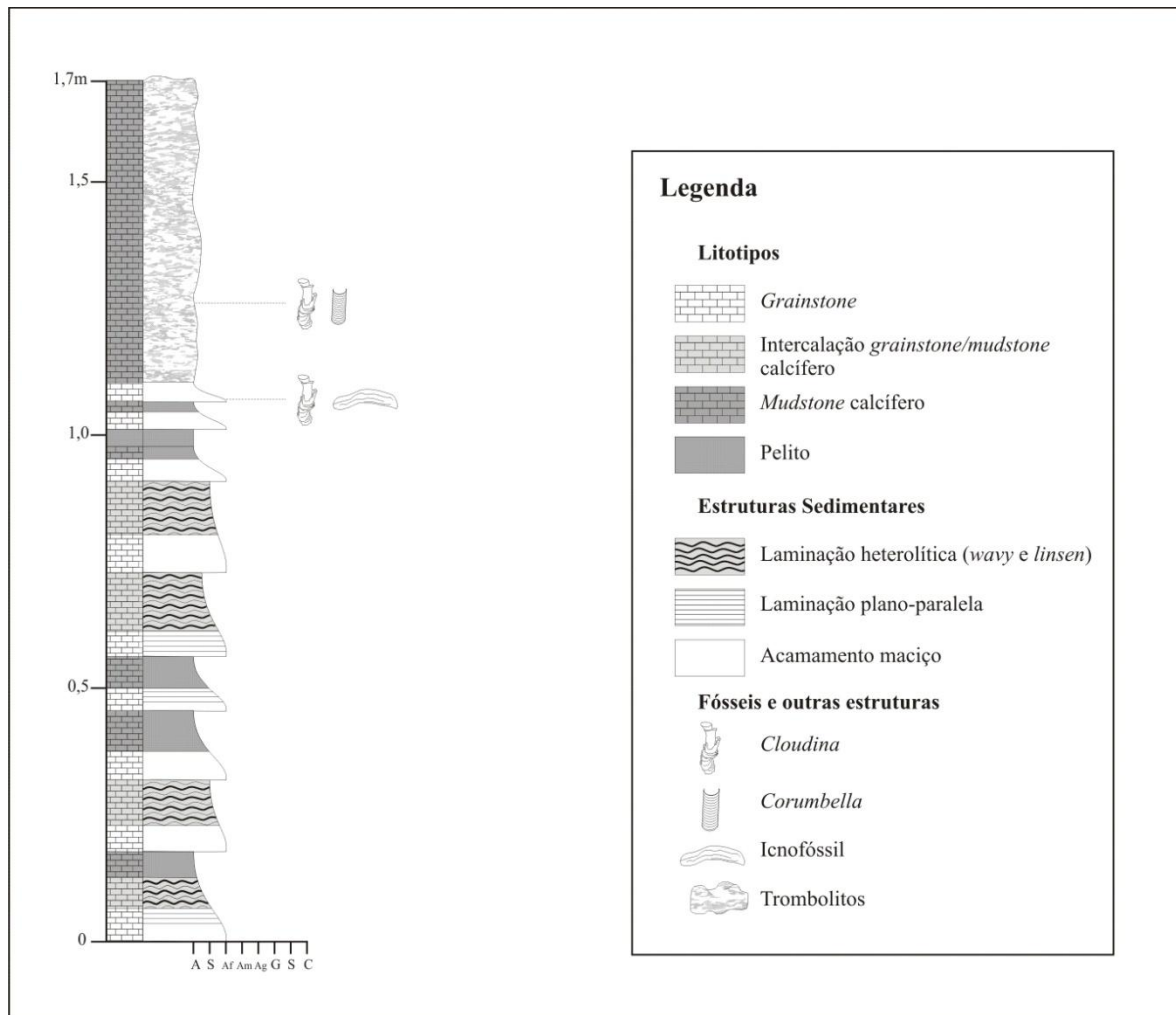


Fig. IV.19 – Seção colunar dos depósitos de fácies de maré da Formação Tagayita Guazu apresentando nível de trombólitos e indivíduos *in situ* e para-autóctones dos gêneros *Corumbella* e *Cloudina* (ponto 56).

Independentemente da importância paleoecológica da assembleia de indivíduos de corpo mole e concha aqui reportada (Warren *et al.* 2011, anexo 02), a presença de organismos associados a trombólitos, microbialitos e fácies de perimará se assemelha ao encontrado nos sistemas deposicionais dos grupos Nama (Namíbia, Grotzinger *et al.* 2000) e Miette (Canadá, Hofmann & Mountjoy 2001). Nesses exemplos, a assembleia de *Cloudina* sp. e do organismo

Namacalathus sp. ocorre depositada em recifes de trombólitos como bioclastos em canais de infra-maré ou como concentrações nas porções deprimidas entre os domos trombolíticos, como na maioria dos exemplos descritos para a Formação Tagayita Guazu. No entanto, conforme discutido acima, as fácies **Mo** e **T** formam biohermas e biostromas de pequenas proporções (espessura centimétrica a métrica e extensão decamétrica) que não chegam a desenvolver bancos ou recifes. Estas estruturas bio-induzidas, em função de seu tamanho, possivelmente constituíam pequenas elevações ou áreas deprimidas restritas à planície de intermaré e, portanto, sujeita a variações cíclicas de alta frequência da lâmina d'água. Nesse contexto, o substrato constituído por trombólitos e microbialitos ondulados foi colonizado por organismos bentônicos calcificados, como *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri* que apresentavam preferência por áreas com águas rasas, calmas e com reduzido aporte sedimentar siliciclástico (Grotzinger *et al.* 2000).

IV.2.4 Rampa média - Associação de fácies costeira dominada por onda - praia (Formação Tagayita Guazu)

A associação de fácies representativa de sistemas costeiros dominados por onda (praia) compreende aproximadamente 2/3 da espessura medida para a Formação Tagayita Guazu ($\pm 78\text{m}$), perfazendo toda a porção intermediária e superior da unidade. Desta maneira, ocorre estratigraficamente sobre os depósitos lagunares influenciados por maré, sendo delimitada na base por contato normal representativo de uma superfície transgressiva. A associação descrita é caracterizada por grande homogeneidade faciológica (Fig. IV.20), apresentando predomínio de *grainstones* e ausência completa de depósitos pelíticos terrígenos ou de lama carbonática indicando aumento na energia do ambiente em direção ao topo da unidade.

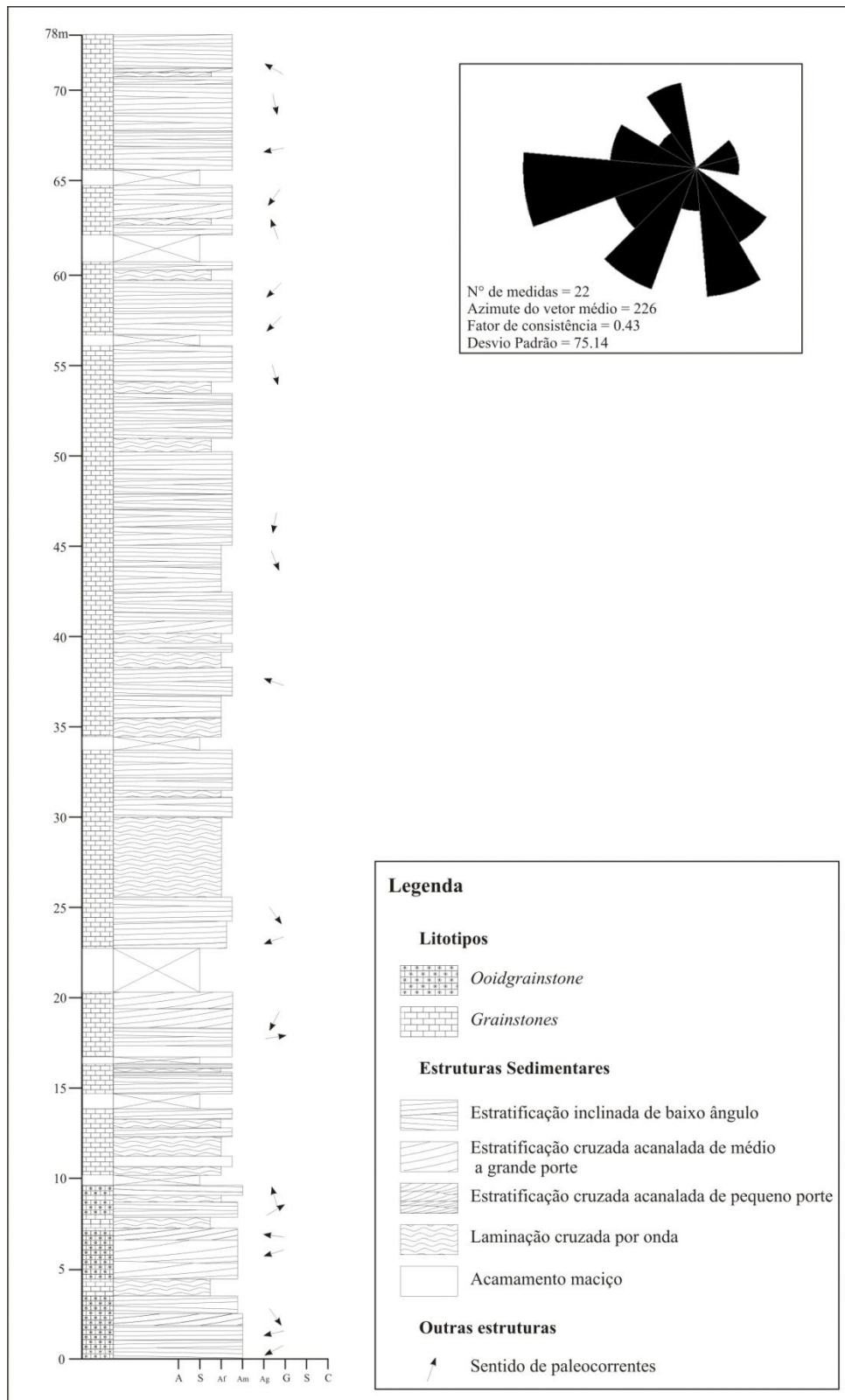


Fig. IV.20 – Seção colunar dos depósitos costeiros de topo da Formação Tagayita Guazu (ponto 45).

As fácies descritas encontram-se organizadas em ciclos de raseamento ascendente com no máximo 6m de espessura, caracterizados pela predominância das fácies de *grainstones* com estratificação inclinada de baixo ângulo (fácies **Gib**) e *grainstones* com laminação cruzada por onda (fácies **Glo**). Subordinadamente, ocorrem ainda fácies de *grainstones* com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte (fácies **Gca**) e fácies compostas por grãos de ooides, tais como *ooidgrainstones* com estratificação inclinada de baixo ângulo (fácies **Oib**) e apresentando estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte (fácies **Oca**).

A fácies **Glo** ocorre na base dos ciclos e, como detalhado anteriormente, é interpretada como produto da migração de formas de leito a partir da atuação de fluxo oscilatório de orbitais de ondas de tempo bom. Desta maneira, é indicativa de depósitos de inframaré desenvolvidos em condições de *shoreface* médio a inferior em regime de fluxo inferior, possivelmente em profundidades menores que 5m, porém acima do nível de base de ondas de tempo bom (Clifton 2006). Sobre estes depósitos é comum a ocorrência da fácies **Oca**, compondo corpos lenticulares com base erosiva depositados pela migração de dunas subaquosas em condições transicionais de infra a supramaré, associados a barras de arrebentação em condições de *shoreface* superior (Walker & Plint 1992, Pratt *et al.* 1992, Clifton 2006). Estes depósitos apresentam granulação fina a média, sensivelmente maior que as fácies de *grainstones* e têm sua ocorrência restrita à porção inferior da sucessão descrita. Petrograficamente, os ooides são semelhantes em forma aos exemplares encontrados na associação de fácies lagunar e de cordão litorâneo, apresentando estrutura interna preservada com laminação concêntrica e núcleos geralmente recristalizados.

A fácies de *grainstones* com estratificação inclinada de baixo ângulo (**Gib**) predomina em toda a associação estudada (~65% da espessura medida), constituindo o topo dos ciclos de alta energia. Esta fácies apresenta granulação muito fina a fina e características petrográficas texturais semelhantes à de outras fácies de *grainstones* anteriormente descritas (fácies **Glo**, **Gl**, **Gca** e **Gm**). São representativas de depósitos de inter a supramaré associados à migração de formas de leito em regime de fluxo superior sobre substrato com leve inclinação na zona de espraiamento costeira (*foreshore* ou estirâncio). Apesar de esta fácies ocorrer em áreas de batimetria muito reduzida e constantemente sujeitas a oscilações de maré e do regime de incidência de ondas, não foram encontradas feições indicativas de exposição subaérea, tais como gretas de ressecamento e calcretes ou paleossolos representativos de porções posteriores à praia (*backshore*). Estruturas bioinduzidas representadas pelas fácies **Mo** e **T**, abundantes em contexto de supramaré na

associação de fácies lagunar, estão ausentes no contexto praiial. A ausência de biohermas e biostromas pode estar relacionada a fatores paleoambientais inerentes à dinâmica deposicional em questão, tais como acréscimo na salinidade e diminuição da taxa de insolação por aumento de turbidez da água, devido a aporte e turbulência de sedimento (Grotzinger & Knoll 1999). Outro aspecto que pode inibir a instalação e crescimento de comunidades de cianobactérias pode estar relacionado ao incremento na energia do sistema. Esta particularidade impossibilita o aprisionamento e litificação de partículas sedimentares na camada de mucilagem, devido à ação de correntes e outros processos inerentes à dinâmica praiial (Krumbein *et al.* 1994).

A associação paleoecológica descrita entre trombólitos, microbialitos e fósseis esqueletais como *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri*, sugere condições de supramaré com águas rasas, calmas e parcialmente protegidas da ação de processos destrutivos. A inibição do crescimento de biohermas e biostromas em condições de regime de fluxo superior na zona de espraiamento também impede a colonização por organismos delicados que possivelmente se ancoravam no substrato ou permaneciam parcialmente enterrados neste, como a *Cloudina* (Seilacher 1999). Deste modo, nas fácies de *grainstones* presentes na associação de fácies costeira dominada por onda estão ausentes exemplares fósseis em posição de vida ou representativos de bioclastos autóctones ou para-autóctones. Nas fácies **Glo**, **Gl** e **Gib** exemplares de *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri* ocorrem de maneira subordinada, sempre como fragmentos do exoesqueleto e como escleritos solitários dispostos randomicamente na matriz (Fig. IV.21). A presença destes bioclastos em fácies praiiais é representativa do transporte de organismos provenientes de áreas lagunares próximas ou retrabalhamento de concentrações fossilíferas pretéritas.

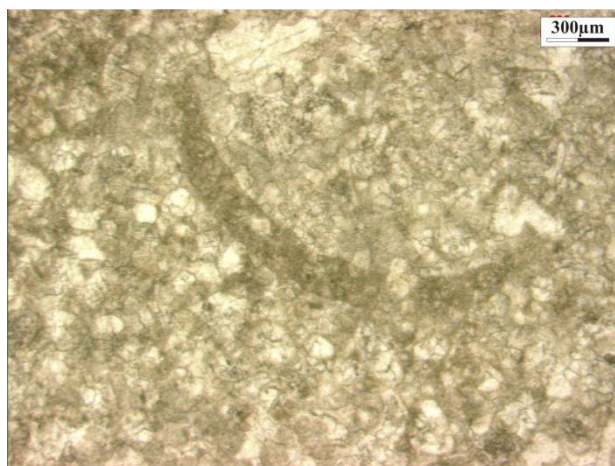


Fig. IV.21 – Detalhe de fragmento de esclerito de *Corumbella weneri* em meio à matriz de *grainstones* finos da fácies **Gib**.10X de aumento, polarizadores descruzados (ponto 45).

IV.2.5 Rampa carbonática exposta - Associação de fácies de rios entrelaçados (Formação Cerro Curuzu)

A associação de fácies de rios entrelaçados corresponde à porção basal da Formação Cerro Curuzu, unidade superior do Grupo Itapucumi. Estes depósitos apresentam ocorrência restrita a apenas uma área de exposição, localizada nos arredores de Porto Guyrati na margem esquerda do Rio Paraguai, compondo lajes que comumente encontram-se submersas nos períodos de cheia (Fig. IV.22.A). A associação descrita foi posicionada na base da Formação Cerro Curuzu devido ao fato de ser sobreposta por depósitos de margas, *mudstones* e calcários impuros típicos desta unidade e também por apresentar matriz e arcabouço constituídos por grãos e clastos pertencentes à Formação Camba Jhopo, subjacente.

A sucessão faciológica decrita não excede os 10m de espessura e é caracterizada pela presença de depósitos conglomeráticos de geometria acanalada com base erosiva, compondo camadas com espessura de até 1,6m e extensão lateral de até 5m.

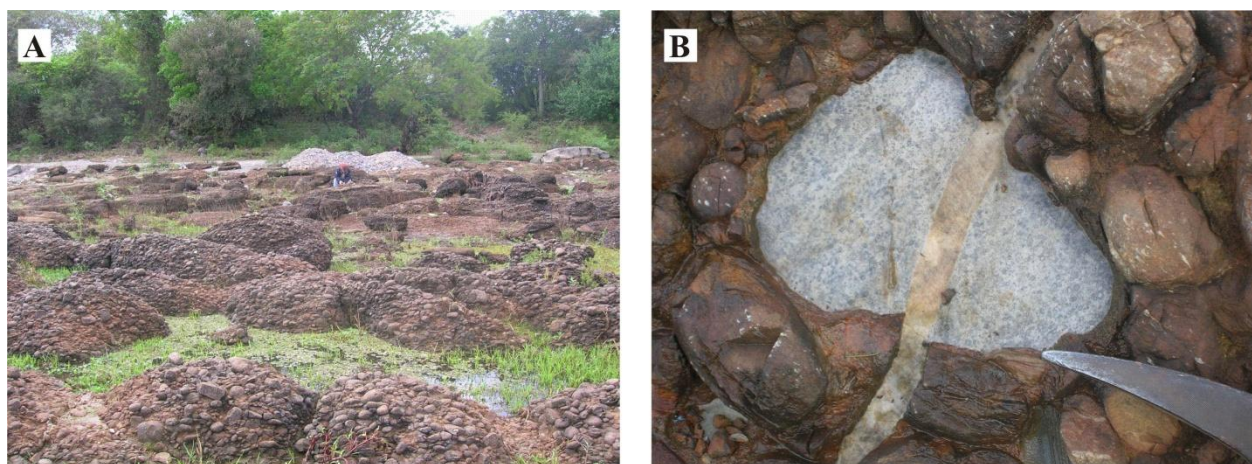


Fig. IV.22 – A – Afloramento de depósitos conglomeráticos fluviais em lajes na margem esquerda do rio Paraguai. Notar que toda a área na porção intermediária a inferior da foto encontra-se parcialmente submersa (ponto 61). **B –** Detalhe de bloco de *ooidgrainstone* da Formação Camba Jhopo em meio a seixos arredondados de quartzitos do embasamento. Fácies **Cca**, depósitos de rios entrelaçados da base da Formação Cerro Curuzu (ponto 61).

As fácies de conglomerados comumente são clasto-suportadas e polimíticas com ampla predominância de clastos de meta-arenitos (~95%) e ocorrência subordinada de *grainstones*, *ooidgrainstones*, margas e quartzito de veio (Fig. IV.22.B). O arcabouço destes conglomerados varia desde areia fina até matacão, com clastos bem arredondados e média esfericidade.

Petrograficamente, os fragmentos carbonáticos apresentam semelhança às fácies descritas nas associações de praia, laguna e cordão oolítico litorâneo, sugerindo que os clastos tratam-se de produto de retrabalhamento de porções da rampa carbonática média representada pelos depósitos da Formação Camba Jhopo. Os clastos de meta-arenitos quartzosos são maciços e muito puros. Petrograficamente, apresentam textura granoblástica com grãos angulosos e esféricos recristalizados. Essas rochas guardam semelhança textural e composicional com meta-arenitos pertencentes à unidade de embasamento denominada Grupo San Luís (Grupo Amoguija, no Brasil), que atualmente constitui um alto estrutural embutido no embasamento do Bloco Apa distante cerca de 70km da área de afloramento dos depósitos fluviais descritos. Guardada às incertezas quanto à origem dos clastos de meta-arenitos, é aqui sugerido que a fonte destes fragmentos seja o Grupo San Luís, unidade paleoproterozoica do Bloco Rio Apa.

Cerca de 60% do arcabouço das fácies conglomeráticas é constituída por ooides, litoclastos agregados tipo *grappestone*, bioclastos e, secundariamente, areia de quartzo na fração areia grossa a grânulo. Os bioclastos, litoclastos e grãos de precipitados apresentam características texturais macroscópicas e petrográficas semelhantes às descritas para as fácies **Oca**, **Oib**, **Ocg** e **Om** pertencentes à associação de fácies de cordão litorâneo oolítico da Formação Camba Jhopo.

Ooides geralmente têm sua gênese associada a processos atuantes em plataformas carbonáticas marinhas caracterizadas por águas agitadas, rasas e saturadas em carbonato de cálcio (CaCO_3 ; Davies *et al.* 1978). A presença de grãos oolíticos pouco retrabalhados compondo o arcabouço de fácies conglomerática é incomum no registro geológico e sugere que estes tenham se comportado como partículas individuais transportadas de sua área-fonte antes da litificação ou cimentação precoce dos depósitos costeiros originais. Da mesma forma, a presença de grãos de origem subaquosa indica retrabalhamento da plataforma exposta e dos depósitos oolíticos por processos fluviais instalados durante queda brusca do nível do mar. A ocorrência de poucos seixos e blocos de composição oolítica no arcabouço dos conglomerados também indica que parte dos depósitos marinhos encontrava-se precocemente litificada, possibilitando a erosão de porções da rocha e seu retrabalhamento como fragmentos líticos.

Os depósitos conglomeráticos descritos compõem ciclos de granodecrescência ascendente (*sensu* Miall 1992) e geralmente apresentam base erosiva irregular (Fig. IV.23). São compostos por estratos com acamamento maciço (fácies **Cm**) ou estratificação cruzada acanalada de

pequeno a médio porte (fácies **Cca**), internamente com padrão de granodecrescência ascendente e/ou imbricamento de seixos. Estas são geralmente sobrepostas por fácies de *oidgrainstones*, apresentando estratificação de baixo ângulo (**Oib**) ou cruzada acanalada de médio porte (**Oca**), por vezes com níveis conglomeráticos acompanhando o plano das estratificações (**Ocg**). Esses níveis são predominantemente constituídos por seixos e blocos de quartzitos e *oidgrainstones* com média esfericidade e alto arredondamento.

As fácies de conglomerado são interpretadas como depósitos de porções inferiores de barras conglomeráticas longitudinais associadas a preenchimento de canais em contexto fluvial entrelaçado (Miall 1992, Bridge 2006). A migração das barras e o preenchimento do talvegue do canal possivelmente se deram a partir de fluxos episódicos de alta energia com competência ou capacidade suficiente para transportar fragmentos até a fração matacão, e possibilitar a migração de formas de leito conglomeráticas (Leclair & Bridge 2001). As fácies que sobrepõem esses depósitos no topo dos ciclos apresentam granulação mais fina, e são compostas por camadas lenticulares decimétricas a métricas de *oidgrainstones* com cruzadas acanaladas, apresentando seixos esparsos no plano da estratificação.

A fácies **Oib** é interpretada como produto da migração de formas de leito em fundo com baixa inclinação, em condições de águas rasas e fluxo de alta velocidade geralmente atuante na porção superior das barras fluviais. As fácies **Oca** e **Ocg** depositaram-se pelo processo de migração de dunas de crista sinuosa a partir de correntes de fundo unidirecionais. A posição relativa destas fácies nos ciclos de deposição episódica e a presença de grãos variando entre areia média a blocos nestes depósitos sugerem que estes tenham sido gerados em condições de fluxo superior, ainda que possam ser fruto da atenuação do fluxo após a enchurrada, representando a volta das condições hidráulicas características da dinâmica fluvial depois do evento de alta energia (Bridge 2006).

Devido à qualidade e extensão em área aflorante dos depósitos fluviais ora descritos, não foi possível adquirir quantidade significativa de medidas de paleocorrentes das fácies conglomeráticas e de *oidgrainstones*. Dados obtidos a partir da orientação preferencial de embriamento de seixos sugerem transporte para N20E. No entanto, podem simplesmente representar variações morfológicas de barras, canais e formas de leito, não correspondendo ao sentido preferencial de transporte.

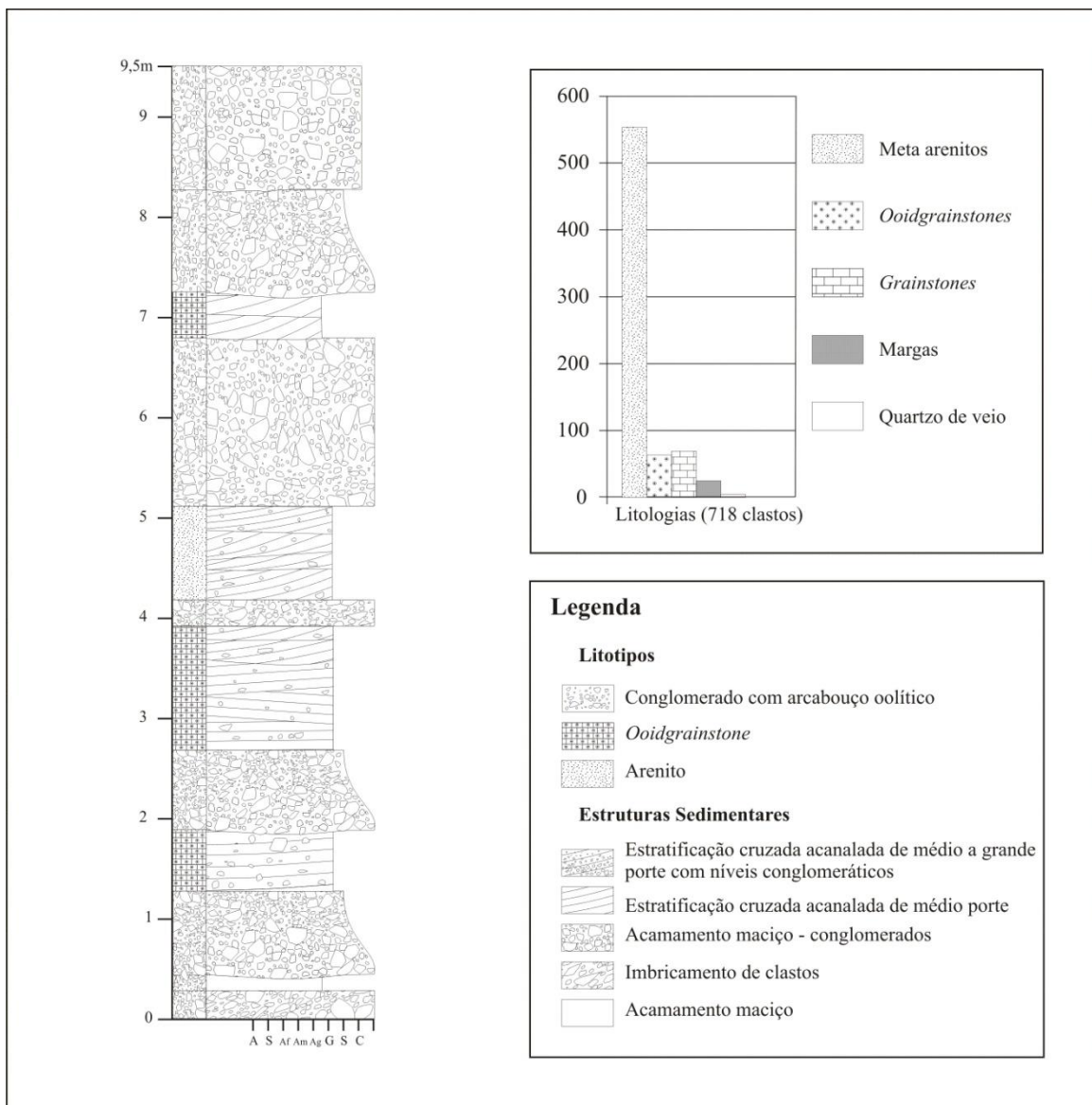


Fig. IV.23 – Seção colunar dos conglomerados da base da Formação Cerro Curuzu (ponto 61).

Segundo Bridge (2006) a distinção entre rios com canais meandranes e não meandranes é realizada em função da variação dos padrões de geometria e inclinação dos estratos e camadas, não dependendo de um determinado tipo de empilhamento de litofácies. Devido à escassez e pequeno tamanho dos afloramentos da associação de fácies descrita, a observação das macroformas e arquitetura dos depósitos foi muito dificultada. Desta maneira, a atribuição das fácies com a deposição de barras e formas de leito em sistema fluvial entrelaçado é embasada em:

a) presença de camadas lenticulares conglomeráticas com granodecrescência ascendente e base

erosiva; b) depósitos de barras conglomeráticas estratificadas e com embricamento de clastos; c) presença de fácies geradas por dunas em condições de fluxo unidirecional, sugerindo migração por processos de acréscimo frontal; d) aparente ausência de superfícies de reativação lateral; e) improbabilidade de desenvolvimento de canais meandantes devido ausência de vegetação terrestre na faixa de tempo estudada (Ediacarano). A presença de plantas possibilita a estabilização de barras fluviais e margens expostas, alterando o padrão de fluxo do canal. Essa dinâmica produz bancos com superfícies íngremes erodidas e áreas laterais, onde ocorre a deposição de barras de acresção, iniciando assim o desenvolvimento de canais meandantes (Cotter 1978, Davies & Gibling 2010).

IV.2.6 Rampa externa - Associação de fácies de rampa carbonática profunda abaixo do nível de base de onda de tempestade (Formação Cerro Curuzu)

Sobreposto aos depósitos fluviais da associação de fácies de rios entrelaçados ocorre uma sucessão com aproximadamente 50m de espessura, constituída por fácies depositadas em contexto de plataforma carbonática profunda abaixo do nível de base de onda de tempestade. Os melhores exemplos desses depósitos ocorrem em exposições contínuas na mina principal da INC em Vallemí (Fig. IV.24), e também na maior cava localizada no povoado de Puerto Itapucumi, no extremo sul da área de estudo. Afloramentos isolados ainda incidem como paredões e lajes nas margens do rio Paraguai, destacando as ocorrências na porção nordeste da ilha Peña Hermosa. Ambas as ocorrências incidem dentro do contexto da faixa dobrada, de modo que podem se apresentar metamorfizadas em fácies xisto verde baixo (zona da clorita), comumente seccionadas por falhas de empurrão com movimentação de capa para leste e clivagem penetrativa.

A associação de fácies de plataforma carbonática profunda se inicia por uma sucessão de aproximadamente 40m de camadas tabulares métricas de *mudstone* calcífero (**M**), e secundariamente pelitos laminados (**PI**), pelitos maciços (**Pm**). Essas fácies possuem coloração cinza-escuro a preta, por vezes apresentando odor típico de betume quando sujeitas a aquecimento por chama. São interpretadas como depositadas por decantação de lama calcária e terrígena em águas calmas, possivelmente em fundo anóxico, como sugerido pela presença de material orgânico gerado por decomposição anaeróbica e pela coloração escura característica. A contribuição terrígena pode também ser observada nas fácies de margas com laminação plano-

paralela (**Mp**) com grãos siliciclásticos que constituem depósitos de decantação de lama carbonática, associada ao processo de queda de grãos possivelmente à partir da entrada de fluxos homo ou hiperpicnais no corpo d'água.

Intercalados a estas fácies, ocorrem níveis tabulares centimétricos, lateralmente persistentes de *ooidgrainstones* de granulação média a fina, maciços (**Om**) com coloração cinza-claro a branca. A fácies **Om** apresenta boa seleção granulométrica e é constituída por ooides de até 1mm, bem arredondados e com alta esfericidade. Estes grãos são petrograficamente semelhantes aos descritos para a associação de fácies de cordão litorâneo oolítico, porém ocasionalmente apresentam película betuminosa envolvendo sua parte externa (Fig. IV.25.A). A fácies **Om** apresenta-se em geral muito recristalizada, sendo que seu caráter maciço pode ser parcialmente atribuído ao metamorfismo. No entanto, a geometria das camadas e o padrão de granodecrescência ascendente observados em alguns níveis sugerem que foram depositados por fluxos de fundo desconfinados (hiperpicnais), que apresentavam progressiva desaceleração conforme progradavam bacia adentro. A intercalação entre as fácies **Om** e **Pl**, **Pm** e **M** compõe pacotes com proporção 1:1, de tal forma que a alternância entre camadas confere aspecto rítmico à sucessão (fácies **R**).

A predominância de fácies de *mudstones* e pelitos sugere que a sedimentação de fundo se processou por suspensão em águas calmas e sem turbulência abaixo do nível de base de onda de tempestade, em condições de inframaré. A presença de níveis intercalados de *grainstones* indica que esse sistema ocasionalmente era perturbado pela entrada de fluxos hiperpicnais, representando eventos de sedimentação episódica. Estes podem estar associados à deposição de lobos desconfinados representativos de porções distais de canais de inframaré, ou constituírem produtos de retrabalhamento de sedimento costeiro (ou de barras oolíticas) por correntes de retorno, associadas à incidência de tempestades ou furacões de inverno (Duke 1987). É possível afirmar também que a presença de sedimento pelítico entre as camadas episódicas, ainda que de forma subordinada, é sugestiva de aporte de material terrígeno oriundo de porções proximais da plataforma.

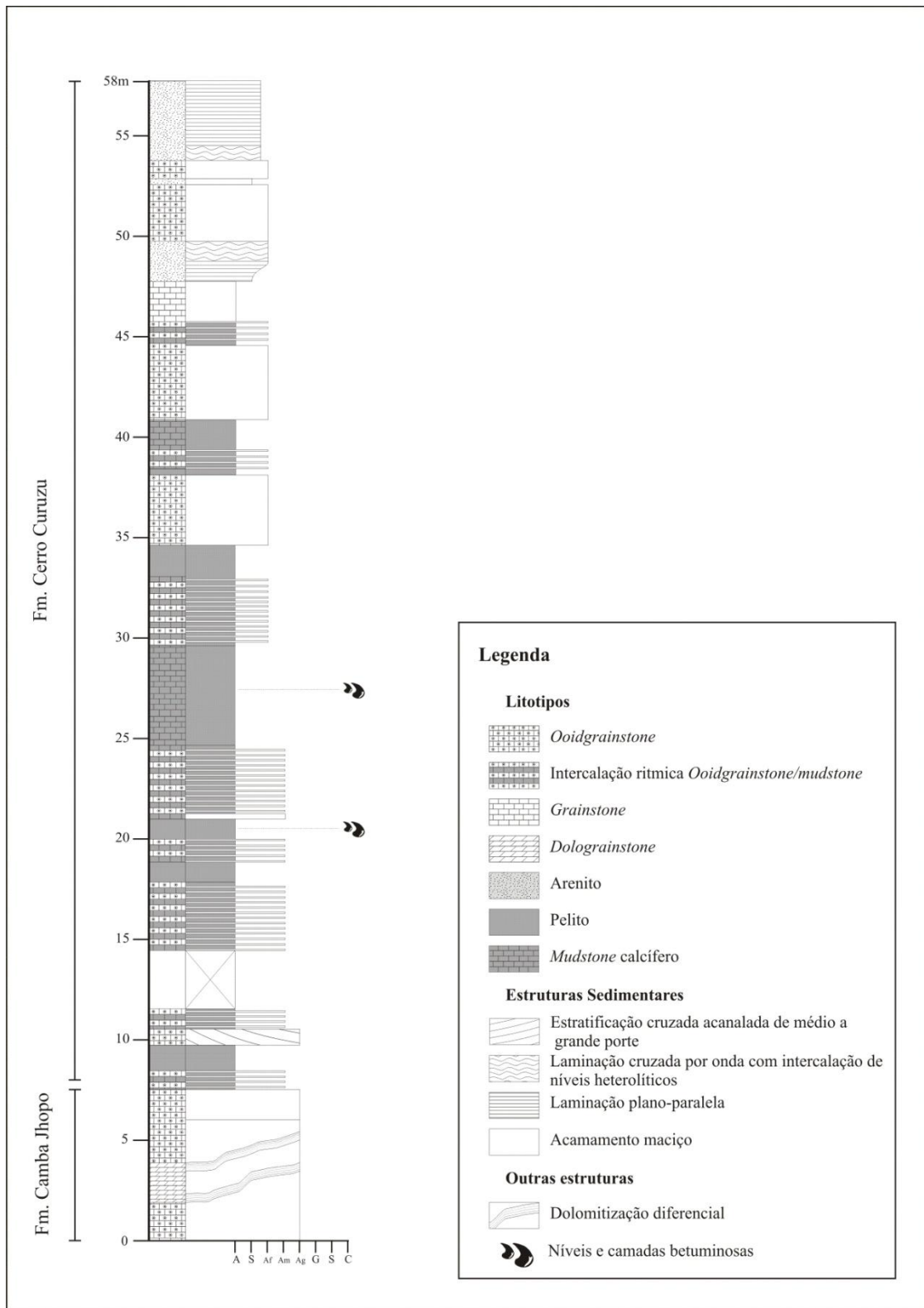


Fig. IV.24 – Seção colunar da associação de fácies de rampa profunda da Formação Cerro Curuzu (ponto 40).

As exposições localizadas na ilha Peña Hermosa no rio Paraguai compreendem perfis de no máximo 5m de espessura e são representativas de depósitos pertencentes à associação de fácies de plataforma carbonática profunda. No entanto, apresentam composição litológica diferenciada da associação descrita na Pedreira da INC e na cava de Porto Itapucumi, sendo caracterizadas pela intercalação rítmica de camadas tabulares decimétricas de *grainstones* maciços e com laminação plano-paralela com granodecrescência ascendente (fácies **Gm** e **Gl**) e fácies de *mudstones* maciços (fácies **M**) de coloração cinza (Fig. IV.25.B). De maneira análoga, esses depósitos são também interpretados como produto da alternância de fácies geradas por suspensão, intercaladas a depósitos episódicos de fuxos hiperpicnais. A ausência de retrabalhamento das fácies por ondas ou correntes também é indicativa de deposição em condições de inframaré abaixo do nível de base de ondas de tempestade.

Tais depósitos também apresentam estruturas de deformação pós-sedimentares, representadas por camadas intensamente dobradas encerradas na base e no topo por pacotes indeformados. Estes níveis apresentam dobras desarmônicas e recumbentes, com vergência para diferentes direções e geometria complexa, com planos axiais recurvados, flancos irregulares rompidos e evidência de estiramento e espessamento de níveis em uma mesma camada (Fig. IV.25.C e D). Este tipo de estrutura é sugestiva da atuação do processo de liquefação dos sedimentos superficiais em fase plástica a coesiva e posterior escorregamento da camada devido à incidência de correntes gravitacionais (*slumps*) disparadas por atividade sísmica (Montenat *et al.* 2007). Dobras desarmônicas com flancos rompidos e espessamento e adelgaçamento de camadas refletem a variação reológica entre as camadas não litificadas, no caso as fácies **Gm/Gl** e **M**. A relação entre a incidência de sismos em um estágio pouco posterior à sedimentação e a deformação das camadas é também reforçada pela ausência de feições como intrusões salinas de grande porte e depósitos de tempestades, as quais supostamente podem deformar camadas não litificadas. Ademais, a ocorrência de *slumps* iniciados por gatilhos sísmicos em depósitos sem evidência de assoalhos com declive (taludes), como em sucessões lacustres ou turbididitas, é relativamente comum no registro, já que podem ocorrer em substrato com inclinação inferior a 0,25° (Field *et al.* 1982, Ringrose 1989).

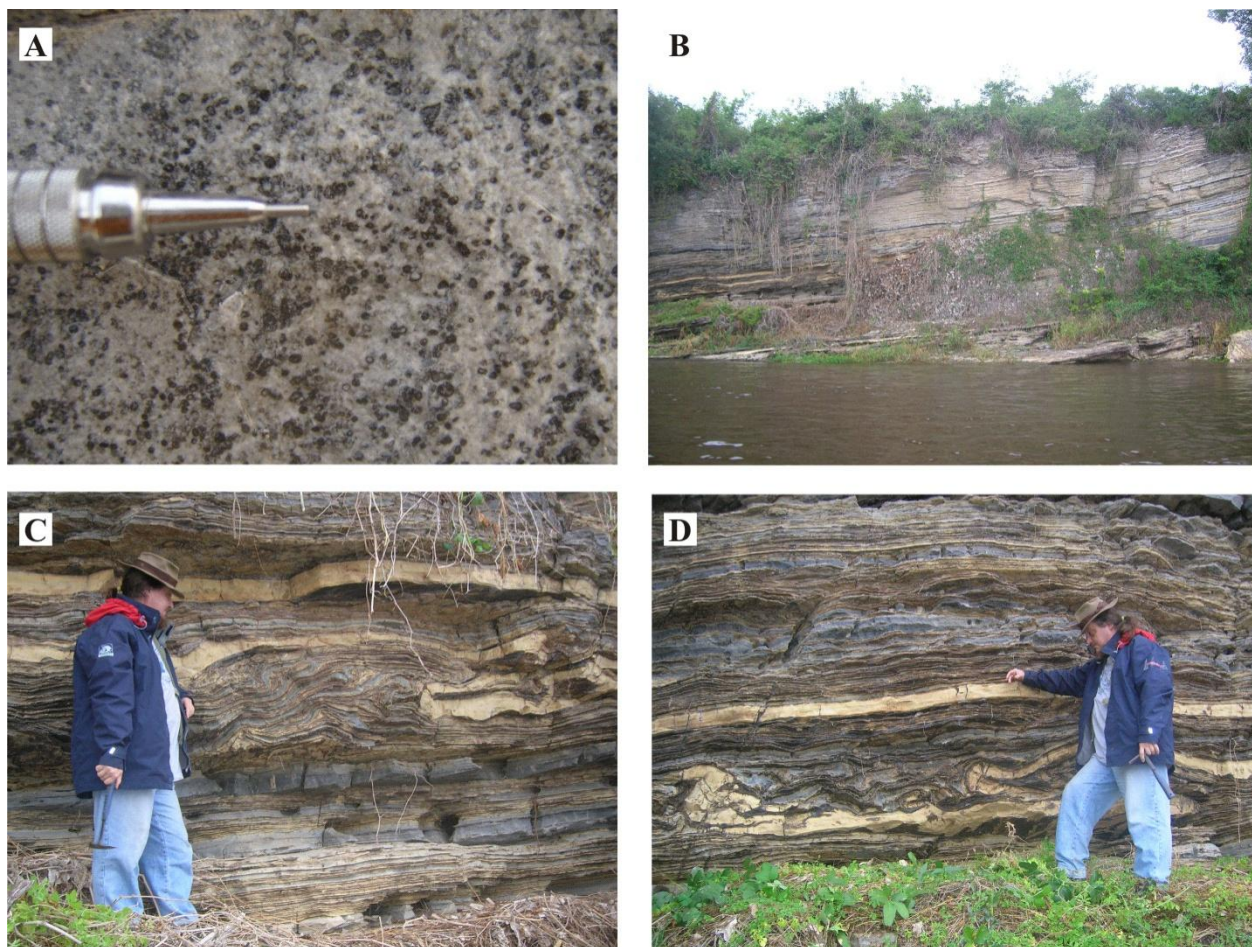


Fig. IV.25 – **A** – Detalhe da fácies **Om** de granulação média com ooides apresentando encapsulamento por película betuminosa (ponto 62). **B** - Afloramento de ritmitos entre as fácies **Gm/Gl** e **M** nas margens do rio Paraguai, ilha Peña Hermosa (ponto 58). **C** – Detalhe de camada apresentando dobras desarmônicas com planos axiais recurvados encerradas por níveis inderformados (ponto 58). **D** – Detalhe do mesmo nível do item **C** apresentando dobras com vergências opostas (ponto 58).

IV.2.7 Rampa externa - Associação de fácies de rampa carbonática moderadamente profunda abaixo do nível de base de onda de tempo bom (Formação Cerro Curuzu).

Os principais afloramentos pertencentes à associação de fácies de plataforma carbonática com contribuição terrígena, abaixo do nível de base de onda de tempo bom, ocorrem ao sul da pedreira principal da INC em Vallemí (Fig. IV.26). Neste local estão expostos cerca de 60m de depósitos pertencentes ao topo da Formação Cerro Curuzu afetados por dobras abertas anticlinais e sinclinais. Essas exposições correspondem aos extratos de topo do Grupo Itapucumi e representam uma seção estratigraficamente normal sem metamorfismo significativo, na qual

estão preservadas as estruturas sedimentares primárias. A porção basal desta sucessão também ocorre na mina principal da INC em Vallemí, no entanto encontra-se intensamente deformada e metamorfozizada na fácies xisto verde (a partir de 45m da figura IV.24).

Os depósitos de plataforma carbonática abaixo do nível de base de onda de tempo bom são caracterizados pela predominância de fácies de *grainstones* com laminação plano-paralela (fácies **Gl**), *grainstones* maciços (**Gm**), *ooidgrainstones* maciços e com gradação normal (**Om** e **Ogn**), intercalados com camadas decimétricas a métricas de *mudstones* (**M**) e margas com laminação plano-paralela (**Mp**, Fig. IV.27.A). As fácies **Gl**, **Gm**, **Om**, **Ogn** ocorrem organizadas em camadas tabulares decimétricas a métricas amalgamadas e ocasionalmente lenticulares, com afinamento lateral perceptível somente em afloramentos contínuos com mais de 50m de extensão. Estas fácies comumente se apresentam intercaladas individualmente por níveis centimétricos de *mudstones* cinza e vermelhos ao passo que os pacotes métricos de camadas de *grainstones* e *ooidgrainstones* amalgamados ocorrem separados por camadas decimétricas a métricas das fácies de *mudstones*. As fácies **Gl**, **Gm**, **Om**, **Ogn** são interpretadas como depositadas por fluxos de fundo desconfiados de maneira análoga à proposta para a associação de fácies de plataforma carbonática profunda abaixo do nível de base de onda de tempestade, no entanto, provavelmente correspondem às porções proximais destes depósitos.

No terço superior da sucessão (Fig. IV.26), a presença de fácies com estruturas indicativas de migração de dunas subaquosas (fácies **Oca**) sugere que estas correspondam a depósitos de preenchimento dos canais que, em condições de águas mais distais e profundas, depositavam-se como leques de fluxos desconfiados.

Características das fácies **Gl**, **Gm**, **Om**, **Ogn**, tais como maior espessura e frequência em relação à fácies de decantação (**M** e **Mp**), também reforçam a ideia de que a deposição dessas camadas deva ter se dado em condições proximais, ao menos acima do nível de base de onda de tempestade. Subordinadamente, também ocorrem intercaladas fácies de *grainstones* com laminação cruzada por onda (**Glo**) e laminação heterolítica dos tipos *flaser*, *wavy* e *linsen* (**H**). Estas fácies compõem camadas decimétricas a métricas que não ocorrem no topo de níveis com granodecrescência ascendente, indicando que não representam depósitos de atenuação e desaceleração de fluxos densos de fundo.

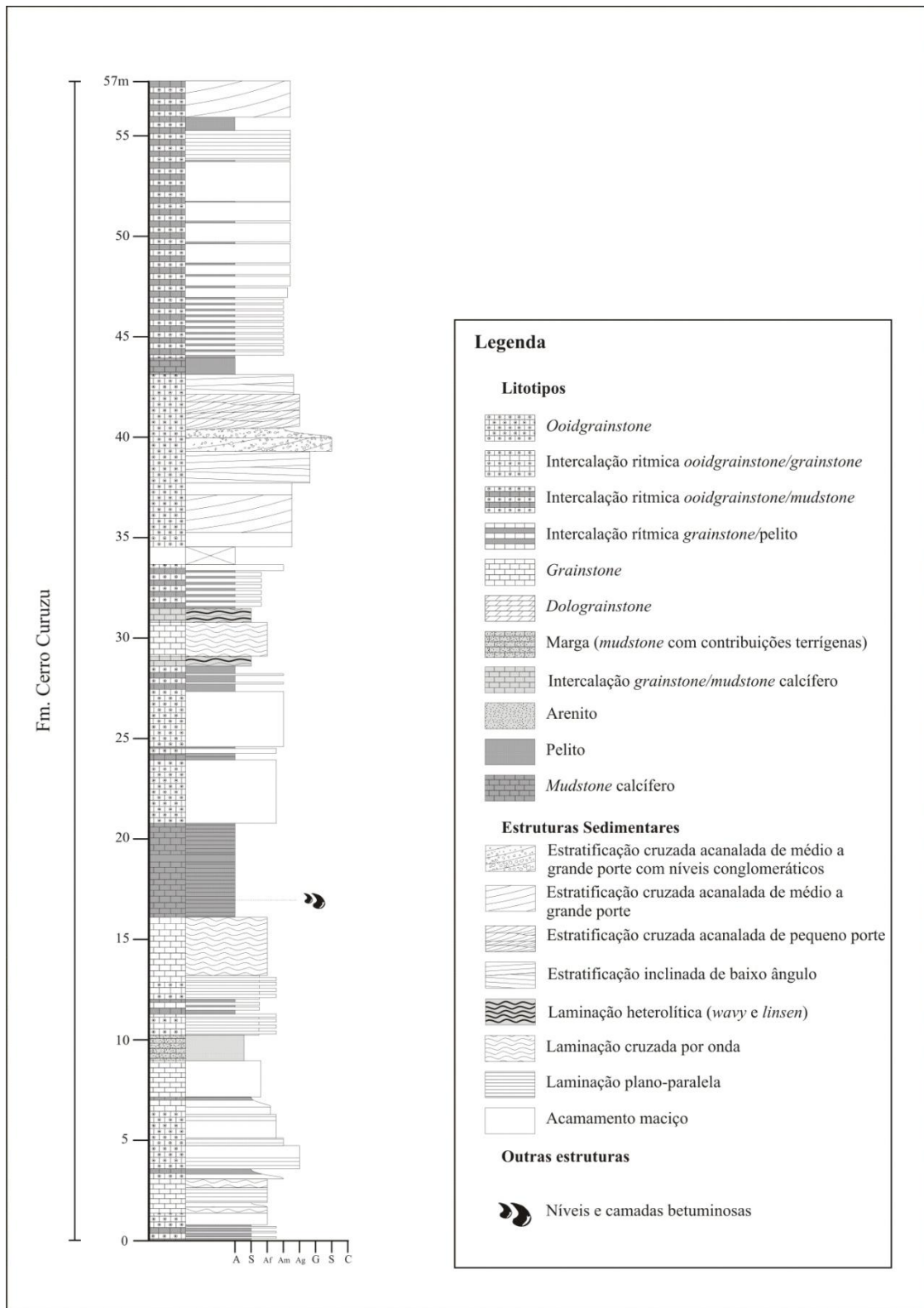


Fig. IV.26 – Seção colunar rampa carbonática abaixo do nível de base de onda de tempo bom. Topo da Formação Cerro Curuzu (ponto 24).

As fácies **Glo** e **H**, portanto, devem estar associadas à atuação continuada de orbitais responsáveis por retrabalhar sedimento previamente depositado, representando a ação de ondas de tempo bom durante intervalos de tempo.

A predominância de fácies originadas por fluxos de fundo não retrabalhados indica, no entanto, que a maior parte destes depósitos não estava constantemente sujeita à ação de ondas de tempo bom. A presença de fácies pelíticas e de lama carbonática sugere que a sedimentação do dia-a-dia era dominada pelo processo de suspensão em águas calmas e moderadamente profundas. A coloração negra de algumas camadas da fácies **M** impregnadas por betume, também sugere deposição em fundo anóxico para o primeiro terço estratigráfico da sucessão. Desta maneira, a associação de fácies descrita deve ter se depositado majoritariamente abaixo do nível de base de onda de tempo bom, sendo ocasionalmente retrabalhada por orbitais em função de pequenas oscilações de alta frequência nas taxas de subida relativa do nível do mar. O último terço estratigráfico da associação de fácies de plataforma carbonática abaixo do nível de base de onda de tempo bom é caracterizado pela intercalação rítmica de níveis centimétricos da fácies **M** com camadas tabulares constituídas pela fácies **Om**, ocasionalmente com granodecrescência ascendente. O pacote total também apresenta padrão de granocrescência e espessamento ascendente sugerindo tendência à progradação (Fig. IV.27.B). A presença de depósitos amalgamados da fácies **Oca** apresentando base erosiva é sugestiva de fluxos canalizados em canais de inframaré, reforçando a hipótese de progradação no topo da sucessão.

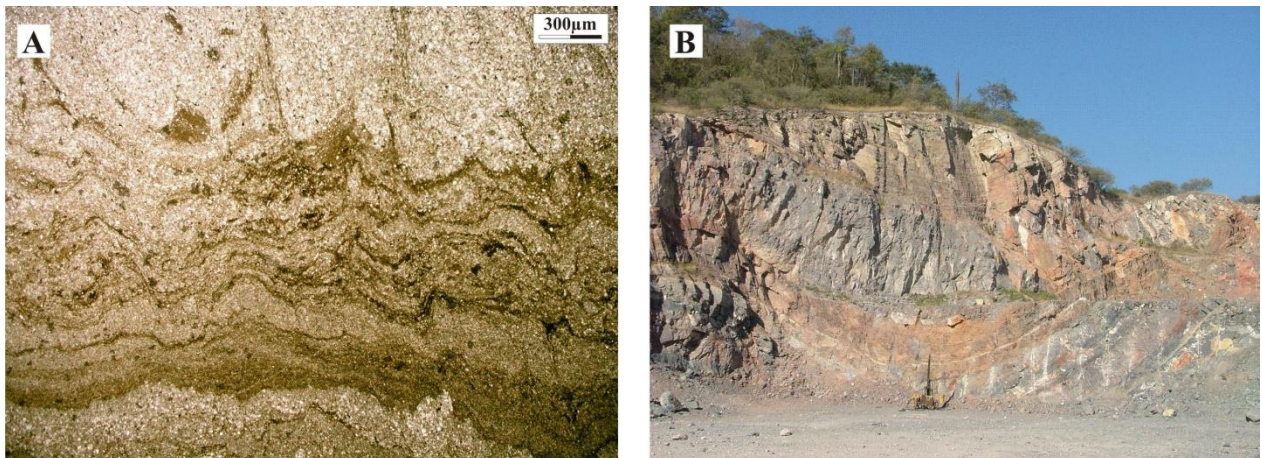


Fig. IV.27 – **A** – Detalhe de lâmina petrográfica de margá mostrando a presença de grãos de quartzo (brancos) em meio a arcabouço carbonático (ponto 24). **B** – Sucessão de topo da Formação Cerro Curuzu. Notar a intercalação entre pacotes carbonáticos (cinza) e camadas rítmicas (*ooidgrainstone/mudstone*, marrons) com espessamento ascendente (ponto 24).

IV.3 Considerações sobre os sistemas deposicionais do Grupo Itapucumi

A sucessão sedimentar que compõe o Grupo Itapucumi pode ser litologicamente subdividida em duas, uma compreendendo os depósitos siliciclásticos da base (Formação Vallemí) e outra constituída pelas rochas carbonáticas e mistas, que perfazem cerca de 90% do restante da unidade (formações Camba Jhopo, Tagayita Guazu e Cerro Curuzu).

A caracterização faciológica da porção basal do Grupo Itapucumi foi muito dificultada devido às condições restritas de afloramento, sendo que a definição tentativa dos sistemas deposicionais corresponde a uma aproximação possível. A associação de fácies descrita para este nível estratigráfico corresponde a depósitos de arenitos estratificados ou maciços que gradam em direção ao topo para camadas de pelitos avermelhados e arenitos finos com laminação cruzada, apresentando gretas de contração nos *drapes* pelíticos e estruturas do tipo *wrinkle*. Estas feições são indicativas da deposição em condições subaquosas, porém rasas, em que há a exposição subaérea dos sedimentos. Estruturas do tipo *Kinneyia*, semelhantes às descritas para a unidade em questão, são comumente associadas à atividade microbiana em ambiente de perimaré relacionados a depósitos de canais e planícies de lama costeiras. Ainda que pese a falta de informações quanto à composição faciológica da porção basal do Grupo Itapucumi, a presença de depósitos de decantação representados por camadas de até 20m de pelitos vermelhos, reforça a deposição em condições subaquosas para o topo da sucessão siliciclástica. A possível presença de rochas efusivas intercaladas à sucessão sedimentar da Formação Vallemí constituiria evidência da concomitância entre processos vulcânicos e sedimentares durante a deposição do segundo terço estratigráfico da unidade. Por outro lado, por se tratar de intrusão rasa de idade incerta, é impossível traçar qualquer associação entre a deposição das rochas siliciclásticas e o evento de colocação do *sill*.

Estratigraficamente acima e, em contato discordante com os depósitos siliciclásticos da Formação Vallemí, ocorre a sucessão carbonática mais espessa do Grupo Itapucumi, representada pelas formações Camba Jhopo, Tagayita Guazu e Cerro Curuzu, esta última apresentando importante contribuição siliciclástica. O modelo deposicional proposto relaciona a deposição das associações de fácies a um sistema de rampa carbonática homoclinal subdividida em três províncias fisiográficas distintas: rampa interna, média e externa (Fig. IV.28, *sensu* Burchette & Wright 1992). A deposição da sucessão sedimentar nesta rampa não é contínua, apresentando

diferentes estágios evolutivos representados por duas sequências sedimentares separadas por discordância erosiva. O modelo de deposição em plataforma carbonática do tipo rampa barrada se adequa às associações de fácies descritas devido à ampla distribuição em área de carbonatos de águas pouco profundas (Jones & Desrochers 1992) e ausência de fácies representativas de sedimentação em talude (*eg.* brechas).

A oeste das exposições do Grupo Itapucumi, a sucessão carbonática caracteriza-se basicamente pela presença maciça de camadas de *ooidgrainstones* estratificados representativos de associação de fácies de cordão litorâneo oolítico e pertencentes a um sistema de rampa carbonática média com barramento. A presença de estromatólitos do gênero *Conophyton* na base da associação evidencia condições de águas calmas, límpidas e de inframaré, no entanto, ainda dentro da zona fótica. Sobreposta a esta camada basal e aparentemente recobrimdo-a em contato normal, a espessa sucessão na qual predominam camadas acanaladas constituídas pelas fácies **Oca** e **Oct** indica deposição a partir de dunas subaquosas de médio a grande porte. Devido a tais características sedimentológicas, a grande extensão em área (dezenas de quilômetros) e espessura (centena de metros), estima-se que o mecanismo responsável pela deposição dessas fácies esteja relacionado à ação continuada de correntes com direção uniforme paralelas a linha de costa. Este tipo de mecanismo de deposição é comumente encontrado em sistemas de plataformas e rampas carbonáticas atuais, a exemplo das barras e cordões oolíticos ativos da ilha de Andros, arquipélago de Cuba e Miami (Ball 1967, Shinn *et al.* 1969, Halley *et al.* 1977, Gonzales & Eberli 1997, Grasmueck & Weger 2002, 2004). Essas correntes seriam responsáveis pela redeposição do sedimento oolítico costeiro em sistemas de cordões e corpos alongados com comprimento maior que 50km e largura da ordem de 10km, extensão comparável aos exemplos atualmente encontrados nas Bahamas (Shinn *et al.* 1969, Grasmueck & Weger 2004). Dados de paleocorrentes medidos suportam a ideia de que o transporte do sedimento oolítico tenha se dado a partir de correntes costeiras paralelas à paleolinha de costa, provavelmente de SW para NE (Figs. IV.08 e 12).

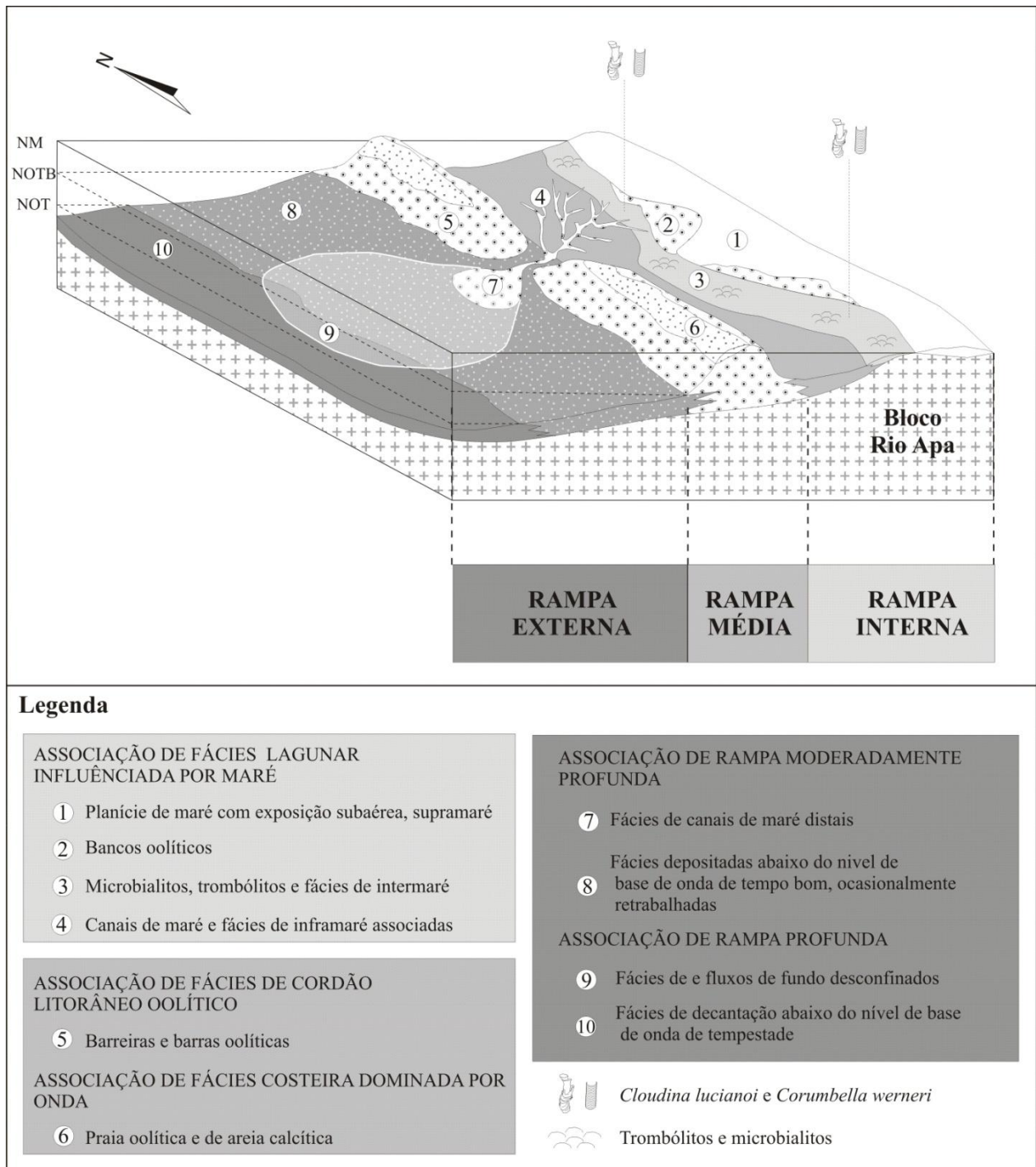


Fig. IV.28 – Modelo deposicional de rampa carbonática para o Grupo Itapucumi (excluindo depósitos siliciclásticos basais da Formação Vallemí).

Os depósitos estratigraficamente abaixo do pacote de cerca de 130m das fácies **Oib**, **Oca** e **Oct** são constituídos pelas fácies **Ogn** dispostas em camadas tabulares e lenticulares, por vezes amalgamadas e erodidas por pequenos depósitos acanalados. Tais características sugerem que estas fácies estejam relacionadas a depósitos de desaceleração de fluxos desconfiados das porções distais de lobos frontais de canais de infra-maré, ocasionalmente erodidos por depósitos da base canal. Esse sistema de canais de inframaré seria o responsável pelo carreamento do sedimento oolítico costeiro para áreas mais profundas da bacia através de fluxos canalizados durante eventos de maré de vazante (Ball 1967, Halley *et al.* 1977, Gonzales & Eberli 1997). A presença de níveis pelíticos (fácies **P**) intercalados a esses depósitos, sugere condições de águas calmas entre os episódios de deposição dos lobos, sem necessariamente indicar variações batimétricas ou de linha de costa (Dalrymple 1992). Essas fácies poderiam ser, portanto, produto de variações fisiográficas dentro do mesmo sistema de canais de maré ou representativas de intervalos de deposição de fundo (dia-a-dia) com predomínio de águas sem turbulência significativa, não perturbadas pela entrada de fluxos menos competentes na ocasião de marés de quadratura. Outro mecanismo que possibilitaria explicar a inserção de sedimento oolítico costeiro formados em condições de supramaré em profundidade inferior a 2m (Simone 1982) para águas mais profundas, poderia estar associado à atuação de correntes de retorno em eventos de tempestade (Harms *et al.* 1975, Leckie & Walker 1982, Walker & Plint 1992, Bádenas & Aurell 2001). Ademais, a redeposição durante diversos eventos de tempestade ou furacões de inverno (Duke 1987) seria suficientemente competente para transportar o grande volume de ooides encontrado na sucessão.

Dentro do contexto descrito, a continuidade dos mecanismos de aporte por lobos de canais de maré e, possivelmente tempestades, além da redistribuição de sedimento oolítico por correntes de deriva, possibilitaram a progradação das barras costeiras e a acumulação de dezenas de metros da fácies **Oca** e **Ocg**. A ausência de intercalações de fácies pelíticas para o topo da sucessão indica que praticamente não existiram condições de águas calmas durante a sedimentação, evidenciando também improbabilidade de grandes variações significativas na espessura da coluna d'água e distância da paleocosta. No entanto, a presença de litoclastos (“*grapestones*”) e bioclastos sugere cimentação primária dos sedimentos, seguida por erosão de porções do cordão oolítico litorâneo, possivelmente das áreas costeiras associadas. Desta maneira, a exposição esporádica de sedimentos por pequenas variações de lâmina d'água pode ter

possibilitando a litificação precoce de porções do cordão oolítico, posteriormente retrabalhadas devido ao desmonte erosivo da ação continuada de ondas e correntes.

Nos últimos 50m da sucessão de cordões litorâneos oolíticos, a presença maciça de depósitos da fácies **Oib** é interpretada como produto da migração de formas de leito em substrato com baixa declividade em regime de alta energia. Esta configuração é indicativa de deposição em sistemas costeiros proximais (“foreshore” ou estirâncio), sujeitos à ação de espraiamento de ondas, constituindo possivelmente a porção costeira externa do cordão litorâneo oolítico, o que também sugere retorno a condições proximais e de menores batimetrias para o topo da sucessão. A sucessão intensamente dolomitizada nesse nível stratigráfico apresenta características típicas de dolomitização do tipo “zebra”, diretamente associada à percolação de fluidos hidrotermais em um estágio posterior à litificação das rochas. A existência de camadas dolomitizadas discordantes à estruturação dos litotipos e com bordas pouco definidas, associadas ao nível representativo de *tepees* e brechas salinas, sugere também que, no topo da associação, os sedimentos subaquosos experimentaram condições de exposição subaérea em ambiente hipersalino e, possivelmente, árido. Desta maneira, é provável que ocorresse, uma primeira dolomitização eodiagenética em clima árido no topo da sucessão e outra mais intensa relacionada a estágios tardi a pós-diagenéticos (Nielsen *et al.* 1998, Vandeginste *et al.* 2005).

A espessura total da sucessão carbonática da associação de fácies de cordões litorâneos oolíticos sugere grandes taxas de produtividade e aporte de sedimento oolítico, além de concomitância dos processos de influxo sedimentar por canais de maré e retrabalhamento por correntes de deriva costeira. Os exemplos atuais de bancos oolíticos e cordões oolíticos (Ball 1967, Shinn *et al.* 1969, Halley *et al.* 1977, Gonzales & Eberli 1997, Grasmueck & Weger 2002, 2004) descrevem corpos extensos com espessuras totais que podem atingir escala de dezenas de quilômetros. No caso do Grande Banco das Bahamas (*Great Bahama Bank*), a espessura definida para a última fase de agradação (0-5 Ma) comporta entre 150 e 200m de sedimento (Eberli *et al.* 1994, Sen *et al.* 1999), sendo que somente a unidade essencialmente oolítica de topo (Pleistoceno médio ao Recente) atinge cerca de 80m de espessura (Caracuel 1995).

Na porção leste da área aflorante da associação de fácies de cordões oolíticos costeiros, os depósitos da Formação Tagayita Guazu são representativos de sistema de laguna caracterizada pela predominância de associação de fácies de perimará. Este estaria relacionado a um corpo d’água restrito, barrado pelo sistema de cordões oolítico lateralmente correlato a oeste. A

sucessão de perimará ocorre diretamente sobre rochas do embasamento cristalino e corresponde a depósitos de rampa interna, caracterizados por águas rasas, propícias à precipitação de carbonatos sob forma de ooides e estruturas bioinduzidas, como trombólitos e esteiras microbianas (Cozzi *et al.* 2010). Esses depósitos são detentores de importante conteúdo fossilífero, marcado pela ocorrência de trombólitos e microbialitos associados a indivíduos *in situ* de *Cloudina lucianoi*, espécimes retrabalhados de *Corumbella weneri*, moldes e icnofósseis de organismos de corpo mole (ex. *Planolites*). A presença destes organismos e a diversidade desta associação reforçam a existência de condições deposicionais rasas, em águas pouco turvas dentro da zona fótica e com alta produtividade primária.

Sobre os depósitos de perimará da associação de fácies lagunar, ocorre uma sucessão costeira dominada por onda, caracterizada por fácies de *grainstones* e *ooidgrainstones* apresentando estratificação cruzada de baixo ângulo, laminação cruzada por onda e estratificação cruzada acanalada. Atualmente a oeste das áreas de exposição do Grupo Itapucumi, essa associação de fácies ocorre sobre os depósitos de cordões oolíticos em exposições tectonizadas e fortemente dolomitizadas. Nestes locais, tais níveis apresentam feições do tipo “zebra”, associada à percolação de fluídos hidrotermais dolomitizantes através de descontinuidades geradas por estresse tectônico durante a diagênese tardia, em contexto de esforços compressivos (Vandeginste *et al.* 2005).

A presença de associações de fácies praias sobre depósitos lagunares e de cordões oolíticos sugere que esta sucessão tenha se formado em condições retrogradacionais, associada à transgressão de linha da costa. Os dados de paleocorrentes obtidos na fácies **Gib** foram interpretados como representativos de superfícies de acamamento ativas durante a deposição das formas de leito sobre substrato apresentando declividade baixa com mergulho para costa afora (*offshore*, Clifton 2006). As medidas de paleocorrentes (Fig. IV.20) apresentam concentração para WSW e também para SW, SES e NW, com vetor médio para SW. A concentração dos dados rotacionados neste quadrante sugere que a porção *offshore* da paleolinha de costa localizava-se a W e SW, enquanto dispersões para outras direções podem ser reflexo de pequenas variações fisiográficas e de declividade na zonas de *foreshore* e *shoreface*.

Estratigraficamente acima dos depósitos de rampa interna e média (associações de cordões litorâneos oolíticos, praia e laguna), ocorre uma superfície de descontinuidade erosiva, marcada pela presença de associação de fácies de rios entrelaçados. Estes são predominantemente

constituídos por conglomerados estratificados com matriz oolítica e clastos das formações calcárias subjacentes e do embasamento regional (meta arenitos e quartzo de veio). Tais depósitos sugerem exposição da rampa carbonática devido à queda brusca do nível do mar seguida por erosão fluvial.

Sobre este nível estratigráfico ocorre novamente a incursão de depósitos plataformais (Formação Cerro Curuzu), marcando uma importante superfície transgressiva. Instalam-se novamente condições marinhas, caracterizadas pelos depósitos constituídos de fácies carbonáticas e terrígenas de decantação formadas em condições anóxicas abaixo do nível de base de onda de tempestade em contexto de rampa externa. A presença de pacotes pelíticos intercalados às fácies de ritmitos, *mudstones* e *ooidgrainstones* indica importante contribuição siliciclástica nesta unidade. Essa associação também sugere deposição em águas relativamente profundas em porções fisiograficamente externas ao barramento da plataforma, ou seja, expostas a águas oceânicas abertas a W/SW. A presença de estruturas de deformação pós-sedimentares na base da unidade, como dobras desarmônicas e recumbentes com vergência para diferentes direções e geometria complexa e encerradas na base e no topo por camadas indeformadas, indica a presença de liquefação de sedimentos seguida por modificação em estado plástico da estrutura original da camada. Essa deformação possivelmente está associada a escorregamentos iniciados por gatilhos sísmicos, sugerindo a presença de atividade tectônica neste período de deposição da rampa carbonática.

Os depósitos estratigraficamente acima da associação de fácies de plataforma profunda são constituídos por sedimentos carbonáticos e mistos, como margas, arenitos muito finos e pelitos. Os depósitos de *ooidgrainstones* e *grainstones* com estratificação cruzada, gradação normal e maciços, ocorrem intercalados e organizados em camadas tabulares amalgamadas. Estas compõem pacotes de até 5m de espessura e se encontram encerradas por depósitos de decantação (*mudstones*, fácies **M**), ocasionalmente apresentando camadas subordinadas de fácies heterolíticas, ritmitos (*mudstones/ooidgrainstones*) e *grainstones* com laminação cruzada gerada por onda. Essa associação de fácies é interpretada como depositada em condições de rampa carbonática abaixo do nível de base de onda de tempo bom. De maneira análoga à associação de fácies de rampa profunda (depositada abaixo do nível de base de onda de tempestade), esta associação representa a porção mais rasa da rampa em sua porção externa, ou seja, não confinada pelo barramento representado pelo cinturão oolítico. Os processos que incidem nesta porção da

plataforma são representados pela decantação de fácies pelíticas e de lama carbonática, intercalados pela entrada de fluxos densos de fundo responsáveis pela deposição de fácies de ritmitos, heterolíticas e de *oidgrainstones/grainstones*. O transporte de sedimento costeiro para águas mais profundas pode ser associado à atuação de correntes de retorno durante tempestades que atingiriam as porções rasas do cinturão oolítico. Um processo alternativo ou complementar ao transporte do sedimento costeiro para áreas de maiores batimetrias remete à entrada de fluxos desconfiados representativos das porções distais de canais de maré que progradariam em direção a águas mais profundas devido a descontinuidades localizadas na extensão do barramento oolítico. Esses depósitos não estavam constantemente sujeitos à ação de ondas de tempo bom, sendo que ocasionalmente eram retrabalhados por orbitais de ondas de tempestade responsáveis pela formação das fácies heterolíticas e de *grainstones* com laminação cruzada gerada por onda. A presença de depósitos de camadas tabulares de *oidgrainstones* apresentando granocrescência e espessamento ascendentes sugere tendência à progradação no topo da sucessão.

As associações de fácies e paleocorrentes analisadas sugerem a deposição em um sistema de rampa carbonática rasa com abertura marinha para W/SW, desenvolvida diretamente sobre rochas do embasamento do Bloco Rio Apa. Essa rampa apresentava barramento por cinturão oolítico de direção NE-SW, sendo que a porção anterior deste sistema corresponde aos depósitos lagunares influenciados por maré representativos da porção fisiográfica de rampa interna a leste. Essa associação apresenta importante conteúdo fossilífero e presença de estruturas bioconstruídas, como trombólitos e esteiras microbialíticas, indicando condições de águas rasas, confinadas e de baixa profundidade. As associações de fácies do topo do Grupo Itapucumi e sobrepostas a essa sucessão correspondem a depósitos de plataforma profunda e plataforma moderadamente profunda relativas às porções externas da rampa carbonática localizadas a oeste.

CAPÍTULO V – ESTRATIGRAFIA

A análise estratigráfica realizada para o Grupo Itapucumi se baseou nos dados oriundos das associações de fácies e análise de ciclos deposicionais delimitados por superfícies com significado estratigráfico e cronológico. A variação no padrão de empilhamento das fácies e ciclos de alta frequência balizada por estas superfícies possibilitou delinear a arquitetura da unidade, subdividida em três sequências sedimentares e seus respectivos tratos de sistema (Fig.

V.01). A identificação das superfícies de correlação, notadamente discordâncias, superfícies de transgressão e máxima inundação se baseou em parâmetros estratigráficos, como mudança na espessura de ciclos sedimentares, variações faciológicas e composicionais bruscas e relações de campo. Devido às condições de afloramento e também à deformação localizada das rochas das formações Vallemí, Camba Jhopo e Cerro Curuzu no domínio de faixa dobrada, o reconhecimento destas superfícies foi dificultado nessas áreas. A análise estrutural da mina de Vallemí resultou na identificação dos padrões de empilhamento da sucessão, comprometidos devido à presença de falhamentos de empurrão de baixo ângulo e dobras com flanco invertido. Este procedimento confirmou a estratigrafia do Grupo Itapucumi no domínio da faixa dobrada, constituído por terrígenos da Formação Vallemí na base, seguidos por calcários, dolomitos, margas e pelitos das formações Camba Jhopo e Cerro Curuzu, no topo.

A base da Formação Vallemí ocorre sobre rochas do embasamento do Complexo Rio Apa em discordância erosiva. Esta superfície não é identificável nas cercanias de Vallemí e é inferida devido ao fato da unidade ocorrer no domínio de cobertura cratônica, como fragmentos alongados de direção NNW-SSE embutidos no embasamento regional (Fig. II.02). Nas cercanias da Colônia Cachoeira do Apa, a norte da área de estudo, a presença de ocorrências da Formação Vallemí isoladas e separadas por rochas do Complexo Apa, suíte Centurión e Grupo San Luís também indicam que esta unidade ocorre como pequenas faixas aflorantes diretamente dispostas sobre o embasamento. A superfície discordante erosiva que limita as rochas da unidade com o embasamento regional é denominada de Limite de Sequência 1 ou L.S.1 (Fig. V.01).

O contato superior da associação de fácies da base do Grupo Itapucumi (A.F.B.I) é também marcado por discordância erosiva com as rochas calcárias das formações Camba Jhopo, a oeste, e Tagayita Guazu, a leste. Essa superfície foi definida em função da variação faciológica e composicional entre as sucessões siliciclásticas e carbonáticas evidente nas cotas inferiores da mineração da INC, em Vallemí, e na localidade de Tres Cerros.

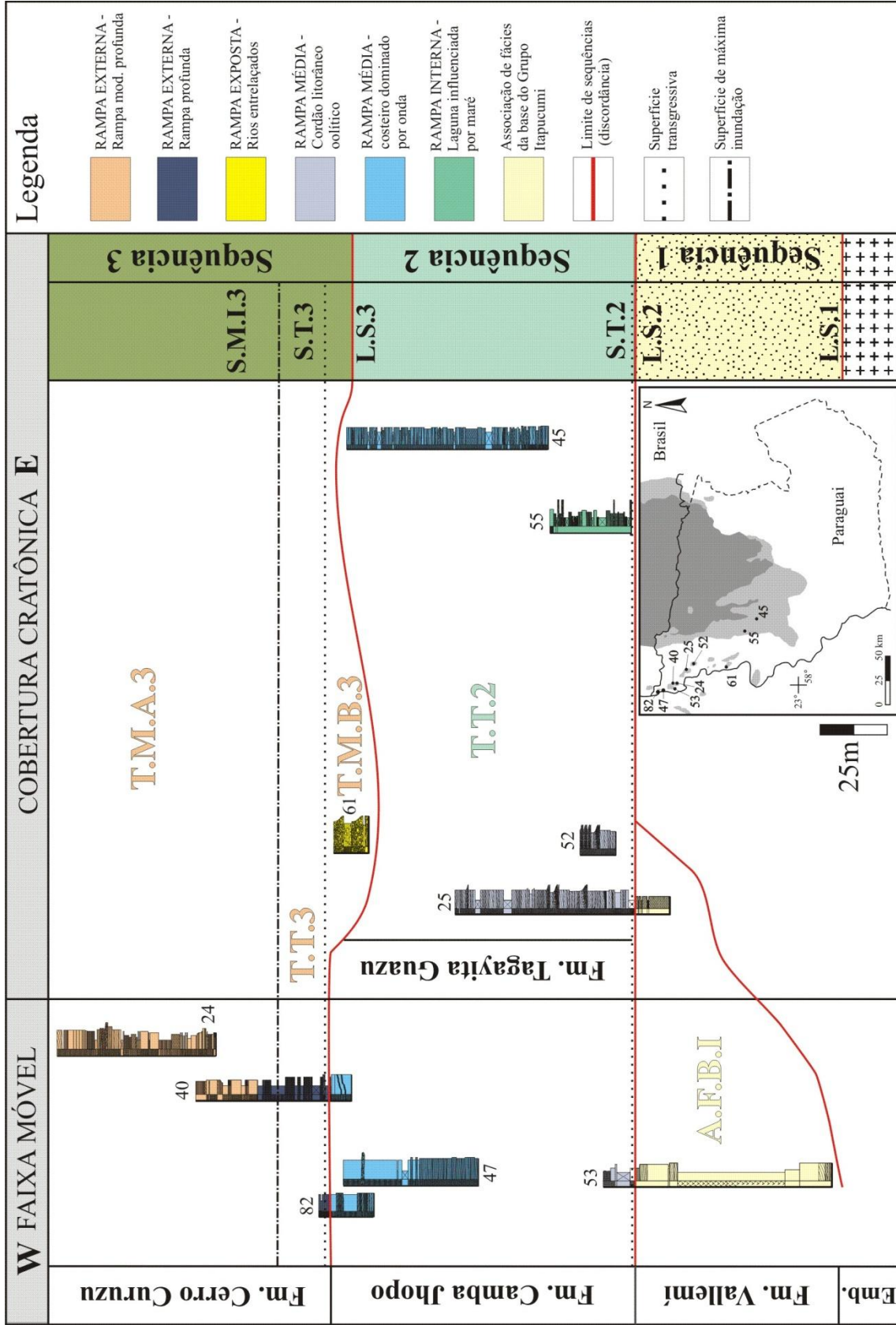


Fig. V.01 - Correlação entre as seções colunares do Grupo Itapucumi, principais superfícies identificadas e arcabouço estratigráfico.

Nesta última ocorrência, um pacote de até 20m de pelitos e arenitos finos avermelhados da associação de fácies da base do Grupo Itapucumi (topo da Formação Vallemí) passa bruscamente para calcários da associação de fácies de cordão litorâneo oolítico caracterizados pela ausência de sedimentos terrígenos (Formação Camba Jhopo). Na mina principal da INC, a sucessão encontra-se tectonizada, no entanto, é possível notar a passagem abrupta entre arenitos avermelhados da base e carbonatos olíticos do topo e estromatólitos do gênero *Conophyton*. Nas áreas a leste de Vallemí, que correspondem às coberturas cratônicas, a passagem das rochas siliciclásticas da associação de fácies da base do Grupo Itapucumi é também marcada por contato abrupto. Devido ao estado de deformação das exposições a oeste e condições restritas de afloramento deste nível estratigráfico, tanto nas porções dobradas quanto nas áreas indeformadas, não é possível precisar a extensão em área da superfície em questão. No entanto, a mesma mudança composicional e faciológica encontrada neste nível estratigráfico em diferentes exposições, reforça a ideia de que esta superfície caracteriza uma discordância erosiva regional entre os depósitos siliciclásticos e carbonáticos. Os depósitos de topo da sucessão siliciclástica da Formação Vallemí apresentam características de que foram gerados em condições subaquosas, como ampla distribuição em área de depósitos de decantação com espessura maior que 20m, presença de estruturas do tipo *Kinneyia* associadas à fácies **Alo** e gretas de contração. Esses depósitos ocorrem imediatamente abaixo da superfície L.S.2, sugerindo que, apesar de subaquosos, foram posteriormente erodidos por um evento de rebaixamento regional do nível de base que gerou uma superfície erosiva ampla porém irregular. Esse processo ocorreu quando a taxa de descida do nível relativo do mar foi maior que a taxa de subsidência tectônica, o que provocou o deslocamento do *onlap* costeiro em direção ao interior da bacia, expondo porções da plataforma aos processos de denudação de parte das bacias embutidas no embasamento regional.

Apesar da baixa resolução estratigráfica e sedimentológica da associação de fácies da base do Grupo Itapucumi, pode-se considerar esta sucessão como sequência sedimentar já que corresponde a um “pacote de rocha geneticamente relacionada, limitado no topo e na base por discordância ou conformidade correlativa” (*sensu* Van Wagoner *et al.* 1988). Para compor o quadro estratigráfico geral, os depósitos siliciclásticos da Formação Vallemí são aqui denominados como “Sequência 1” ou “S.1”.

A “Sequência 2” ou S.2 (Fig. V.01) é constituída por depósitos essencialmente carbonáticos, correspondentes às associações de fácies de cordão litorâneo oolítico e as

associações de fácies lagunar influenciada por maré e costeira dominada por onda. Esta sequência encontra-se depositada sobre a superfície de discordância que marca o Limite de Sequências 2 (L.S.2) e delimita a porção superior das rochas da sucessão basal terrígena e rochas do embasamento local. A presença desta discordância, além dos aspectos composicionais e faciológicos previamente citados, é evidenciada pela presença de feições residuais de relevo compostas por elevações do tipo “morro testemunho” desenvolvidos em rochas calcárias circundados por terrenos do embasamento do Complexo Apa nos quais os processos de pediplanação e pedogênese foram mais atuantes (*eg.* elevação de Cerro Paiva, ponto 51).

A “S.2” inicia-se por depósitos lagunares influenciados por maré que são sobrepostos pela associação costeira dominada por ondas. Lateralmente, estes depósitos são correlatos à associação de fácies de cordões litorâneos oolíticos, responsável pelo barramento do sistema de rampa média para o mar, aberto à W/SW. A presença de depósitos costeiros sobre associações lagunares diretamente depositadas sobre a superfície L.S.2 é indicativa de tendência retrogradacional da sucessão, sugerindo que estes depósitos se formaram em condições transgressivas. O deslocamento do *onlap* costeiro para o interior do continente a leste gera uma superfície transgressiva na base da S.2, denominada de “Superfície Transgressiva 2” ou “S.T.2” que, devido à inexistência de depósitos de trato de mar baixo, ocorre amalgamada com o L.S.2 (Fig. V.01).

A tendência retrogradacional da sucessão em questão também pode ser observada pela análise de parassequências e dos ciclos de alta frequência e está baseada na variação de espessura dos depósitos de infra, meso e supramaré (Pratt *et al.* 1992, Tucker 1993, Le Guerroué 2006, Le Guerroué *et al.* 2006). Segundo esta metodologia, as sucessões com raseamento ascendente apresentando conjunto de ciclos com espessamento ascendente indicariam eventos de progradação, ao passo que o conjunto de ciclos com adelgaçamento para o topo sugeriria retrogradação. Esses ciclos são supostamente depositados sob variações do nível do mar de alta frequência, superimpostos por curvas de tendências de variação de menor ordem, supostamente associadas a diminuições e aumentos volumétricos nos oceanos causados por variações climáticas no ciclo da água (aprisionamento/liberação) e causas tectônicas (Vail *et al.* 1991). No entanto, a oscilação de espessura de camadas e arranjo de fácies depositadas em diferentes condições de maré em ciclos de maior frequência pode também representar variações autocíclicas inerentes à dinâmica da rampa carbonática. Podemos citar como possíveis fatores controladores do padrão de

empilhamento e espessura das sucessões, as variações fisiográficas, morfológicas e batimétricas da plataforma, modificações localizadas na taxa de produção de sedimento (profundidade da “fábrica” fonte dos sedimentos carbonáticos), geração de pequenas elevações e ilhas por agradação e formação de depósitos de perimará desconectados e com espessuras variáveis (Osleger 1991, Pratt *et al.* 1992, Cozzi *et al.* 2010). A aplicação da análise de ciclicidade foi utilizada como ferramenta metodológica auxiliar na determinação de tendências arquiteturais da sucessão estudada, considerando-se para tanto seus fatores limitantes tais como variações nas taxas de produção e redistribuição do sedimento carbonático, variações localizadas de espessura dos pacotes depositados em infra, inter e supramará (James & Kendall 1992).

A delimitação destes ciclos para a associação de fácies lagunar considerou que as fácies de *grainstones* com estratificação cruzada acanalada (**Gca**) e oncólitos (**O**) são produto de deposição em canais de inframaré e que as fácies de brechas (**B**), microbialitos e trombólitos (**M** e **T**) foram depositadas em condição de inter a supramará. Em linhas gerais, para a associação costeira dominada por ondas as fácies de *grainstones* com laminação cruzada por onda (**Glo**) foram consideradas como depositadas em condições de inframaré e as fácies de *grainstones* com estratificação inclinada de baixo ângulo (**Gib**) como depositadas por espraiamento em supramará.

A análise de ciclicidade confirmou a tendência retrogradacional da sucessão de rampa carbonática interna e média constituída, respectivamente, pela associação de fácies lagunar, na base, e costeira dominada por onda, no topo (Fig. V.02). Esta sucessão com arranjo retrogradacional, delimitada em sua porção inferior pela Superfície Transgressiva S.T.2 amalgamada com o Limite de Sequência L.S.2, indica deposição em condição de trato transgressivo (T.T.2). A subida do nível do mar propiciou o deslocamento da zona fótica para porções internas da plataforma, incrementando substancialmente a produção na “fábrica” carbonática. Neste ciclo depositaram-se pacotes espessos de fácies de perimará (James & Kendall 1992) que, no caso estudado, são recobertos por depósitos costeiros dominados por onda associados às porções superiores do cordão litorâneo que, originalmente, se deslocou para leste durante a transgressão da linha de costa.

A S.2 é caracterizada por depósitos costeiros de águas rasas depositados em condição de trato transgressivo (“T.T.2”) sendo delimitada no topo pela superfície discordante L.S.3, representativa da queda brusca do nível relativo do mar. Este processo provocou a interrupção na deposição em rampa interna e média da S.2 ocasionando a exposição de parte da plataforma

recoberta por sedimentos carbonáticos marinhos. Esta superfície erosiva, não observada em afloramento, é inferida pela sobreposição dos depósitos conglomeráticos fluviais da associação de fácies de rios entrelaçados sobre *ooidgrainstones* da associação de fácies de cordão litorâneo oolítico na localidade de Porto Guyrati (ponto 61). Devido às características continentais desses depósitos e sua posição estratigraficamente acima do Limite de Sequência 3 (“L.S.3”), são interpretados como formados em condições de trato de mar baixo (“T.M.B.3”). As fácies conglomeráticas (fácies **Cca** e **Ccm**) apresentam arcabouço constituído por ooides (areia fina a grânulo), agregados do tipo *grapestones* e clastos de quartzitos e *ooidgrainstones*, sugerindo se tratem de depósitos de retrabalhamento das associações de fácies de rampa carbonática e porções do embasamento do Grupo San Luís (Grupo Amoguija, no Brasil) subjacentes. Durante o evento de queda do nível relativo do mar que resultou na formação da superfície-limite L.S.3, esta unidade possivelmente constituía terrenos expostos topograficamente elevados nos quais eram atuantes os processos de desmonte erosivo e entalhe fluvial, compondo a área fonte dos clastos de meta-arenitos da associação de rios entrelaçados. A provável existência de altos do embasamento sujeitos à denudação sugere atuação tectônica durante o evento de exposição da plataforma, queda do nível relativo do mar e erosão dos depósitos de trato transgressivo anteriores. A sequência 3 (S.3) se inicia com os depósitos conglomeráticos de T.M.B.3

Na elevação conhecida como Cerro Santa Helena nas cercanias da cidade de Vallemí (ponto 82), distante cerca de 50km ao norte das exposições de Porto Guyrati, o L.S.3 é materializado por uma superfície horizontal, que separa depósitos de cordão litorâneo oolítico dolomitizados e fácies depositadas em condições de rampa externa (Fig. V.03).

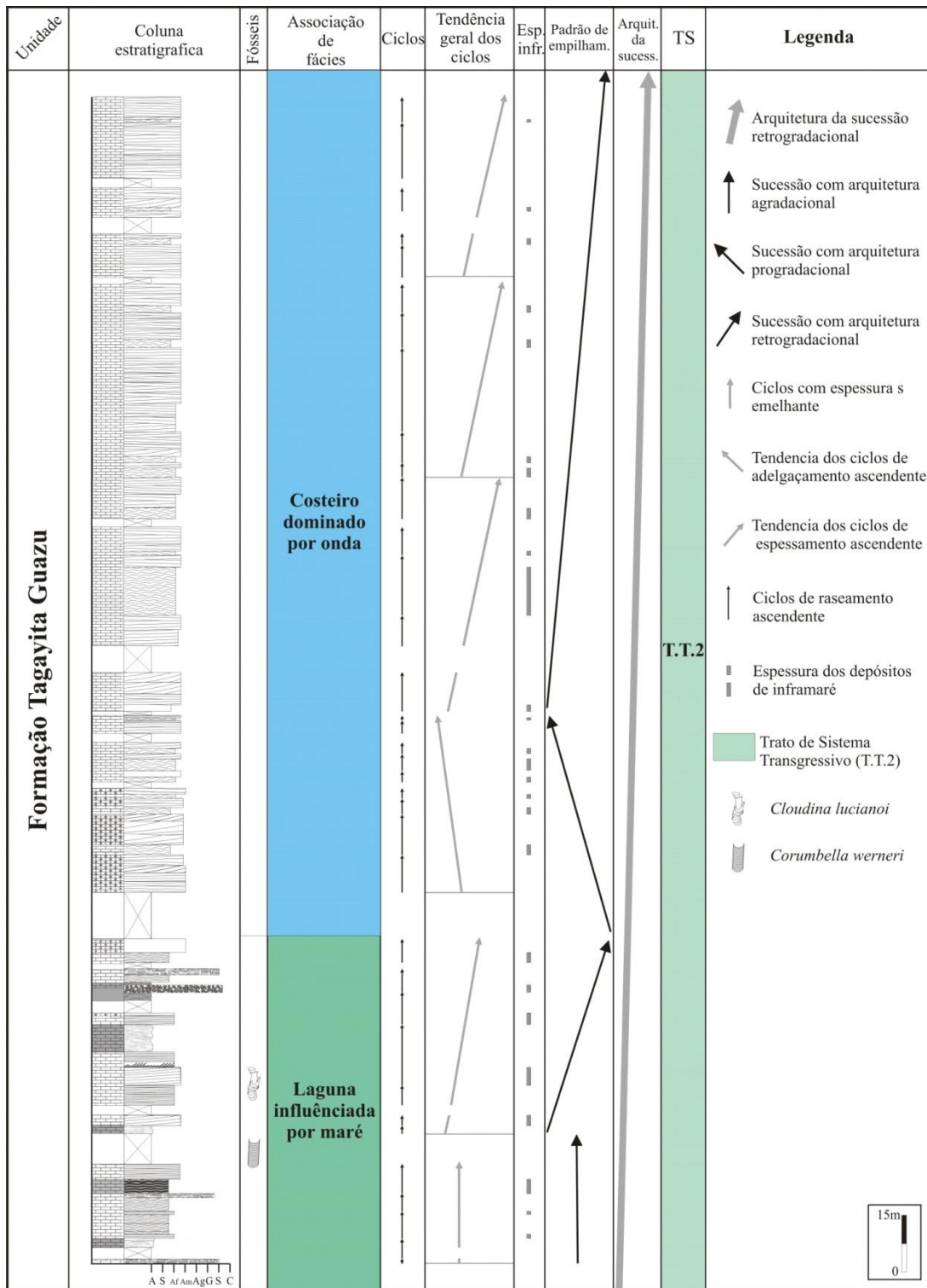


Fig. V.02 – Ciclos sedimentares de alta frequência das sucessões depositadas fisiograficamente na rampa interna e média.



Fig. V.03 – Superfície de discordância erosiva L.S.3 amalgamada com a superfície transgressiva S.T.3 separando depósitos de cinturão oolítico, na base, e fácies de rampa externa, no topo (ponto 82).

Os depósitos da associação de fácies de rampa profunda abaixo do nível de base de onda de tempestade ocorrem diretamente sobre os depósitos fluviais do T.M.B.3, ou diretamente sobre depósitos de cordões litorâneos oolíticos (superfície L.S.3). A presença de rochas depositadas em condições de rampa externa em maiores batimetrias sobre depósitos de rampa média ou rampa exposta indica a existência de uma superfície transgressiva (S.T.3). Essas rochas apresentam estruturas de deformação pós-sedimentares associadas à atividade sísmica, reforçando a hipótese de tectonismo durante a fase de queda regional do nível de base e início da sedimentação da sequência S.3.

A base da superfície transgressiva S.T.3 marca o início da deposição da associação de fácies de rampa profunda marcada por condições de anoxia e sedimentação de finos por suspensão, caracterizando um trato de sistema transgressivo (T.T.3). Esta sucessão de arquitetura retrogradacional é constituída predominantemente por fácies de pelitos betuminosos e *mudstones*, ambos de coloração cinza-escuro a preta, apresentando intercalações de níveis oolíticos depositados de forma episódica a partir de correntes de fundo. Conforme pode ser observado na

Fig. V.04 a tendência retrogradacional do trato de sistema transgressivo (T.T.3) é reforçada pela presença marcante de ciclos de espessura de até 10m apresentando grande proporção de depósitos de pelitos e *mudstones* pretos. A análise de ciclicidade considerou ciclos de raseamento ascendente marcados por fácies pelíticas e de *mudstones* na base e *grainstones* ou *ooidgrainstones*, no topo.

A última camada métrica de *mudstones* pretos depositados em águas profundas é sucedida por fácies de quartzo arenitos com laminação cruzada por onda, sugerindo condições de águas mais rasas do que as anteriores. Esta mudança faciológica indica que, durante a deposição das lamas calcárias o nível médio do mar alcançou seu máximo, representado pela a maior incursão marinha registrada por uma superfície de máxima inundação (S.M.I.3). Sobre esta superfície (Fig. V.04) ocorre uma sucessão de trato de mar alto (T.M.A.3), constituída por camadas métricas de quartzo arenitos finos com laminação plano-paralela e cruzada intercalados com *ooidgrainstones* e *grainstones* laminados, compondo ciclos de espessura semelhante. Esse padrão sugere um arranjo agradacional para esta porção da sequência S.3, possivelmente representando condições de equilíbrio entre taxa de crescimento/aporte sedimentar da plataforma, subida do nível relativo do mar e subsidência tectônica.

Em direção à porção superior da unidade, os termos pelíticos diminuem em relação aos depósitos de *ooidgrainstones*, *grainstones* e margas. Esses depósitos compõem duas sucessões decamétricas constituídas por ciclos de raseamento ascendente apresentando aumento progressivo de espessura para o topo, o que constitui desta maneira, evidência de progradação. Esta tendência é resultado da desaceleração da elevação do nível do mar associada ao decréscimo na geração de espaço de acomodação e resulta em regressão de linha de costa. A presença de depósitos de fácies de *ooidgrainstones* com estratificação cruzada acanalada e de baixo ângulo, associados a canais de maré, sugere deposição proximal em condições batimétricas menores (Fig. V.04). Estes últimos ciclos, presentes no topo do Grupo Itapucumi, são representativos dos estágios progradacionais de trato de mar alto (T.M.A.3) na porção superior da sequência S.3.

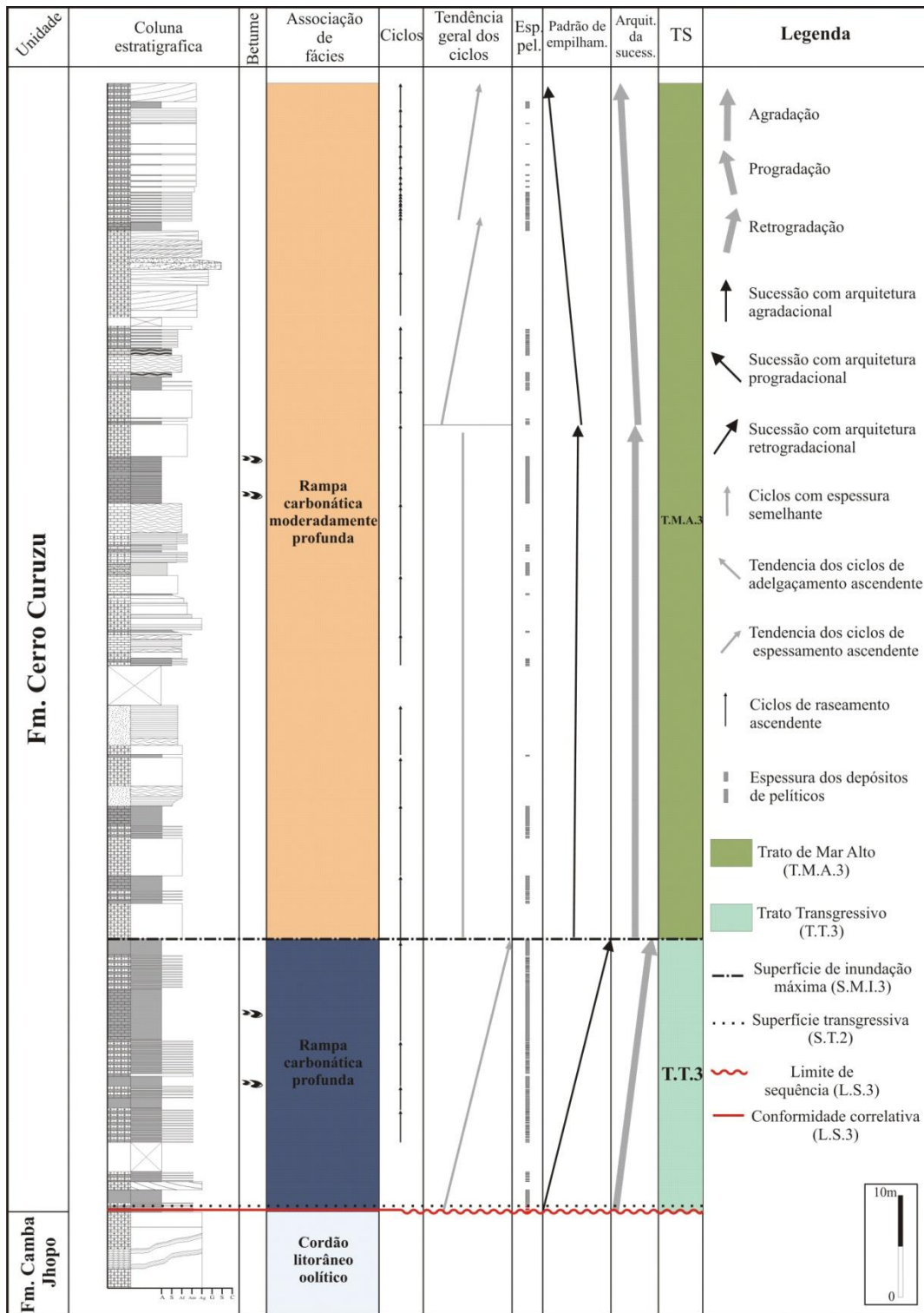


Fig. V.04 – Ciclos sedimentares de alta frequência das sucessões depositadas fisiograficamente na rampa externa.

CAPÍTULO VI – ISÓTOPOS DE CARBONO, OXIGÊNIO E ESTRÔNCIO

VI.1 Significado dos valores de isótopos de carbono e oxigênio

As grandes variações na composição dos isótopos de carbono e oxigênio e na razão isotópica de estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) das águas do mar durante o Neoproterozoico têm sido utilizadas para a composição de quadros quimioestratigráficos e paleoambientais particulares (Knoll *et al.* 1986, Kaufman *et al.* 1993, Kaufman & Knoll 1995, Kaufman *et al.* 1997, Jacobsen & Kaufman 1999, Halverson *et al.* 2005, 2007, Pokrovskii *et al.* 2006). A aplicação dos estudos quimioestratigráficos tem como princípio o reconhecimento do modelo de variação principalmente de isótopos de C, O e Sr e, mais recentemente, de enxofre (Kaufman *et al.* 2001), para comparação com padrões obtidos em outras sucessões do globo (Gorokov *et al.* 1995, Kaufman & Knoll 1995, Jacobsen & Kaufmann 1999, Hayes *et al.* 1999). Esta ferramenta busca estabelecer a correlação de curvas de valores isotópicos entre unidades carbonáticas supostamente contemporâneas, tentativamente atribuindo idades semelhantes para padrões de variação isotópica coincidentes. A quase ausência de fósseis-guia em sucessões mais antigas que 565Ma (*Mistake Point*, Fauna de Ediacara) e organismos que possibilitem amarrações bioestratigráficas, reforçam a utilização desta técnica como proposta para correlações em escala global e de bacia. O método pressupõe ainda a utilização de dados oriundos de amostras representativas não alteradas intemperica ou diageneticamente, indicando a origem primária dos valores originais de C, O e Sr da água do mar incorporados no retículo cristalino da calcita/dolomita durante a deposição. As principais variações nos isótopos de C são atribuídas ao fracionamento isotópico deste elemento principalmente em função da atividade fotossintetizante. Este processo

enriquece a matéria orgânica com ^{12}C , aumentando de maneira relativa a concentração de ^{13}C nas águas depletadas do oceano. Desta maneira, o aumento da fotossíntese tende a gerar meios com valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivos, ao passo que a diminuição desta atividade produz ambientes com valores negativos. O soterramento de matéria orgânica com altas concentrações de ^{12}C também produz um aumento relativo de ^{13}C no meio, assim como o processo de decomposição anóxica de material orgânico em ambiente marinho restrito, gerando águas com valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$.

O fracionamento isotópico do O é atribuído principalmente a variações na temperatura, salinidade e profundidade dos oceanos. Em temperaturas mais elevadas, os valores de $\delta^{18}\text{O}$, expressos na notação $\delta^{18}\text{O}$, tendem a ser menores devido à incorporação preferencial de ^{16}O , resultando em valores isotópicos menores para a água marinha. Em ambientes restritos, nos quais a evaporação promove o aumento da salinidade relativa e a remoção de ^{16}O da água, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ tendem a ser positivos. É importante ressaltar, no entanto, que os isótopos de O são extremamente sensíveis a alterações diagenéticas e por águas meteóricas geralmente depletadas em ^{18}O , que podem alterar o valor preservado para patamares negativos. Para as sucessões carbonáticas neoproterozoicas, os valores de isótopos de O não são considerados originais representando, portanto, assinaturas adquiridas na diagênese, metamorfismo ou alteração por percolação de águas meteóricas (Kauffman & Knoll 1995, Knauth & Kennedy 2009).

As variações de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nas rochas carbonáticas neoproterozoicas geralmente são relacionadas a variações no processo de denudação continental associadas a entrada de águas continentais enriquecidas em Sr no oceano, considerado homogêneo para este elemento devido ao alto tempo de residência do Sr neste sistema. Os aumentos ou decréscimos nas taxas de intemperismo podem estar associados a eventos orogenéticos de renovação do relevo, variações climáticas e exposição subaérea e erosão de áreas emersas resultantes de variações do nível relativo do mar (Banner 2004). Em função deste padrão, decréscimos ou aumentos nas taxas de variação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são comumente relacionados a eventos extremos que resultaram em variações nas taxas de denudação e intemperismo devido variações climáticas e tectônicas globais, a exemplo da teoria do *Snow Ball Earth* (Jacobsen & Kaufman 1999, Kennedy *et al.* 2001b, Higgins & Schrag 2003). Para a era neoproterozoica, o que se observa é uma tendência

ascendente da curva da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que se inicia com valores de cerca de 0,7055 no Período Toniano e cresce até valores máximos de 0,7085, no Período Ediacarano (Halverson *et al.* 2007). O aumento na razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nas rochas depositadas neste intervalo de tempo sugere aumento progressivo das taxas de intemperismo e denudação continental durante a quebra do supercontinente Rodinia (Halverson *et al.* 2007).

A Tabela VI.01 apresenta os dados de isótopos de carbono e oxigênio obtidos para as amostras do Grupo Itapucumi, cuja posição estratigráfica de coleta encontra-se na Figura VI.01. Estes foram organizados da base para o topo, a partir das unidades litoestratigráficas, litologia e associação de fácies às quais as amostras pertencem. As superfícies com significado estratigráfico subdividem os principais grupos de dados.

Tabela VI.01 – Dados de isótopos de C e O das amostras do Grupo Itapucumi. As amostras assinaladas em cinza escuro são representativas de dados alterados. **Gc** – *Grainstone* calcítico; **Gd** – *Grainstone* dolomitizado; **Br** – brecha; **Tr** – trombólito/microbialito (*mudstone*); **Oc** – *Ooidgrainstone* calcítico; **Od** – *Ooidgrainstone* dolomitizado; **D** – dolomito; **M** – marga; **Mc** – *Mudstone* calcítico; **Mcb** – *Mudstone* calcítico betuminoso; **Md** – *Mudstone* dolomitizado; **Co** – Conglomerados com arcabouço oolítico; **LAG** – Laguna; **COS** – Costeiro dominado por onda; **CLO** – Cordão litorâneo oolítico; **RP** – Rampa profunda; **RMP** – Rampa moderadamente profunda; **RE** – Rios entrelaçados; ¹ - Dados de Boggiani (1998).

Nº	Formação	Amostra	Litologia	Ass. de fácies	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}\text{‰}$
Limite de Sequência 2 (L.S.2) e Superfície Transgressiva 2 (S.T.2)						
1	Tagayita Guazu	55 A	Br	LAG	2.99	-6.61
2	Tagayita Guazu	55 B	Tr	LAG	2.91	-5.62
3	Tagayita Guazu	55 C	Gc	LAG	2.05	-7.31
4	Tagayita Guazu	55 D	Gc	LAG	1.87	-7.31
5	Tagayita Guazu	55 E	Gc	LAG	2.32	-6.50
6	Tagayita Guazu	55 F	Gc	LAG	2.48	-6.53
7	Tagayita Guazu	55 G	Tr	LAG	2.91	-6.36
8	Tagayita Guazu	55 H	Gc	LAG	2.53	-6.57
9	Tagayita Guazu	55 I	Tr	LAG	2.35	-8.06
10	Tagayita Guazu	55 J	Gc	LAG	2.43	-6.85
11	Tagayita Guazu	55 K	Oc	LAG	1.59	-8.52
12	Tagayita Guazu	56 A	Gc	LAG	1.60	-7.91
13	Tagayita Guazu	45 A	Oc	COS	2.50	-6.89
14	Tagayita Guazu	45 B	Oc	COS	1.93	-8.55
15	Tagayita Guazu	45 C	Oc	COS	2.02	-8.91
16	Tagayita Guazu	45 D	Oc	COS	1.82	-9.09
17	Tagayita Guazu	45 E	Gc	COS	2.01	-8.56
18	Tagayita Guazu	45 F	Oc	COS	2.14	-9.09
19	Tagayita Guazu	45 G	Oc	COS	2.20	-9.36
20	Tagayita Guazu	45 H	Oc	COS	1.86	-7.93
21	Tagayita Guazu	45 I	Gc	COS	2.13	-10.73

22	Tagayita Guazu	45 J	Gc	COS	0.67	-7.85
23	Tagayita Guazu	45 K	Gc	COS	2.20	-6.74
24	Tagayita Guazu	45 L	Gc	COS	3.02	-5.92
25	Tagayita Guazu	45 M	Gc	COS	1.77	-9.26
26	Tagayita Guazu	45 N	Gc	COS	3.02	-6.62
27	Tagayita Guazu	45 O	Gc	COS	3.55	-5.25
28	Tagayita Guazu	45 P	Gc	COS	3.21	-5.75
29	Tagayita Guazu	45 Q	Gc	COS	2.48	-7.91
30	Tagayita Guazu	45 R	Gc	COS	2.23	-7.88
31	Tagayita Guazu	45 S	Gc	COS	2.27	-8.58
32	Tagayita Guazu	45 T	Gc	COS	2.39	-11.66
33	Tagayita Guazu	45 U	Gc	COS	2.71	-8.53
34	Tagayita Guazu	45 V	Gc	COS	2.51	-8.57

Tabela VI.01 – Dados de isótopos de C e O ... (continuação)

35	Tagayita Guazu	45 W	Gc	COS	1.78	-9.07
36	Tagayita Guazu	45 X	Gc	COS	2.11	-10.05
37	Tagayita Guazu	45 Y	Gc	COS	2.76	-8.41
38	Tagayita Guazu	45 Z	Gc	COS	2.87	-7.93
39	Tagayita Guazu	45-1	Gc	COS	2.96	-7.82
40	Tagayita Guazu	45-2	Gc	COS	2.60	-7.48
41	Tagayita Guazu	45-3	Gc	COS	2.72	-8.86
42	Tagayita Guazu	45-4	Gc	COS	2.61	-8.22
43	Tagayita Guazu	45-5	Gc	COS	2.34	-7.94
44	Tagayita Guazu	45-6	Gc	COS	2.64	-6.81
45	Tagayita Guazu	45-7	Gc	COS	3.75	-6.53
46	Tagayita Guazu	45-8	Gc	COS	3.84	-6.26
47	Tagayita Guazu	45-9	Gc	COS	2.52	-7.61
48	Tagayita Guazu	45-10	Gc	COS	3.30	-5.87
49	Tagayita Guazu	45-12	Gc	COS	2.31	-8.76
50	Tagayita Guazu	45-13	Gc	COS	2.61	-9.02
51	Tagayita Guazu	45-14	Gc	COS	2.53	-8.09
52	Tagayita Guazu	45-15	Gc	COS	2.63	-7.95

Limite de Sequência 2 (L.S.2) e Superfície Transgressiva 2 (S.T.2)

53	Camba Jhopo	CONO	Tr	CLO	0.33	-10.15
54	Camba Jhopo	25 A	Od	CLO	1.18	-7.96
55	Camba Jhopo	25 B	Oc	CLO	0.50	-9.45
56	Camba Jhopo	25 C	Od	CLO	0.96	-8.96
57	Camba Jhopo	25 D	Od	CLO	0.21	-9.80
58	Camba Jhopo	25 E	Oc	CLO	0.83	-11.30
59	Camba Jhopo	25 F	Oc	CLO	0.85	-10.54
60	Camba Jhopo	25 G	Oc	CLO	1.19	-12.87
61	Camba Jhopo	25 H	Oc	CLO	1.17	-13.93
62	Camba Jhopo	25 I	Oc	CLO	0.86	-8.49
63	Camba Jhopo	25 J	Oc	CLO	0.85	-8.93
64	Camba Jhopo	25 K	Oc	CLO	0.44	-9.90
65	Camba Jhopo	25 L	Od	CLO	1.12	-8.81
66	Camba Jhopo	25 M	Od	CLO	0.92	-7.91
67	Camba Jhopo	25 N	Od	CLO	0.72	-7.88
68	Camba Jhopo	25 O	Od	CLO	1.07	-7.03
69	Camba Jhopo	25 P	Od	CLO	1.02	-10.69
70	Camba Jhopo	27 A	D	CLO	1.20	-7.22

71	Camba Jhopo	27 B	D	CLO	1.43	-5.99
72	Camba Jhopo	57 A	Od	CLO	1.16	-10.09
73	Cerro Curuzu	41 A	D	CLO	0.76	-10.63
74	Cerro Curuzu	41 B	D	CLO	0.57	-11.63
75	Cerro Curuzu	41 C	D	CLO	0.63	-10.43
76	Cerro Curuzu	41 D	D	CLO	1.00	-9.29
77	Cerro Curuzu	41 E	D	CLO	0.92	-7.49
78	Cerro Curuzu	41 F	D	CLO	0.73	-7.56
79	Cerro Curuzu	41 G	D	CLO	0.68	-7.41

Tabela VI.01 – Dados de isótopos de C e O ... (continuação)

80	Cerro Curuzu	41 H	D	CLO	0.39	-9.07
81	Cerro Curuzu	41 I	D	CLO	0.19	-11.33
82	Cerro Curuzu	41 J	D	CLO	0.66	-8.70

Limite de Sequência 3 (D.E.3) e Superfície Transgressiva 3 (S.T.3)

83	Cerro Curuzu	61 D	Co	RE	1.04	-14.68
84	Cerro Curuzu	40 M	Mc	RP	1.76	-8.60
85	Cerro Curuzu	40 N	Mcb	RP	1.14	-11.83
86	Cerro Curuzu	40 O	Mcb	RP	1.51	-11.18
87	Cerro Curuzu	40 P	Mc	RP	1.28	-10.64

Superfície de Máxima Inundação 3 (S.M.I.3)

88	Cerro Curuzu	40 A	M	RMP	0.32	-10.31
89	Cerro Curuzu	40 B	Gd	RMP	-2.28	-14.31
90	Cerro Curuzu	40 C	Oc	RMP	2.21	-10.59
91	Cerro Curuzu	40 D	Od	RMP	2.02	-7.73
92	Cerro Curuzu	40 E	M	RMP	2.18	-14.35
93	Cerro Curuzu	40 F	Oc	RMP	1.76	-9.86
94	Cerro Curuzu	40 G	Od	RMP	1.73	-8.88
95	Cerro Curuzu	40 H	Gd	RMP	1.73	-9.56
96	Cerro Curuzu	40 J	Md	RMP	1.57	-8.88
97	Cerro Curuzu	40K	Mc	RMP	1.58	-9.11
98	Cerro Curuzu	40L	Oc	RMP	1.49	-9.33
99	Cerro Curuzu	39 A	Mc	RMP	1.35	-10.49
100	Cerro Curuzu	39 C	Mcb	RMP	1.62	-10.39
101	Cerro Curuzu	39 D	Md	RMP	2.33	-10.64
102	Cerro Curuzu	39 E	Md	RMP	2.86	-10.45
103	Cerro Curuzu	39 F	Mcb	RMP	2.46	-10.13
104	Cerro Curuzu	39 G	Mc	RMP	1.74	-10.43
105	Cerro Curuzu	39 H	Od	RMP	1.73	-7.13
106	Cerro Curuzu	39 I	Od	RMP	1.47	-7.89
107	Cerro Curuzu	39 J	Od	RMP	1.56	-7.88
108	Cerro Curuzu	39 K	M	RMP	2.87	-9.82
109	Cerro Curuzu	39 L	Od	RMP	1.62	-8.58
110	Cerro Curuzu	39 M	Od	RMP	2.22	-9.15
111	Cerro Curuzu	39 N	Od	RMP	1.90	-9.76
112	Cerro Curuzu	39 P	Gd	RMP	-1.18	-10.93
113	Cerro Curuzu	39 R	Od	RMP	1.74	-8.95
114	Cerro Curuzu	39 S	Od	RMP	1.70	-7.79

115	Cerro Curuzu	39 T	Od	RMP	1.39	-7.17
116	Cerro Curuzu	39 U	Od	RMP	1.18	-6.55
117	Cerro Curuzu	39 V	Od	RMP	1.26	-6.75
118	Cerro Curuzu	39 X	Od	RMP	1.07	-8.51
119	Camba Jhopo ¹	VM 160-M	Od	CLO	0,943	-6,711
120	Camba Jhopo ¹	VM 160-I	Od	CLO	0,30	-9,233
121	Camba Jhopo ¹	VM 160-S	Od	CLO	0,60	-8,767
122	Cerro Curuzu ¹	VM 160-D	Oc	RP	1,803	-7,834
123	Cerro Curuzu ¹	VM 160-E	Oc	RP	1,563	-8,594

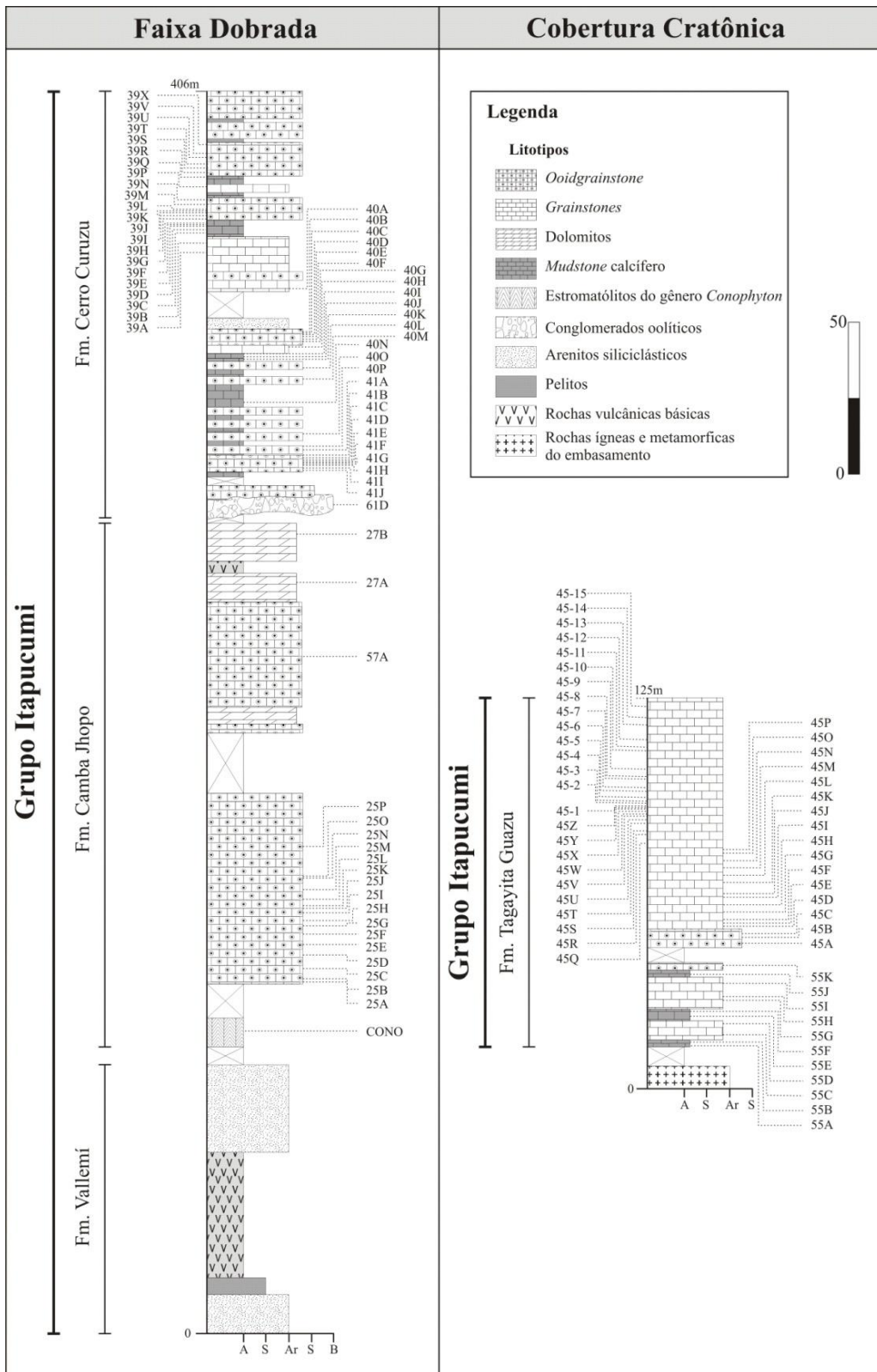


Fig. VI.01 - Colunas estratigráficas do Grupo Itapucumi com a localização das amostras utilizadas para análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio.

VI.2 – Avaliação e identificação dos valores isotópicos primários para carbono e oxigênio

Nos últimos anos, a utilização de isótopos de C e O para fins quimioestratigráficos, tem sido amplamente debatida já que não existe consenso se os valores obtidos em carbonatos coletados ao redor do mundo são referentes ao sinal oceânico original ou produto secundário da diagênese ou alteração meteórica (Rothman *et al.* 2003). No entanto, apesar da atual discussão quanto à origem dos isótopos de C, O e Sr contido em amostras neoproterozoicas, a ampla utilização desta metodologia tem se mostrado útil como ferramenta de correlação estratigráfica e inferências paleoambientais (Jacobsen & Kaufman 1999, Melezhik *et al.* 2001, Halverson *et al.* 2005, 2007, Pokrovskii *et al.* 2006).

Trabalhos recentes têm demonstrado que a oscilação nos valores de isótopos de C pode apresentar variação lateral e vertical com o padrão de empilhamento de parassequências, como é o caso da Formação Shuram (Grupo Nafun, Omã, Le Guerroué *et al.* 2006). Partindo da premissa de que os valores isotópicos obtidos correspondem quimicamente à composição da água oceânica durante a deposição dos carbonatos, esses dados indicam que as variações nas taxas de subida do nível do mar apresentam correspondência com a variação na razão de C em uma dada batimetria. Esta variação de profundidade refletida nas fácies depositadas pode estar relacionada também à presença expressiva de atividade fotossintetizante nas camadas superficiais da lâmina d'água, já que o aumento nesta taxa tende a produzir ambientes com valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais positivos.

Evidências geoquímicas têm associado as variações isotópicas do carbono com processos sin e pós-deposicionais, tais como variações nas razões de produtividade primária de organismos protistas e eucariontes durante a deposição do sedimento (Close *et al.* 2008), intensidade de atividade orgânica (Paul & Kennedy 2008), variações provocadas pela interação fluido-rocha durante a diagênese (Derry 2010) e modificações químicas por influência de águas meteóricas e freáticas (Knauth & Kennedy 2009). Os principais efeitos responsáveis pelas alterações nas razões químicas originais e de isótopos são referentes a: *i*) estabilidade química original da rocha; *ii*) razão água/rocha durante a diagênese; *iii*) diferença na composição química, temperatura e salinidade entre a água do mar na qual os carbonatos foram depositados e a água envolvida na diagênese; e *iv*) fracionamento biológico de ^{13}C (Brand & Veizer 1980).

Em amostras previamente litificadas em zonas costeiras, algo comum em carbonatos depositados em condições marinhas fanerozoicas e cenozoicas (Land 1986), os valores originais de $^{13}\delta\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ podem ser alterados por águas subterrâneas e fluidos de origem continental apresentando carbono oriundo da fitomassa terrestre. Durante o soterramento, o influxo de águas meteóricas sobre depósitos carbonáticos pode exceder 100km do comprimento da plataforma e até 100m de espessura da coluna de rochas (Knauth & Kennedy 2009), de maneira que amplas sucessões podem ser alteradas e apresentar valores depletados de ^{13}C e ^{18}O (Hathaway *et al.* 1979). Segundo Knauth & Kennedy (2009), as variações isotópicas de C neoproterozoicas representam, em sua maioria, valores relativos a alterações ocorridas durante a litificação e metamorfismo. Estes representariam muito mais variações eustáticas globais que possibilitariam o influxo de águas meteóricas sobre depósitos carbonáticos marinhos, do que variações nos ciclos hidrológicos, biológicos e climáticos contemporâneos à sedimentação. Para carbonatos mais antigos que 850Ma essas alterações não são observadas, devido à inexistência ou quantidade restrita de organismos fotossintetizadores nas áreas emersas (Knauth & Kennedy 2009).

No intuito de testar os valores primários das amostras, os dados isotópicos do Grupo Itapucumi foram plotados no diagrama $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$ proposto por Knauth & Kennedy (2009), no qual são diferenciados campos para exemplos com valores originais preservados (marinhos), litificados e alterados por influência de águas meteóricas e freáticas. Como pode ser observado na figura VI.02.A, todos os dados obtidos neste trabalho e por Boggiani (1998) encontram-se no campo da alteração, supostamente representando valores não primários. Foram também compilados 743 dados de isótopos de ^{13}C e ^{18}O provenientes das principais unidades carbonáticas neoproterozóicas da Plataforma Sulamericana (Fig. VI.02.B), sendo que, deste total, aproximadamente 90% coincidiram com o campo dos valores alterados. Se o mecanismo proposto pelos autores supracitados for o responsável pela modificação dos valores isotópicos originais, a maior parte dos dados disponíveis para as unidades neoproterozoicas analisadas não apresenta significado estratigráfico ou paleoambiental. Desta maneira, estas medições refletiriam apenas modificações pós-deposicionais, seja por interação com fluidos diagenéticos como nos moldes propostos por Derry (2010), seja por águas meteóricas ou subterrâneas como sugerido por Knauth & Kennedy (2009), e não se prestariam a correlações regionais interbaciais nem refletiriam alterações globais no ciclo global do carbono.

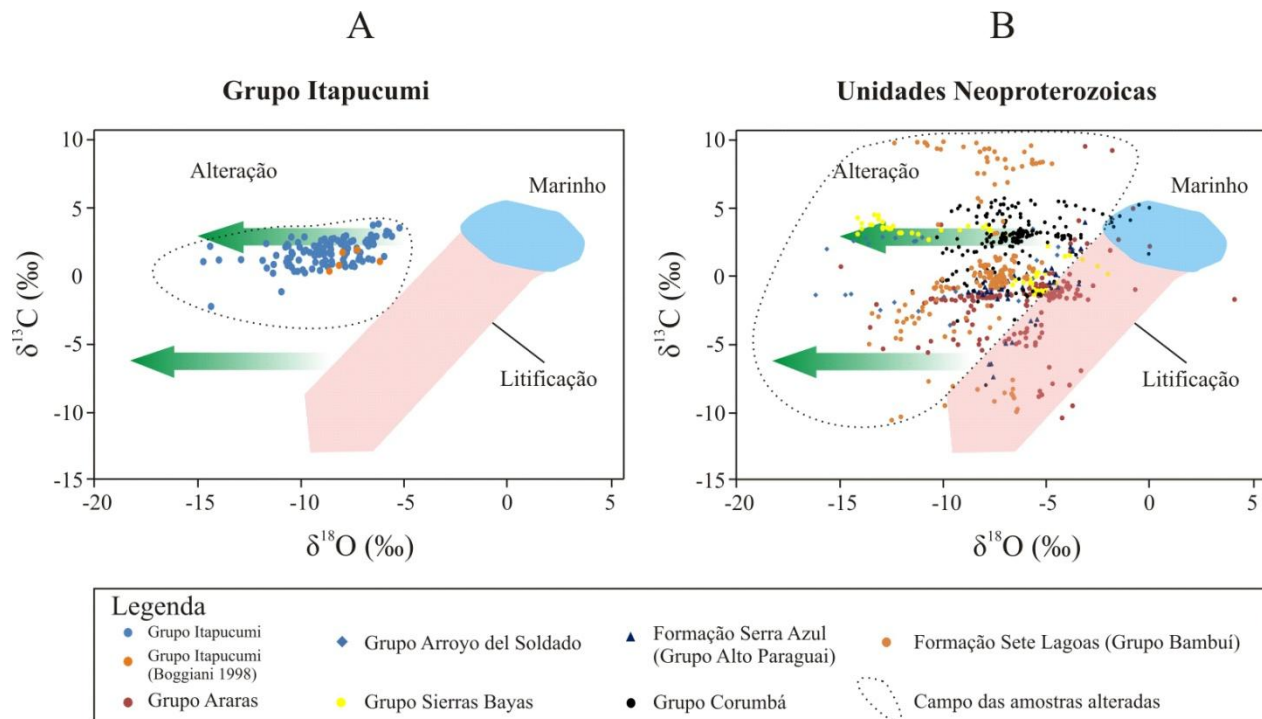


Fig. VI.02 - Gráficos de $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$ baseados em Knauth & Kennedy (2009). Em hachurado o grupo de amostras plotadas no campo da alteração. **A** – 118 dados isotópicos do Grupo Itapucumi. **B** – Compilação de 743 dados de isótopos de C e O provenientes das principais unidades carbonáticas neoproterozoicas da Plataforma Sulamericana (dados do Grupo Araras e Formação Serra Azul extraídos de Alvarenga *et al.* 2004, Figueiredo 2006, Nogueira *et al.* 2007, dados do Grupo Arroyo del Soldado extraídos de Gaucher *et al.* 2003, dados do Grupo Sierras Bayas extraídos de Peral *et al.* 2007, dados do Grupo Corumbá extraídos de Boggiani 1998, Boggiani *et al.* 2010, dados do Grupo Bambuí extraídos de Vieira *et al.* 2007).

Independentemente da linha analítica proposta por Knauth & Kennedy (2009), outros métodos podem ser utilizados para avaliar se o sinal isotópico corresponde a valores originais assimilados em equilíbrio com o proto-oceano. Carbonatos de idade neoproterozoica considerados detentores de sinal isotópico original, em geral apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ maiores que -10‰, de modo que amostras com valores inferiores a este são consideradas alteradas (Kaufman & Knoll 1995). Embora o valor estipulado seja, *a priori*, empírico (Narbonne *et al.* 1994), sua utilização balizada em muitos exemplos globais tem se mostrado útil na separação de amostras alteradas e não alteradas (Jacobsen & Kaufman 1999). No intuito de se refinar a avaliação da presença de alteração nos valores originais, foram somente consideradas amostras com valores de $\delta^{18}\text{O}$ maiores que -10‰ (Narbonne *et al.* 1994). A análise geoquímica de elementos maiores (em especial Mg, Mn, Fe e Ca) e traços (Sr e Rb), visa determinar as razões

entre Mn/Sr e Fe/Sr, cuja relação é fundamental na definição de amostras alteradas. Esta aferição se baseia na premissa que já que sob condições de intemperismo por ação de fluidos meteóricos o Sr e o Na em geral são expelidos de carbonatos marinhos enquanto o Fe e o Mn são incorporados (Brand & Veizer 1980). Segundo Derry *et al.* (1992), Narbonne *et al.* (1994), Kaufman & Knoll (1995) e Jacobsen & Kaufman (1999), valores das razões Mn/Sr e Fe/Sr inferiores a 2 (3 para Kaufman *et al.* 1993) e 20, respectivamente, seriam indicativos de amostras não alteradas.

As 118 amostras do Grupo Itapucumi submetidas às análises de isótopos de C e O foram selecionadas em campo a partir de variação litológica e de fácies ao longo de seções colunares de detalhe (escala 1:20). Em virtude das variações litoestratigráficas, composicionais e deformacionais entre as exposições localizadas na porção correspondente à zona de faixa dobrada (W) e cobertura cratônica (E), foi priorizada a aquisição de seções e amostras em ambas províncias tectonoestratigráficas. Este procedimento buscou tanto a comparação dos valores isotópicos das duas diferentes áreas, quanto a possíveis variações causadas por percolações de fluidos hidrotermais, alterações diagenéticas localizadas ou pervasivas, diferenças no padrão de alteração intempérica, oscilações isotópicas devido a variações inerentes aos sistemas deposicionais e diferentes posições fisiográficas na bacia. Na região leste, na qual ocorrem as coberturas cratônicas indeformadas pertencentes à Formação Tagayita Guazu, a seção composta foi contruída a partir de 2 seções colunares de detalhe (pontos 45 e 55) associadas a 52 amostras principalmente de *grainstones* calcíticos, trombólitos e microbialitos (amostras 1 a 52). Estas amostras não se encontram metamorfizadas, neomorfizadas e petrograficamente apresentam estrutura e textura original preservada. Com relação aos dados isotópico de $\delta^{18}\text{O}$, apenas três amostras apresentaram valores inferiores a -10‰ (amostras correspondentes aos números 21, 32 e 36 hachuradas em cinza-escuro na tabela VI.01), podendo portanto, serem consideradas alteradas.

Na área correspondente à faixa de dobramentos e adjacências, foram levantadas cinco seções (pontos 25, 40, 47, 61 e 24), das quais foram coletadas 66 amostras, posteriormente organizadas em uma seção estratigráfica composta do Grupo Itapucumi. Foram analisadas amostras de *oidgrainstones* calcíticos/dolomitizados e *dolostones* puros da Formação Camba Jhopo (amostras 53 a 72) e *oidgrainstones* e *grainstones* calcíticos e dolomitizados, margas, *dolostones* e *mudstones* calcíticos da Formação Cerro Curuzu (amostras 73 a 118). A porção basal da Formação Vallemí apresenta composição siliciclástica e, razão pela qual não foi

amostrada para fins de análise isotópica de C e O. As amostras de *ooidgrainstones* da Formação Camba Jhopo na seção de Tres Cerros (ponto 25), em geral, não apresentam metamorfismo significativo e mostram textura original preservada, com evidências localizadas de neomorfismo por recristalização. Muitas amostras do topo da sucessão correspondente à associação de fácies de cordão litorâneo oolítico apresentam dolomitização do tipo “zebra” ou difusa (seção de Cerro Pucu, ponto 47) e presença de dolomitos muito puros. Nesses litotipos, a recristalização e o neomorfismo são pervasivos e obliteram, em variados graus, a estrutura original dos grãos e da rocha, inclusive com presença de cristais neoformados de dolomita euédrica. As amostras obtidas nas seções-tipo da Formação Cerro Curuzu na Mina de Vallemí (pontos 24 e 40), ocorrem em sucessões deformadas apresentando metamorfismo na zona da clorita. Nas amostras analisadas é possível notar intensas feições de recristalização e obliteração da textura original da rocha. A dolomitização, em variáveis graus, também é pervasiva, atingindo cerca de 37% das amostras. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são inferiores a -10‰ para 26 amostras, que podem ser consideradas como alteradas pela interação fluido-rocha durante a diagênese, metamorfismo e/ou intemperismo por águas freáticas e meteóricas (amostras correspondentes aos números 53, 58, 59, 60, 61, 69, 72, 73, 74, 75, 81, 83, 85, 86, 87, 88, 89, 90, 92, 99, 100, 101, 102, 103, 104 e 112, hachuradas em cinza escuro na Tab. VI.01). Utilizando a proposta de Kaufman & Knoll (1995) e Jacobsen & Kaufman (1999), na qual valores de $\delta^{18}\text{O}$ inferiores a -10‰ correspondem a exemplos alterados, 29 amostras do Grupo Itapucumi (24,6% do total), se enquadram nesta categoria, isto é, são candidatas a não apresentarem valores isotópicos de C e O primários. O maior número de amostras alteradas é referente às associações de fácies de cordão litorâneo oolítico, rampa profunda e moderadamente profunda totalizando 25 amostras (Tab. VI.01). A única amostra pertencente à associação de fácies de rios entrelaçados (numero 73) apresenta valor de $\delta^{18}\text{O}$ de -14.68‰.

Um dos procedimentos mais utilizados no intuito de aferir a alteração do valor isotópico original é a relação de covariância entre dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. VI.03) que se pauta na premissa que alterações simultâneas nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ podem ocorrer devido à entrada de fluidos meteóricos que tendem a modificar de maneira mais eficaz os valores de O. Em relação ao C, o isótopo de O se comporta de maneira muito sensível à alterações diagenéticas e intempéricas, de modo que oscilações não covariantes entre estes isótopos indicam alteração do segundo em relação ao valor original do primeiro. Águas meteóricas são depletadas em ^{18}O em

relação à águas marinhas e o aumento da influência das primeiras sobre às últimas induz o decréscimo dos valores finais de $\delta^{18}\text{O}$. Os 118 dados plotados no diagrama $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$ mostram grande dispersão, não evidenciando nenhum tipo de correlação aparente (Fig.VI.03.A). Ao analisar os gráficos referentes aos dados individualizados por associação de fácies (Figs.VI.03. B, C, D), nota-se que para os valores das associações lagunares e costeiras dominadas por onda, existe uma sutil correlação positiva entre as razões $\delta^{13}\text{C}$ X $\delta^{18}\text{O}$, sugerindo tratarem-se de dados covariantes possivelmente alterados. Por outro lado, dentro do espaço amostral analisado (somente dados das associações lagunares e costeiras dominadas por onda), apenas 3 destas amostras apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ menores que -10‰.

Amostras do topo da associação de fácies de cordão litorâneo oolítico apresentam aumento de camadas dolomitizadas. Estas foram coletadas dentro do domínio da faixa móvel do Grupo Itapucumi, cuja sucessão sedimentar encontra-se deformada e parcialmente metamorfizada em baixo grau. A presença da dolomitização pervasiva ou secundária “zebrada” é associada à percolação de fluídos hidrotermais dolomitizantes, com valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ entre -20 a -14‰, durante o estágio diagenético tardio ou mesmo durante o metamorfismo (Vandeginste *et al.* 2005). Este processo poderia ter alterado de maneira pervasiva boa parte do terço estratigráfico intermediário a superior do Grupo Itapucumi em seu domínio de faixa dobrada, sendo evidenciado pelos valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ mais baixos da unidade, em torno de -9,48‰ para o espaço amostral total, ou -11,40‰ para as amostras alteradas (considerando associações de fácies de cordão litorâneo oolítico, rampa profunda e moderadamente profunda). A média da razão $\delta^{18}\text{O}$ para o total de amostras de cordão litorâneo oolítico é de -9,38‰. É importante ressaltar que de maneira análoga aos dados de $\delta^{18}\text{O}$, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ para amostras de cordão litorâneo oolítico (média de 0,81‰) são também menores que das amostras procedentes das associações de fácies de rampa moderadamente profunda e profunda menos dolomitizada (média de 1,51‰, fig.VI.03.D).

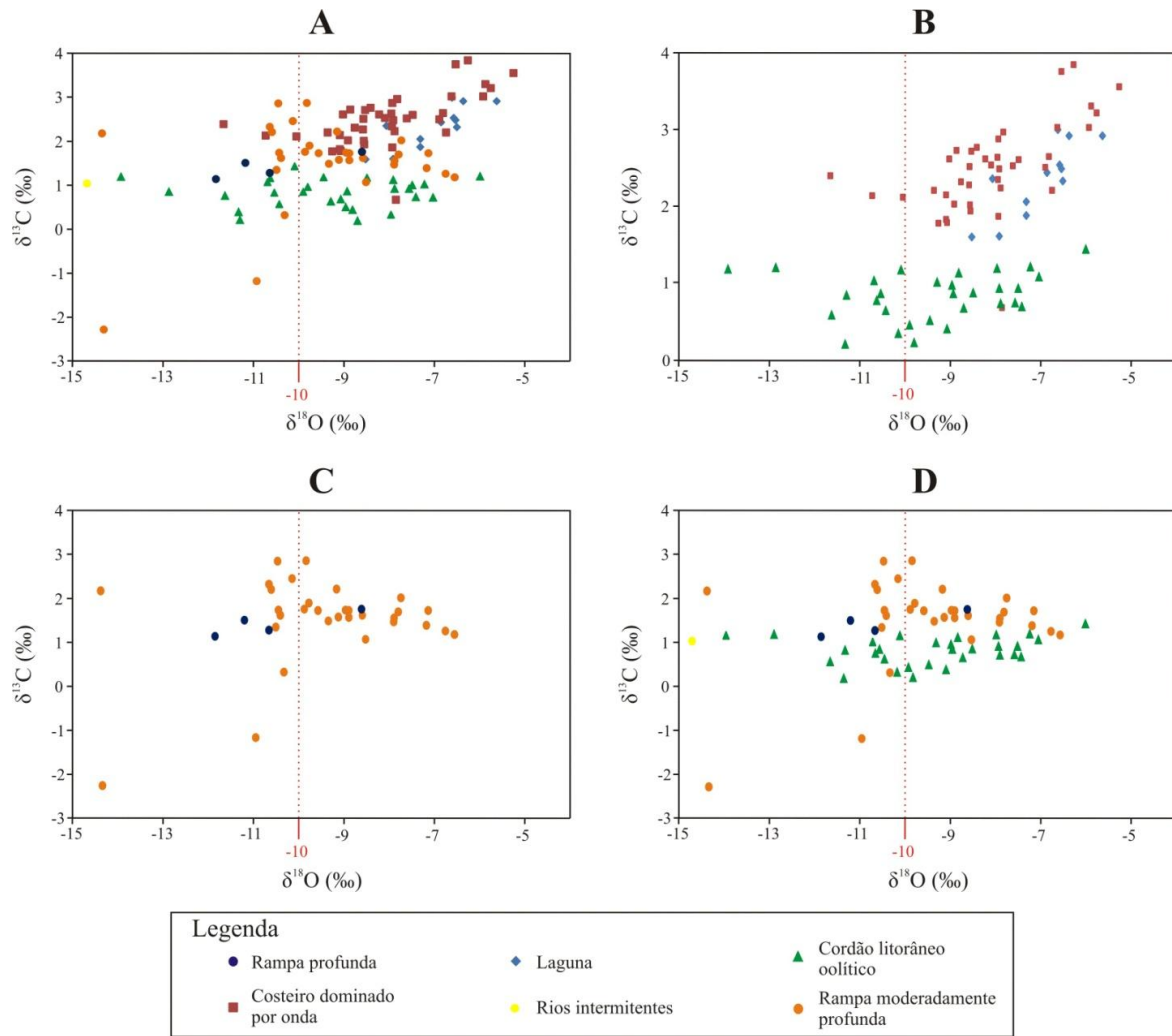


Fig. VI.03 – Gráficos de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ incluindo todos os dados do Grupo Itapucumi (A) e subdivididos por associações de fácies (B, C e D).

Este padrão evidencia que há correlação entre o aumento nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ relacionado ao decréscimo nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ sugerindo que seja resultado de alterações causadas pela dolomitização secundária. A fim de confirmar esta hipótese foi realizada uma amostragem detalhada entre diferentes pontos de uma camada de *oidgrainstone* calcítico que grada para dolomitos (Fig.VI.04). Os valores obtidos evidenciaram um padrão crescente de $\delta^{13}\text{C}$ de 0,19‰ para 1‰, com aumento progressivo dos valores em direção às porções menos dolomitizadas da borda, ao passo que o $\delta^{18}\text{O}$ do dolomito grada em direção ao *oidgrainstone* calcítico com valores de -11,33‰ para -9,29‰ e -8,70‰.

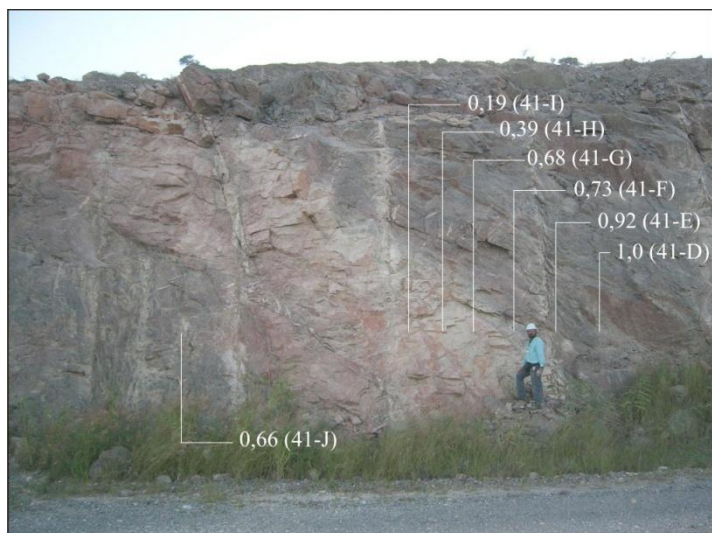


Fig. VI.04 – Amostragem seletiva de níveis de *ooidgrainstone* calcítico gradando para dolomitizados evidenciando a gradação de valores isotópicos de C (ver Tab. VI.01, as amostras 41D, E, F, G, H, I e J correspondem aos números 77 a 83).

Como colocado, a análise dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ das amostras evidenciou que o maior número de exemplos possivelmente alterados pertence aos domínios de faixa dobrada. As amostras coletadas no domínio das coberturas cratônicas não estão metamorfozadas e/ou dolomitizadas e apresentam maior probabilidade de preservação do valor isotópico original. No caso das áreas deformadas, compreendendo as associações de fácies de cordão litorâneo oolítico e rampas moderadamente profunda e profunda, o valor médio de $\delta^{13}\text{C}$ é de 1,19‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ é -9,48‰. Para as áreas indeformadas, que correspondem às associações de fácies costeira dominada por onda e lagunar, os valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ são de 2,45‰ e -7,81‰, respectivamente. Na comparação entre os dois grupos de amostras, a relação observada anteriormente também é verificada, ou seja, o grupo que apresenta o maior número de amostras alteradas tende a apresentar valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ menores em relação ao grupo em que há predominância de amostras não alteradas.

VI.3 Isótopos de C e O

As 89 amostras consideradas como detentoras de valor isotópico primário apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ de 1,93‰ (média ponderada) e mínimos e máximos de $\delta^{13}\text{C}$ de 0,2‰ e 3,84‰, respectivamente. Para $\delta^{18}\text{O}$ a variação se dá entre mínimos de -9,9‰ e máximos de -5,25‰ com

média de -7,97‰. Praticamente todos os exemplos analisados apresentam valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ e negativos de $\delta^{18}\text{O}$; apenas as amostras alteradas (89 e 112), apresentaram dados de $\delta^{13}\text{C}$ menores que zero, associados à valores fortemente negativos de $\delta^{18}\text{O}$.

Com o propósito de melhor compreender o comportamento isotópico do espaço amostral analisado, procedeu-se à subdivisão das amostras em suas respectivas associações de fácies, posteriormente plotadas em gráficos de $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. VI.03). Este procedimento ressaltou valores de $\delta^{13}\text{C}$ de 2,47‰ para amostras das associações de fácies lagunares e costeiras dominadas por onda coletadas nas áreas de cobertura cratônica, considerados os valores mais elevados do Grupo Itapucumi (Fig. VI.03.B). As amostras com os menores valores de $\delta^{13}\text{C}$ (média de 0,83‰) pertencem à associação de fácies de cordão litorâneo oolítico, e amostras com valores intermediários de 1,68‰ de $\delta^{13}\text{C}$ são relacionadas às associações de fácies de rampa profunda e moderadamente profunda (Fig. VI.03.C e D). É importante ressaltar que devido a estas variações no gráfico $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$, as associações de fácies lagunares e costeiras dominadas por onda são perfeitamente distinguíveis da associação de cordão litorâneo oolítico (Fig. VI.03.B). As amostras associadas à fácies de rampa moderadamente profunda e profunda apresentam padrão de dispersão semelhante (Fig. VI.03.C), no entanto, em sua maioria mostram valores sensivelmente maiores que amostras da associação de cordão litorâneo oolítico (Fig. VI.03.D). Aparentemente não existe alteração significativa entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em dados coletados próximos às superfícies estratigráficas (Figs. VI.05 e VI.06). Identificado o padrão de alteração dos grupos amostrais, considerou-se que as 40 amostras oriundas das áreas deformadas e as 49 amostras das áreas de cobertura cratônicas que supostamente não estão alteradas, são portadoras dos valores isotópicos originais. Neste caso, o primeiro grupo de amostras apresenta valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de 1,28‰ e -8,39‰, respectivamente e o segundo grupo valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ de 2,47‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ de -7,63‰.

No caso de valor isotópico original preservado, a presença de valores maiores de $\delta^{13}\text{C}$ referentes à associação de fácies lagunar e costeira dominada por onda (Fig. VI.06) pode estar relacionada à deposição em ambientes restritos sem conexão franca com o oceano. Nestas condições os valores de $\delta^{13}\text{C}$ devem variar de forma independente de áreas marinhas abertas, tendendo a se modificar em função de parâmetros como concentração localizada de matéria orgânica e decomposição metanogênica desta em ambiente anóxico, o que tende a enriquecer o meio em ^{13}C (Thunell *et al.* 1987). Desta forma, valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ de 2,47‰ como os

encontrados para as fácies depositadas em sistemas restritos, podem representar elevada preservação de matéria orgânica em ambiente lagunar. Apesar da restrição do uso de isótopos de O para determinações paleoambientais, a presença dos valores menos negativos aferidos nas associações costeira dominada por onda e lagunar do que em outras associações, pode estar relacionado à evaporação. Este processo resulta no aumento da salinidade local, remoção do ^{16}O da água do corpo d'água restrito e enriquecimento do ambiente em ^{18}O . Desta maneira, os carbonatos formados em ambientes evaporíticos tendem a apresentar valores de $\delta^{18}\text{O}$ relativamente maiores (Allan & Matthews 1982), como observado em bacias restritas e lagunas (Thunell *et al.* 1987).

Na associação de fácies de cordão litorâneo oolítico (Fig. VI.03), responsável pelo barramento das associações depositadas em ambiente restrito a leste, foram contabilizadas 19 amostras não alteradas com valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ de 0,83‰ e -8,31‰, respectivamente. Em condições de abertura marinha franca, valores de $\delta^{13}\text{C}$ inferiores a estes podem estar relacionados a uma menor taxa de decomposição e soterramento de matéria orgânica, o que provocaria o enriquecimento do meio em ^{12}C resultando em razões de $\delta^{13}\text{C}$ menores.

Valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ podem estar relacionados a um ambiente de menor salinidade em relação aos corpos d'água barrados, uma vez que carbonatos formados em ambiente de maior concentração salina tornam-se enriquecidos em $\delta^{18}\text{O}$ (Allan & Matthews 1982). A baixa salinidade de alguns sistemas marinhos pode estar relacionada à influência de água doce superficial e/ou freática que, em ambientes relativamente quentes, geralmente apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -12‰ e -5‰ (Craig 1961).

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ provavelmente ou presumivelmente originais (21 amostras) para as associações de fácies de rampa profunda e moderadamente profunda apresentam médias de 1,68‰ e -8,47‰, respectivamente (Fig. VI.05). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ são semelhantes para amostras não alteradas das distintas associações de fácies (-8,47‰ e -8,31‰). No entanto, os dados de $\delta^{13}\text{C}$ destoam muito do valor médio de 0,83‰ obtido para os depósitos de cordão litorâneo oolítico.

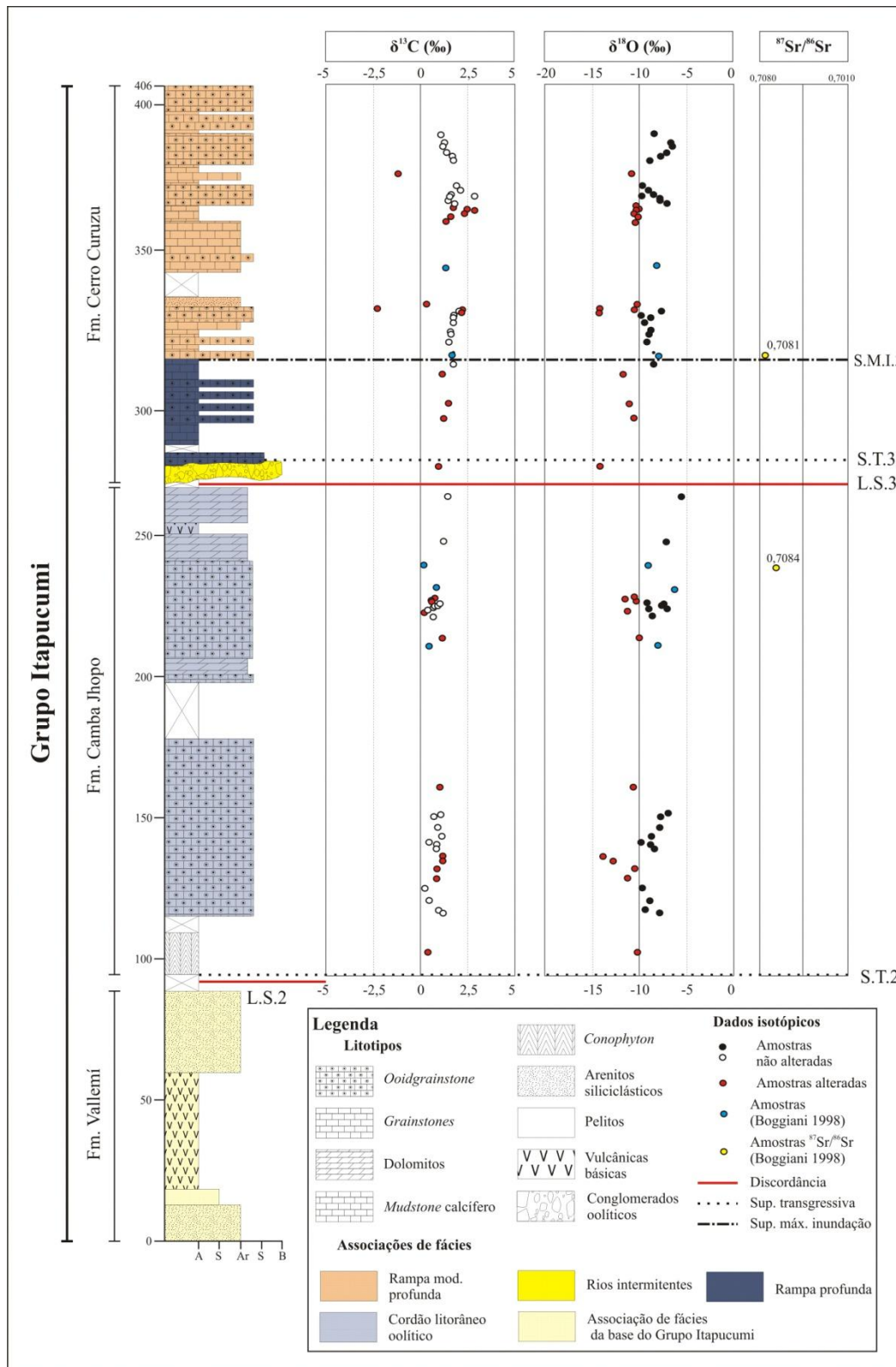


Fig. VI.05 - Coluna estratigráfica do Grupo Itapucumi associada à curva de variação dos valores isotópicos de C, O e Sr. As principais superfícies estratigráficas encontram-se assinaladas.

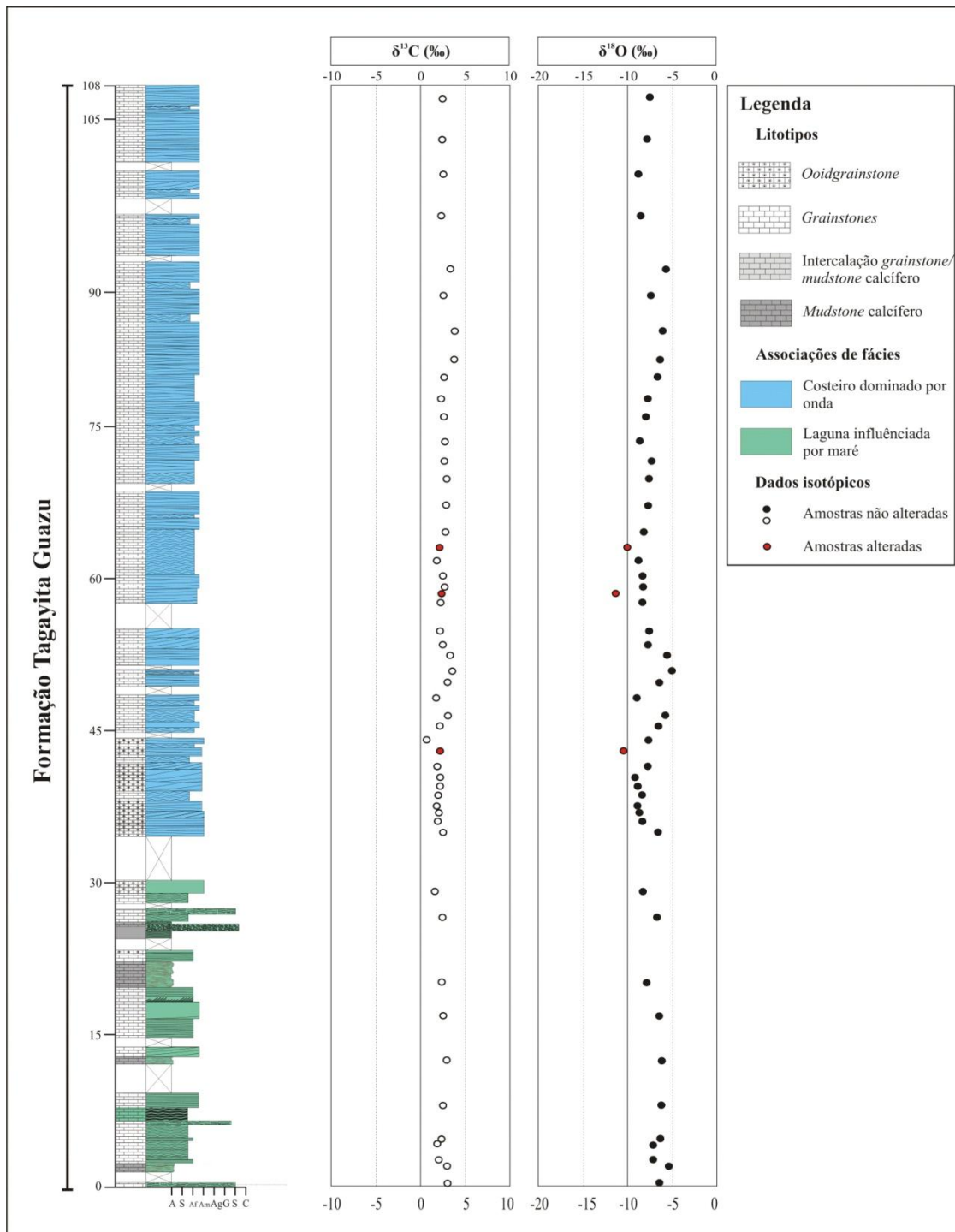


Fig. VI.06 - Coluna estratigráfica da Formação Tagayita Guazu associada à curva de variação dos valores isotópicos de C e O.

Não é claro o porque desta variação, já que no modelo de sistema deposicional e estratigráfico definido, ambas as associações de fácies ocorrem em ambiente marinho aberto, em profundidades não muito diferentes. Uma possível explicação seria o aumento na taxa de soterramento de matéria orgânica durante os tratos transgressivo e de mar alto em que se depositaram as associações de rampa profunda e moderadamente profunda. Este processo aprisionaria o ^{12}C da matéria orgânica soterrada enriquecendo a água marinha em ^{13}C e gerando valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais positivos. No entanto, as considerações quanto ao padrão de variação de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para estas associações de fácies devem ser realizadas com atenção, já que podem refletir modificações originais por dolomitização tardidiagenética ou metamórfica.

VI.4 Isótopos de Sr

Para a presente análise, utilizou-se a curva de variação de isótopos de C e Sr (Fig. VI.04) de Halverson *et al.* (2005, 2007), obtida a partir de três sucessões sedimentares contínuas: o Grupo Otavi (Norte da Namíbia) e os grupos Akademikerbreen e Polarisbreen (nordeste de Svalbard). A curva de Halverson *et al.* (2005, 2007) destoa das anteriormente propostas, devido ao fato de não ter sido construída a partir de dados fragmentados oriundos de sucessões neoproterozoicas de diferentes localidades do globo sujeitos, portanto, a amarrações estratigráficas duvidosas.

Os dados referentes à razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ utilizados neste trabalho foram compilados de Boggiani (1998) e de Oliveira (2004), sendo que somente as informações do primeiro autor foram neste trabalho, adequadamente posicionadas na coluna estratigráfica composta do Grupo Itapucumi (Fig. VI.05).

A Tabela VI.02 mostra os 12 dados disponíveis e também as razões manganês/estrôncio (Mn/Sr) e ferro/ estrôncio (Fe/Sr) utilizadas para aferir a presença ou não de alteração do valor da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ original. Conforme pode ser observado na Tabela VI.02, as amostras 3, 4, 10, 11 e 12 apresentam valores das razões Mn/Sr e Fe/Sr que podem ser considerados como primários. Para os outros dados disponíveis, não é possível estabelecer este tipo de relação em função da ausência de dados geoquímicos e de isótopos de O e C associados.

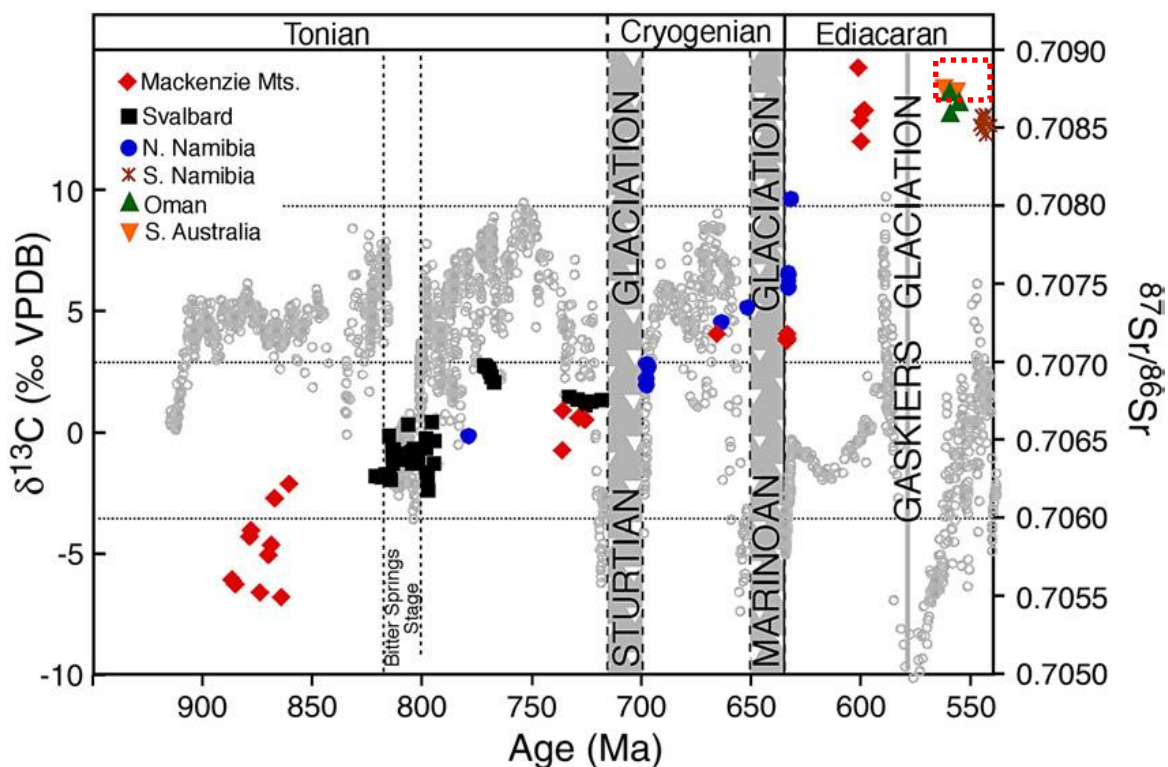


Fig. VI.07 – Curva composta de variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sobreposta a dados de oscilações nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para o neoproterozoico (Halverson *et al.* 2007). No retângulo tracejado vermelho, a zona em que ocorrem os valores da razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do Grupo Itapucumi.

De acordo com a litologia, toponímia e posição estratigráfica indicada (Boggiani 1998, Oliveira 2004), a maioria das amostras corresponde a rochas pertencentes às formações Cerro Curuzu (1, 5, 6, 7, 8, 9 e 10) e Camba Jhopo (2, 11 e 12) e foram coletadas na mina de Vallemí e cercanias, áreas localizadas na zona de faixa dobrada. Os valores anormalmente altos das amostras 5 e 9 destoam dos dados encontrados para o Período Ediacarano, que oscilam entre máximos e mínimos de 0,7070 e 0,7090, respectivamente (Fig. VI.07). Os valores obtidos nas amostras citadas podem também estar alterados, já que amostras da Formação Cerro Curuzu coletadas na mina principal de Vallemí, em parte, encontram-se metamorfozadas na fácies xisto verde, zona da clorita.

Tabela VI.02 – Dados geoquímicos e da razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para amostras do Grupo Itapucumi coletadas por Boggiani (1998, em cinza claro) e Oliveira (2004, em cinza-escuro). **Gc** – *Grainstone* calcítico; **Oc** – *Ooidgrainstone* calcítico; **Od** – *Ooidgrainstone* dolomitizado; **D** – dolomito; **M** – marga; **Mc** – *Mudstone* calcítico; **Mcb** – *Mudstone* calcítico betuminoso.

Nº	Amostra	Litologia	Formação	Sr	Rb	Rb/Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Mn/Sr	Fe/Sr
1	VM – 160 – E	Od	Cerro Curuzu	7874	< 3	0	0,708131±0,32	-	-
2	VM – 160 - I	Od	Camba Jhopo	1031	2426,21	6,81	0,70845±0,007	-	-
3	RAPA-100B	Gc	Tagayita Guazu	1185	1,19	-	0,709115±0,000015	0,5	1,86
4	RAPA-105	Mc	Tagayita Guazu	747	3,48	-	0,708672±0,000040	0,74	12,58
5	RAPA-106-A	M	Cerro Curuzu	-	-	-	0,711±0,011	-	-
6	RAPA-106-B	M	Cerro Curuzu	-	-	-	0,70869±0,000024	-	-
7	RAPA-106-C	M	Cerro Curuzu	-	-	-	0,708648±0,000070	-	-
8	RAPA-106-D	M	Cerro Curuzu	-	-	-	0,708±0,013	-	-
9	RAPA-106-E	M	Cerro Curuzu	-	-	-	0,7092±0,0024	-	-
10	RAPA-106-F	Mcb	Cerro Curuzu	3746	4	-	0,70837±0,00008	0,008	0,16
11	RAPA-107-B	D	Camba Jhopo	410	1,5	-	0,708631±0,000051	0,22	5,12
12	RAPA-108-A	Oc	Camba Jhopo	1602	9	-	0,708501±0,000048	0,24	4,3

As amostras 3 e 4 correspondem a *grainstones* e *mudstone* calcíticos coletados nas cercanias do Cerro Pucu, elevação topográfica constituída por rochas da Formação Tagayita Guazu na área de cobertura cratônicas. Amostras coletadas nesta localidade não mostram evidências de dolomitização e metamorfismo e, geralmente, têm a textura e a mineralogia originais preservadas. No entanto, a amostra 3 apresenta valor de 0,709115, considerado alto para rochas ediacaranas e sugerindo, portanto, alteração dos valores originais (Halverson *et al.* 2007).

Se considerarmos o espaço amostral das 12 amostras disponíveis, a média ponderada da razão de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mostra valores da ordem de 0,708784, que indica idade em torno de 550Ma, de acordo com a curva de variação de Halverson *et al.* (2007). Excluindo os exemplos com valores considerados anômalos e supostamente alterados (amostras 3, 5 e 9), a média ponderada é de 0,708454, também sugerindo idade ediacarana terminal.

Como não é possível posicionar corretamente os valores disponíveis nas seções colunares do Grupo Itapucumi, inviabiliza-se a observação de variação de tendência nos intervalos estratigráficos analisados. Desta maneira, apesar dos valores das amostras serem compatíveis com dados obtidos para o final do Período Ediacarano, não se pode observar as pequenas variações crescentes e decrescentes características deste intervalo de tempo.

VI.5 Correlação com unidades ediacaranas

Curvas de variação isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ das unidades ediacaranas sulamericanas Grupo Arroyo de Soldado (UY), Grupo Sieras Bayas (AR) e Grupo Corumbá (BR) apresentam incursões negativas de valores de carbono (Fig. VI.08), possivelmente correlacionadas ao evento glacial Marinoano (Boggiani 1998, Gaucher *et al.* 2003, Gaucher *et al.* 2005, Peral *et al.* 2007, Boggiani *et al.* 2010). Nos grupos Corumbá e Arroyo del Soldado, a deflexão negativa da curva de variação de C para valores próximos a -4‰ é interpretada como produto da deposição em águas enriquecidas em ^{12}C durante a fase imediatamente posterior à glaciação Marinoana, com idade aproximada de 635 Ma. A associação a este evento é reforçada pela presença do fóssil do gênero *Cloudina* em carbonatos estratigraficamente acima dos níveis interpretados como de origem glacial, sugerindo tratarem-se de rochas com idade criogeniana tardia, já que a distribuição temporal do fóssil em questão se situa entre 550 e 542 Ma (Grotzinger *et al.* 1995, Amthor *et al.* 2003, Fike *et al.* 2006). Dados geocronológicos $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ obtidos em tufos da Formação Tamengo (Grupo Corumbá) sugerem idades em torno de 545 ± 6 Ma, reforçando que a deposição da unidade se deu após o evento Marinoano.

A variação da curva de $\delta^{13}\text{C}$ entre valores negativos passando a positivos durante os estágios iniciais do Ediacarano é também outro padrão observado em sucessões estratigráficas ao redor do mundo (Fig. VI.08), tais como os Grupos Nama (Namíbia), Nafun (Omã) e Formação Doushantuo (China, Grotzinger *et al.* 2000, Brasier *et al.* 2000, Zhou & Xiao 2007, Bowring *et al.* 2007). Nestas sucessões, após o pico com valores depletados em ^{13}C , ocorre uma incursão positiva para valores entre 1,5 e 5, à qual ocorre associado o fóssil-guia *Cloudina*. Datações em níveis de tufos intercalados nestas sucessões indicam que o início do patamar positivo ocorreria ao redor de 551 Ma (Zhou & Xiao 2007), sendo então novamente sucedido por decréscimo nos valores de $\delta^{13}\text{C}$, ocorrido na passagem Ediacarano-Cambriano, entre 542 e 538 Ma (Bowring *et al.* 2007, Zhou & Xiao 2007). No entanto, existem diacronismos significativos no início ou término destes padrões, a exemplo da sucessão do Grupo Nama, na qual o patamar positivo é mais novo que 549 Ma e se estende até 539 Ma (Fig. VI.08), com ausência da última incursão negativa cambriana (Grotzinger *et al.* 1995, Grotzinger *et al.* 2000).

Outro problema cronoestratigráfico se refere ao término da glaciação Marinoana e o início do patamar positivo. No Grupo Nafun a incursão negativa é mais antiga que 620 Ma e se mantém neste patamar até apresentar valores positivos ao redor de 547 Ma, totalizando um intervalo de tempo de, no mínimo 73 Ma (Bowring *et al.* 2007). Na Formação Doushantuo, esse intervalo negativo não é uniforme, havendo três incursões positivas intercaladas em um intervalo de aproximadamente 84 Ma, entre 635 Ma e 551 Ma.

Outra dificuldade no estabelecimento de correlações paleontológicas, geocronológicas e isotópicas entre sucessões de diferentes localidades, diz respeito à ausência de um *datum* estratigráfico global. Algumas camadas de diamictitos atribuídas à deposição glacial durante eventos extremos, atualmente têm sido reinterpretadas como depósitos de fluxos de massa subaquosos (Eyles & Januszczak 2004, Eyles & Januszczak 2007). A indefinição dos processos e sistemas deposicionais envolvidos na gênese destes níveis supostamente cronocorrelatos inviabiliza a utilização destes como marcadores estratigráficos, e tampouco camadas de correlação interbasinal, interpretadas como sincrônicas e de expressão mundial (Hoffman 1998, Hoffman & Schrag 2002). Da mesma maneira, a identificação de padrões quimioestratigráficos em sucessões com diferenças de espessura marcantes (e.g. grupos Nama e Corumbá, formações Doushantuo, Dengying e Zhujiqing e grupo Sierras Bayas, Fig. VI.08) pode mascarar diacronismos entre níveis supostamente correlatos envolvendo também variações nas taxas deposicionais. A este problema é acrescido o pouco conhecimento das superfícies com significado estratigráfico, tais como discordâncias e superfícies de transgressão e máxima inundação, que auxiliariam sobremaneira no entendimento da arquitetura das bacias ediacaranas. Curvas de variações isotópicas associadas das sucessões sedimentares, quando interceptadas por discordância, não são representativas do registro contínuo da composição da água do mar ao longo do tempo. A definição de superfícies e a quantificação do tempo de erosão (ou não deposição) envolvido nestas discordâncias seriam de fundamental importância na confecção de curvas de variação isotópicas realmente representativas. A análise das dificuldades em se estabelecerem correlações quimioestratigráficas de escala global também encontra empecilhos em uma das premissas do método, na qual a aquisição sincrônica dos valores isotópicos de C se dá durante a deposição em sistemas oceânicos quimicamente e composicionalmente homogêneos. Trabalhos recentes discutem a possibilidade de variações isotópicas localizadas devido a estratificação e profundidade da lâmina d'água, atuação pontuada de organismos

fotossintetizantes e decomposição preferencial de matéria orgânica em dados sistemas deposicionais (Le Guerroué *et al.* 2006, Corsetti & Kauffman 2009). Frente a estas possibilidades, a assinatura isotópica das rochas carbonáticas poderia refletir a existência de variações pontuadas nos valores adquiridos a partir da água oceânica, conseqüentemente inviabilizando a utilização de curvas globais para fins de correlação estratigráfica. Considerando o exposto, conclui-se que correlações estratigráficas e cronoestratigráficas a partir de curvas de variação de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ devem ser realizadas de maneira muito criteriosa, preferencialmente associadas a dados paleontológicos e geocronológicos confiáveis. Na ausência de um *datum* global e de maior número de datações radiométricas, todas as inferências de idade realizadas a partir de identificações de padrões em curvas isotópicas não são, *a priori*, confiáveis.

A partir destas considerações e guardadas as incertezas correlativas entre as principais curvas de variação de $\delta^{13}\text{C}$, pode-se afirmar que, de acordo com os dados disponíveis, o período terminal do Neoproterozoico é caracterizado por valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$, também associados a valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ maiores que 0,7075, em geral ao redor de 0,7085 (Halverson *et al.* 2007). A primeira aparição do fóssil *Cloudina* sp. ao redor de 550 Ma (Grotzinger *et al.* 1995) pode ser considerada sincrônica ao início da incursão positiva de C nas sucessões da Namíbia, Omã e China. Nos grupos Sierras Bayas (Argentina) e Corumbá (Brasil), o aparecimento desse fóssil-guia também está associado a incursões positivas ao redor de 3‰, com idade inferior a 543Ma (Boggiani *et al.* 2010). Datações de níveis de tufo associados ao aparecimento e desaparecimento no registro de *Cloudina* delimitaram de maneira precisa esta biozona de extensão, possibilitando estabelecer correlações seguras para o período terminal do Ediacarano (Grotzinger *et al.* 1995, Amthor *et al.* 2003, Fike *et al.* 2006).

Os dados de isótopos de C obtidos ao longo da seção estratigráfica do Grupo Itapucumi revelam um padrão uniforme de variação. Não são observadas incursões positivas ou negativas significativas, sendo que os dados obtidos oscilam pouco em torno das médias, com valores positivos em torno de 2,47‰ (desvio padrão de 0,85) para áreas cratônicas e 1,28‰ (desvio padrão de 0,54) para amostras coletadas na porção correspondente à faixa dobrada. A presença do patamar positivo na curva de variação de $\delta^{13}\text{C}$ em torno de 1,8‰, associada ao fóssil *Cloudina lucianoi* na base da sucessão carbonática do Grupo Itapucumi, permite atribuir idade entre 550 e 542Ma para este nível estratigráfico. Os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ao redor de 0,708784, também reforçam a idade ediacarana terminal. Ressalta-se que, esta sucessão de rochas calcárias

representada pela Sequencia 2 (S.2) é delimitada na base por uma superfície de discordância (L.S.2), de modo que toda sucessão basal siliciclática e vulcânica da Sequência 1 (S.1), seguramente apresenta idade mais antiga que 550 Ma. Por outro lado, porções estratigraficamente superiores da S.2 e toda Sequência 3 (S.3) que perfazem os últimos 115m da sucessão do Grupo Itapucumi apresentam idades mais novas, podendo inclusive adentrar na série Terreneuviana, já no Cambriano Inferior.

Comparando-se o Grupo Itapucumi com outras sucessões da América do Sul com características isotópicas semelhantes, nota-se que a presença do patamar positivo de $\delta^{13}\text{C}$ pode ser correlacionável à Formação Loma Negra (Grupo Sierra Bayas), Formação Tamengo (Grupo Corumbá) e a porção de topo da Formação Polanco (Grupo Arroyo del Soldado, Boggiani 1998, Gaucher *et al.* 2003, Gaucher *et al.* 2005, Peral *et al.* 2007, Boggiani *et al.* 2010, Fig. VI.08). A presença de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ao redor de 0,7085 e do fóssil-guia *Cloudina lucianoi*, reforça esta interpretação e corrobora a idade ediacarana terminal destas unidades, possivelmente cronocorrelatas às porções superiores do Grupo Nama, Formação Dengying e Formação Buah (Grupo Nafun). É importante ressaltar que o patamar positivo de $\delta^{13}\text{C}$ destas sucessões destoa bastante daquele encontrado nas rochas calcárias do Grupo Araras (Fig. VI.08) que, na maior porção de sua coluna de rochas, apresenta valores negativos (Nogueira *et al.* 2007). A presença de valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de cerca de 0,7074 na base da sucessão do Grupo Araras é coerente com valores encontrados em rochas carbonáticas depositadas sobre rochas atribuídas à glaciação Sturtiniana, o que sugere que a unidade possa apresentar idades ao redor de 700Ma (Kaufman & Knoll 1995, Knoll 2000, Walter *et al.* 2000, Melezhik *et al.* 2001). No entanto, dados preliminares obtidos a partir de isócronas Pb-Pb por Babinski *et al.* (2006) indicam idades um pouco mais novas, da ordem de $627 \pm 32\text{Ma}$, as quais, dentro da margem de erro, podem ser atribuídas à glaciação marinoana. De qualquer forma, a ausência de macrofósseis com significado bioestratigráfico, bem como de datações radiométricas mais precisas, faz com que a idade de deposição do Grupo Araras ainda permaneça em aberto.

CAPÍTULO VII – EVOLUÇÃO TECTONOSSEDIMENTAR DO GRUPO ITAPUCUMI E UNIDADES CORRELATAS

As sucessões sedimentares neoproterozoicas depositadas nas margens do cráton da Amazônia e Bloco Rio Apa apresentam uma relação intrínseca quanto suas idades, aspectos arquiteturais e estratigráficos. Estas unidades, notadamente o Grupo Jacadigo (BR), Corumbá (BR), Itapucumi (PY), Boqui (BO) e Murciélago (BO) constituem terrenos tectono estratigráficos diferenciados, compondo extensas faixas de dobramento e áreas indeformadas correspondentes a coberturas cratônicas. A interação entre essas unidades ainda é motivo de controvérsia, no entanto, atualmente é aceito que a Faixa Paraguai apresenta continuidade com o aulacógeno Chiquitos-Tucavaca, o qual adentra para oeste no território boliviano a partir da fronteira brasileira nas cercanias da cidade de Corumbá. A posição do aulacógeno Chiquitos-Tucavaca indica que este se encontra entre os crátons do Pampia e Amazônia, constituindo coberturas sedimentares pouco deformadas depositadas sobre este último (Almeida 1984, Ramos *et al.* 2010). O arranjo entre esta estrutura e a Faixa Paraguai sugere uma junção tríplice que compreende um rifte principal de direção WNW-ESSE no aulacógeno Chiquitos-Tucavaca, o qual, acompanhando a inflexão para sul da Faixa Paraguai, prolonga-se para um sistema de pequenos grabens e riftes de direção próxima a N-S (Jones 1985, O'Connor & Walde 1986, Basei & Brito Neves 1992, Trompette 1994, Boggiani 1998, Dardene 1998, Brito Neves *et al.* 1999). A evolução sincrônica dos mecanismos distensivos associados à abertura de espaço de acomodação nestas bacias possivelmente está relacionada a esforços precursores da ruptura do supercontinente Rodinia (Daziel 1997, Trompette *et al.* 1998, Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2006, Freitas 2010).

Depositada em discordância erosiva sobre unidades paleoproterozoicas do embasamento (Fig. VII.01), a sucessão que compõe a Formação Urucum, considerada a base do Grupo Jacadigo e equivalente à Formação San Francisco no Grupo Boqui, representa os estágios iniciais da fase rifte e compreende depósitos siliciclásticos continentais fluviais e de leques aluviais (Litherland *et al.* 1986, Freitas 2010). No Grupo Corumbá, os depósitos terrígenos das formações Cerradinho e Cadiuéus apresentam similaridades estratigráficas e faciológicas com a Formação Urucum e provavelmente se depositaram no mesmo contexto distensivo. Recentemente, a Formação Puga, constituída por diamictitos, conglomerados e arenitos, frequentemente

interpretada como depositadas sob influência glacial (Boggiani 1998, Freitas 2006, Piacentini *et al.* 2007, 2008), foi em parte relacionada à deposição em leque aluviais em contexto de iniciação de rifte (Freitas 2010). No Grupo Itapucumi, a sucessão basal de rochas siliciclástica e vulcânicas da Formação Vallemí aflora de maneira muito restrita como corpos alongados de direção NNW-SSE, embutidos no embasamento regional, acompanhando a direção das exposições da Formação Cerradinho, no lado brasileiro. É importante ressaltar, no entanto, que os depósitos basais do Grupo Itapucumi ocorrem geograficamente a oeste das exposições brasileiras, sendo destas separados por rochas do embasamento do Apa. Neste contexto, o desenvolvimento de pequenos grabens e riftes de direção próxima a N-S pode estar associado à formação de falhas normais e lítricas no lado oeste e leste do maciço do Apa. A superfície erosiva, que delimita a base da Formação Vallemí e rochas metamórficas e ígneas paleoproterozoicas, foi denominada neste trabalho de Limite de Sequência L.S.1 e é interpretada como correlata a superfícies semelhantes identificadas na base do Grupo Jacadigo, Corumbá e Boqui (Litherland & Bloomfield 1981).

A idade destas sucessões basais é controversa, no entanto, a admissão da cronocorrelação entre estas unidades nos Grupos Corumbá, Itapucumi, Jacadigo e Boqui implica na sincronicidade dos eventos distensivos iniciais das bacias de rifte. Datações K/Ar em diques máficos que seccionam a porção inferior do Grupo Boqui na Bolívia indicam idade de 625 Ma, mostrando que a sedimentação da unidade já se processava no advento de colocação destes corpos (Litherland *et al.* 1989). Os esforços distensivos responsáveis pela intrusão dos diques na base da Formação Urucum provavelmente estão associados ao evento regional anterior a 600 Ma, responsável pela abertura do proto-oceano pacífico e fragmentação da margem leste do supercontinente Rodinia (Tohver *et al.* 2006). Nesse contexto, esses esforços se relacionam ao início da subsidência mecânica responsável pela formação do sistema de riftes em que se depositaram os sedimentos da base dos grupos Jacadigo, Boqui, Corumbá e Itapucumi.

Estratigraficamente acima dos depósitos de iniciação de rifte no Grupo Jacadigo, ocorre uma sucessão com cerca de 300m de BIF's ("Formações Ferríferas Bandadas", *Banded Iron Formation*) e GIF's ("Formação Ferrífera Granular", *Granular Iron Formation*) da Formação Banda Alta, unidade detentora de importantes depósitos sedimentares de manganês e ferro. A deposição dessas sucessões de formações ferríferas é associada ao aumento nas taxas de subsidência da bacia, de modo que a geração de espaço de acomodação ultrapassou a capacidade

de preenchimento do aporte sedimentar em condições de clímax do rifte (Freitas 2010). Na Serra da Bodoquena (Faixa Paraguai Sul), foram também descritas sucessões pouco espessas de formação ferrífera intercaladas a diamictitos da Formação Puga, reforçando a presença deste tipo de depósito no contexto dessas bacias (Piacentini *et al.* 2007, 2008). Esta unidade foi relacionada à presença de hidrotermalismo em ambiente distal associada à precipitação de fluidos ferríferos em sedimentos previamente depositados (Piacentini 2008).

A sucessão de topo da Formação Cerradinho (Grupo Corumbá) é caracterizada por cerca de 80m de depósitos de pelitos vermelhos ferruginosos que são facilmente reconhecíveis como camada estratigráfica guia do terço superior desta unidade. Esses depósitos de decantação também ocorrem com características semelhantes no topo da Formação Vallemí (Grupo Itapucumi), na qual este nível é constituído por cerca de 20m de siltitos avermelhados intercalados com arenitos apresentando estruturas do tipo *Kinneyia*. A porção inferior da sucessão não aflora (seção de Tres Cerros, pontos 25, 26, 27, 28 e 29), o que permite admitir espessura superior à descrita para este nível estratigráfico, considerado o topo da sequência sedimentar S.1 do Grupo Itapucumi. Independentemente da composição litológica deste pacote (BIF's/pelitos), a presença em escala de bacia de depósitos de decantação intercalados e sobre sedimentos terrígenos continentais indica evento importante de retrogradação nas bacias, possivelmente devido à presença de corpos aquosos cada vez maiores em área e profundidade em condições de bacias famintas (Fig. VII.01).

É importante ressaltar que depósitos de BIF's no Grupo Jacadigo, Boqui, Formação Puga e de pelitos vermelhos enriquecidos em óxidos/hidróxidos de ferros no topo dos grupos Itapucumi e Corumbá é forte indicativo da deposição em águas enriquecidas em ferro. A hipótese hidrotermal para a origem desses íons é aventada para os Grupos Jacadigo e Formação Puga (Piacentini 2008, Freitas 2010). No entanto, devido à sua posição estratigráfica, pode também ter influenciado a sedimentação dos pelitos vermelhos do topo das formações Cerradinho e Vallemí.

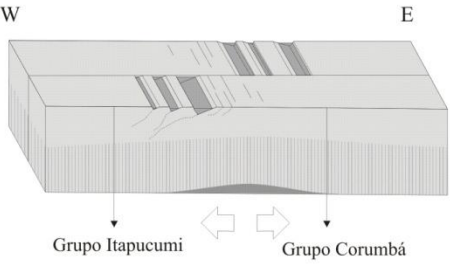
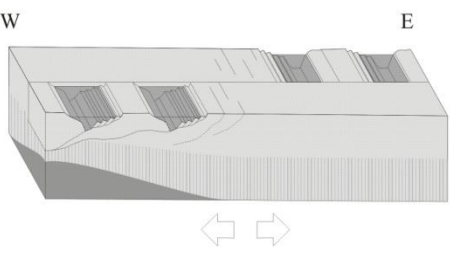
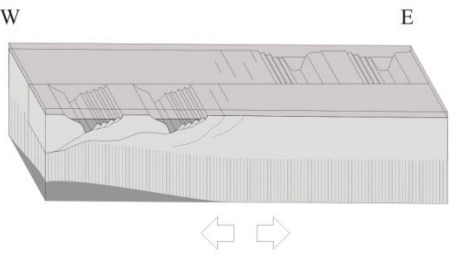
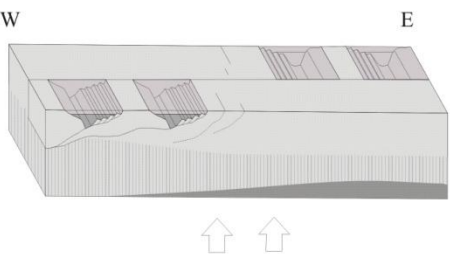
	Idades	Evolução tectonossedimentar
 <p>W E</p> <p>Grupo Itapucumi Grupo Corumbá</p>	< 625 Ma	Estágios iniciais da abertura do sistema de riftes associados à quebra do supercontinente Rodinia ao longo da margem oeste do supercontinente Laurentia. Zona de transferência gerando falhas listricas com mergulhos opostos. Trato de iniciação de rifte com depocentros isolados e predomínio de deposição de sistemas de leques aluviais das Formações Cerradinho e Cadiués (Grupo Corumbá) e Formação Urucum (Grupo Jacadigo). A idade se refere à datação K/Ar em diques máficos que seccionam a porção inferior do Grupo Jacadigo (Litherland <i>et al.</i> 1989, Tohver <i>et al.</i> 2006).
 <p>W E</p>	625 - 550 Ma	Continuidade dos processos distensivos e evolução do preenchimento das calhas em estágio de iniciação avançada de rifte (sequência 1, S.1). Captura das principais drenagens e possível desenvolvimento de sistemas fluviais axiais possivelmente correlatos aos depósitos fluviais intermediários da Formação Cerradinho (grupo Corumbá), Formação Urucum (Grupo Jacadigo) e arenitos indiferenciados da Formação Vallemí.
 <p>W E</p>	625 - 550 Ma	Estágios terminais da evolução do sistema de riftes da base dos Grupos Itapucumi, Corumbá e Jacadigo. Deposição subaquosa da camada guia de pelitos do topo das formações Cerradinho e Vallemí e BIF's da Formação Banda Alta. A deposição destas unidades se dá em condições de clímax do rifte com instalação de corpos d'água de maiores dimensões e corresponde ao topo da sequencia S.1 do Grupo Itapucumi.
 <p>W E</p>	625 - 550 Ma	Soerguimento e erosão de parte dos depósitos siliciclásticos (pelitos vermelhos do topo das formações Cerradinho (Grupo Corumbá) e Vallemí (Grupo Itapucumi). Formação da superfície de discordância erosiva L.S.2, limite superior da sequencia S.1, marcada no lado brasileiro, pela superfície erosiva Pedra Branca (Boggiani 1998).

Fig. VII.01 – Evolução dos processos de subsidência mecânica responsáveis pela formação das bacias de rifte anteriores à deposição carbonática dos grupos Corumbá e Itapucumi. Setas divergentes indicam distensão e setas para cima indicam eventos de soerguimento.

Regionalmente, sobre os depósitos siliciclásticos e químicos da base dos grupos Corumbá, Jacadigo, Boqui e Itapucumi, ocorrem sucessões de rochas carbonáticas e dolomíticas pertencentes às formações Bocaina e Tamengo (Brasil) e Camba Jhopo e Tagayita Guazu (Paraguai, Fig. VII.02). No Grupo Corumbá, a sucessão inicia-se com estromatólitos estratiformes, bulbosos e colunares que podem ser observados no sul do Morro do Puga (Freitas 2006), a sul de Corumbá, assentados diretamente sobre o embasamento (Zaine 1991) e sobre a superfície “Pedra Branca” nas cercanias do povoado de Morraria na Serra da Bodoquena (Boggiani 1998). Os depósitos basais dos Grupos Itapucumi, Corumbá, Jacadigo e Boqui ocorrem em grabens alongados embutidos em rochas do embasamento de modo que, localmente as sucessões carbonáticas ocorrem sobre esses depósitos terrígenos/químicos ou diretamente sobre rochas paleoproterozoicas do Complexo Apa (Fig. VII.02). A passagem abrupta entre estas sucessões em diferentes posições nas bacias sugere aplainamento erosivo das bacias de rifte e de rochas do embasamento anterior à deposição das formações Bocaina/Tamengo, Camba Jhopo/Tagayita Guazu e Grupo Murciélagó (Litherland & Bloomfield 1981), constituindo importante limite de sequência por discordância erosiva (superfície L.S.2, deste trabalho). A relação estratigráfica de depósitos carbonáticos de águas rasas (inter a supramaré) sobre superfície de discordância erosiva regional é também observado no Grupo Itapucumi, no qual a sucessão lagunar constituída por trombólitos, microbialitos e fácies de *grainstones* fossilíferos se deposita sobre rochas do embasamento e da Formação Vallemí. Na presente análise, esta conformação sugere que sobre o limite de sequência L.S.2 ocorre uma superfície transgressiva amalgamada (S.T.2), sobre a qual se inicia a deposição das sucessões carbonáticas de trato transgressivo da sequência 2 (S.2). Do ponto de vista geotectônico, a fase inicial de subsidência mecânica atribuída à geração dos grabens é sucedida por um período de soerguimento responsável pela formação da discordância erosiva regional. Em um período posterior, mecanismos de subsidência térmica teriam possibilitado a deposição de extensas plataformas e rampas carbonáticas sobre esses depósitos basais e rochas do embasamento (Fig. VII.02). O caráter regional deste evento é atestado pela extensão dos depósitos carbonáticos sobre as margens e áreas interiores do cráton da Amazônia e Bloco Rio Apa, representados pelas formações Bocaina/Tamengo, Tagayita Guazu/Camba Jhopo e Grupo Murciélagó (BO). Durante as condições de subida do nível relativo do mar do trato transgressivo (T.T.2) em condições de águas rasas, inicialmente se formaram extensas áreas recifais constituídas essencialmente por

estromatólitos e trombólitos nos quais se desenvolveu importante assembleia pertencente à fauna conchífera (*Shelly Fauna*) ediacarana, constituída principalmente por organismos dos gêneros *Cloudina* e *Corumbella*. A presença desse primeiro fóssil-guia permite seguramente atribuir idade ediacarana entre 550 e 542Ma a essas sucessões (Grotzinger *et al.* 1995, Amthor *et al.* 2003, Fike *et al.* 2006).

Do ponto de vista litoestratigráfico, as formações Bocaina e Tagayita Guazu podem ser correlacionáveis, já que são predominantemente constituídas por estromatólitos e trombólitos e depositadas em condições plataformais rasas como coberturas cratônicas. Ressalva deve ser feita a composição essencialmente dolomítica da Formação Bocaina, possivelmente associada à processos sin-deposicionais atuantes em posições fisiográficas específicas da bacia. As formações Camba Jhopo e Tamengo podem ser consideradas como lateralmente correlatas e, guardadas as diferenças faciológicas, representam depósitos de águas pouco mais profundas que as formações Tagayita Guazu e Bocaina. Ressalta-se que, localmente no Brasil, a Formação Tamengo ocorre sobre a Formação Bocaina (Boggiani 1998, Boggiani *et al.* 2010), sugerindo condições retrogradacionais para esta porção da bacia. Isto indica que, no Paraguai, esta relação tenha se dado pela sobreposição de rochas do cinturão oolítico da Formação Camba Jhopo a leste sobre depósitos lagunares da Formação Tagayita Guazu, originalmente a oeste. Independentemente do posicionamento paleogeográfico e do contexto faciológico das unidades, a semelhança em espessura, a presença do fóssil *Cloudina* sp., a similaridade entre os valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, bem como a presença do patamar positivo nos valores de isótopos de C, sustentam a correlação crono e quimioestratigráfica entre a plataforma do Grupo Corumbá e a rampa carbonática do Grupo Itapucumi. Esta relação é reforçada por dados de zircões obtidos em níveis de tufo da Formação Tamengo localizados abaixo da zona de ocorrência de *Cloudina*, indicando idades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ em torno de 545 ± 6 Ma (Boggiani *et al.* 2005, Babinski *et al.* 2006).

A rampa do Grupo Itapucumi apresentaria ligações com a plataforma do Grupo Corumbá, sendo a primeira localizada a oeste e com saída para o mar para oeste, sudoeste e noroeste, e a segunda unidade localizada a leste e com abertura para o oceano *Clymene* para norte, nordeste, leste e sudeste (Fig. II.06). Desta maneira, estima-se que entre 548 e 542 Ma, a plataforma carbonática intracontinental em que foram depositadas as formações Bocaina/Tamengo e Camba jhopo/Tagayita Guazu apresentava depocentros para suas saídas oceânicas. Apesar das incertezas dos limites e posicionamento do cráton do Pampia neste intervalo de tempo (Ramos *et al.* 2010),

é possível que sua porção norte/noroeste fosse parcialmente recoberta por águas intracontinentais nas quais também ocorreria a formação de plataformas carbonáticas representadas pelo Grupo Murciélagu. No entanto, devido à pouca informação disponível para essa unidade, não é possível estabelecer de maneira mais refinada a correlação litoestratigráfica entre as unidades ediacaranas paraguai e brasileira com a boliviana, ainda que as duas últimas apresentem continuidade geográfica comprovada (Litherland *et al.* 1986).

No Grupo Itapucumi, o topo das sucessões de rampa carbonática média e interna, é marcado pela presença de depósitos fluviais entrelaçados, constituídos por fácies conglomeráticas apresentando clastos de *oidgrainstones* provenientes da Formação Camba Jhopo e quartzitos oriundos do Grupo San Luís (Grupo Amoguija, no Brasil). Esses depósitos são atribuídos à queda do nível relativo do mar seguida pela exposição e erosão da rampa carbonática e de altos do embasamento paleoproterozoico (Fig. VII.02). Desta maneira, a base da sucessão é interpretada como uma discordância erosiva regional (L.S.3) representativa do limite superior da sequência S.2 e os depósitos fluviais, atribuídos ao trato de mar baixo da sequência S.3. No lado brasileiro, são restritas as exposições de topo da Formação Tamengo, de modo que tais depósitos ocorrem de maneira localizada. Na mina da Laginha, nos arredores da cidade de Corumbá, observa-se o contato entre a Formação Tamengo e a unidade sobreposta denominada Formação Guaicurus. No entanto, este é de caráter tectônico, marcado por falhas em *splay* que duplicam parte deste nível estratigráfico. Para fins de correlação bacinal, o topo da Formação Camba Jhopo é marcado por discordância erosiva e é correlacionável ao contato entre as formações Tamengo e Guaicurus. Esta unidade brasileira é representativa dos depósitos de trato de mar transgressivo da sequência S.3, que no Paraguai ocorre como fácies de rampa externa depositadas na base da Formação Cerro Curuzu. A Formação Guaicurus é essencialmente constituída por rochas pelíticas de coloração cinza-escuro betuminosas, possivelmente depositadas em condições de águas calmas, anóxicas, não perturbadas por ondas ou correntes. A Formação Cerro Curuzu se inicia por uma sucessão composta por sedimentos carbonáticos depositados em condições de rampa externa abaixo do nível de base de onda de tempestade, com importante contribuição siliciclástica representada por pelitos pretos e camadas de arenitos finos.

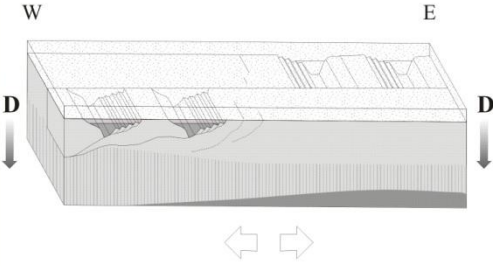
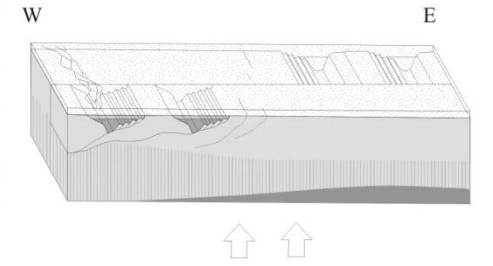
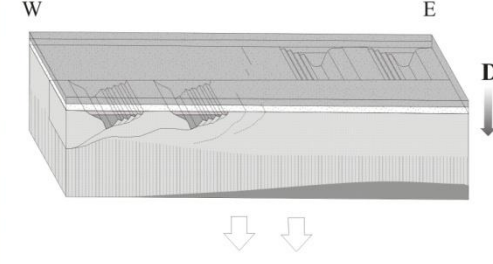
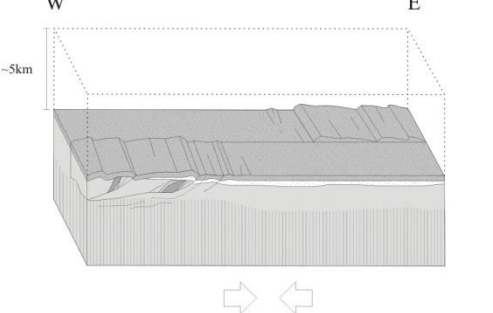
	Idades	Evolução tectonossedimentar
	550 - 542 Ma	<p>Transição do processo de subsidência mecânica para térmica em condições de pós-rifte. Instalação das plataformas carbonáticas rasas do Grupo Itapucumi e Corumbá nas margens do Bloco Rio Apa. O desenvolvimento de plataformas nas porções oeste e leste admite a presença de depocentros nas duas direções. O intervalo de idades mostrado se refere ao primeiro aparecimento e extinção do fóssil-guia <i>Cloudina</i> (Boggiani 1998, Amthor <i>et al.</i> 2003, Fike <i>et al.</i> 2006).</p>
	542 - 528 Ma	<p>Soerguimento e erosão de parte da plataforma carbonática dos grupos Itapucumi e Corumbá (formações Camba Jhopo, Tagayita Guazu e Tamengo). Formação do limite de sequência L.S.3 que delimita o topo da sequência S.2. Início da deposição dos depósitos fluviais de trato de mar baixo da sequência S.3.</p>
	542 - 528 Ma	<p>Evento de subsidência térmica e deposição das sucessões de rampa carbonática e bacia da sequência 3 (S.3) representada pelas formações Cerro Curuzu (Grupo Itapucumi) e Guaicurus (Grupo Corumbá). Esta sequência é marcada por caráter agradacional a progradacional e deposição mista carbonática/siliciclástica a oeste e terrígena distal na porção leste (Brasil), região na qual se encontrava o depocentro da bacia.</p>
	±528 Ma	<p>Soterramento e litificação das sucessões sedimentares. Início do processo de dolomitização associado aos primeiros esforços relacionados à compressão E-W. Metamorfismo e deformação da bacia com reativação das falhas lítricas geradas na fase rifte anterior. Dados ⁴⁰Ar/³⁹Ar indicam idade média de evento de remagnetização durante início do processo de cavalgamento da Faixa Paraguai (Tohver <i>et al.</i> 2010).</p>

Fig. VII.02 – Processos de subsidência térmica associados à formação de margens passivas e plataformas carbonáticas e início da deformação das sucessões depositadas. Setas divergentes indicam distensão, setas para cima indicam soerguimento e setas convergentes mostram eventos compressivos. Setas cinza indicam a posição do depocentro da bacia.

A posição estratigráfica e a composição litológica reforçam a influência terrígena durante a deposição e corroboram a correlação litoestratigráfica entre as duas unidades. Ressalta-se que a Formação Guaicurus apresenta espessura da ordem de 80m, enquanto a Formação Cerro Curuzu conta com, no mínimo, 115m.

Devido às características faciológicas da porção intermediária a superior da Formação Cerro Curuzu, é possível definir que esta represente depósitos mais proximais em relação à Formação Guaicurus. Na presente análise, este pacote de rochas é delimitado na base por uma superfície de máxima inundação (S.M.I.3) e, devido a suas características progracionais, pode ser considerado como depositado em condições de trato de mar alto, representativo da porção superior da seqüência S.3. Neste estágio de evolução da bacia, os dados obtidos indicam que o depocentro regional se localizava originalmente a leste (Fig. VII.02). A Fig. VII.03 sumariza aspectos litoestratigráficos, sedimentológicos, paleontológicos e isotópicos que sustentam a correlação proposta entre os grupos Corumbá e Itapucumi. A idade precisa de deposição das sucessões carbonáticas e mistas do Grupo Itapucumi é incerta, no entanto, se situa entre o aparecimento do fóssil-guia *Cloudina* há 550Ma e o início da deformação da Faixa Paraguai há 528Ma (Tohver *et al.* 2010). Desta maneira, dentro de um intervalo mínimo de 22Ma, processou-se o término da deposição das formações Tagayita Guazu, Camba Jhopo, Cerro Curuzu, Bocaina, Tamengo e Guaicurus, e se iniciaram os processos de deformação e inversão da bacia (Fig. VII.02). No Paraguai, este evento é caracterizado por sistema de dobras isoclinais associados a falhas de empurrão com vergência e movimentação para leste, ao contrário do que ocorre na Faixa Paraguai Sul (Campanha *et al.* 2010, anexo 1). Isto sugere que a deformação dos grupos Corumbá e Itapucumi possivelmente aproveitou as falhas lítricas com vergências opostas desenvolvidas durante o estágio rifte da bacia (Fig. VII.01).

Durante o processo de deformação da bacia, o Bloco Rio Apa, que possivelmente constitui um promontório do Cráton da Amazônia, teria funcionado como anteparo rígido à deformação, proporcionando a formação de falhamentos e dobramentos também com vergências opostas nos domínios brasileiro e paraguaio (Fig. VII.04).

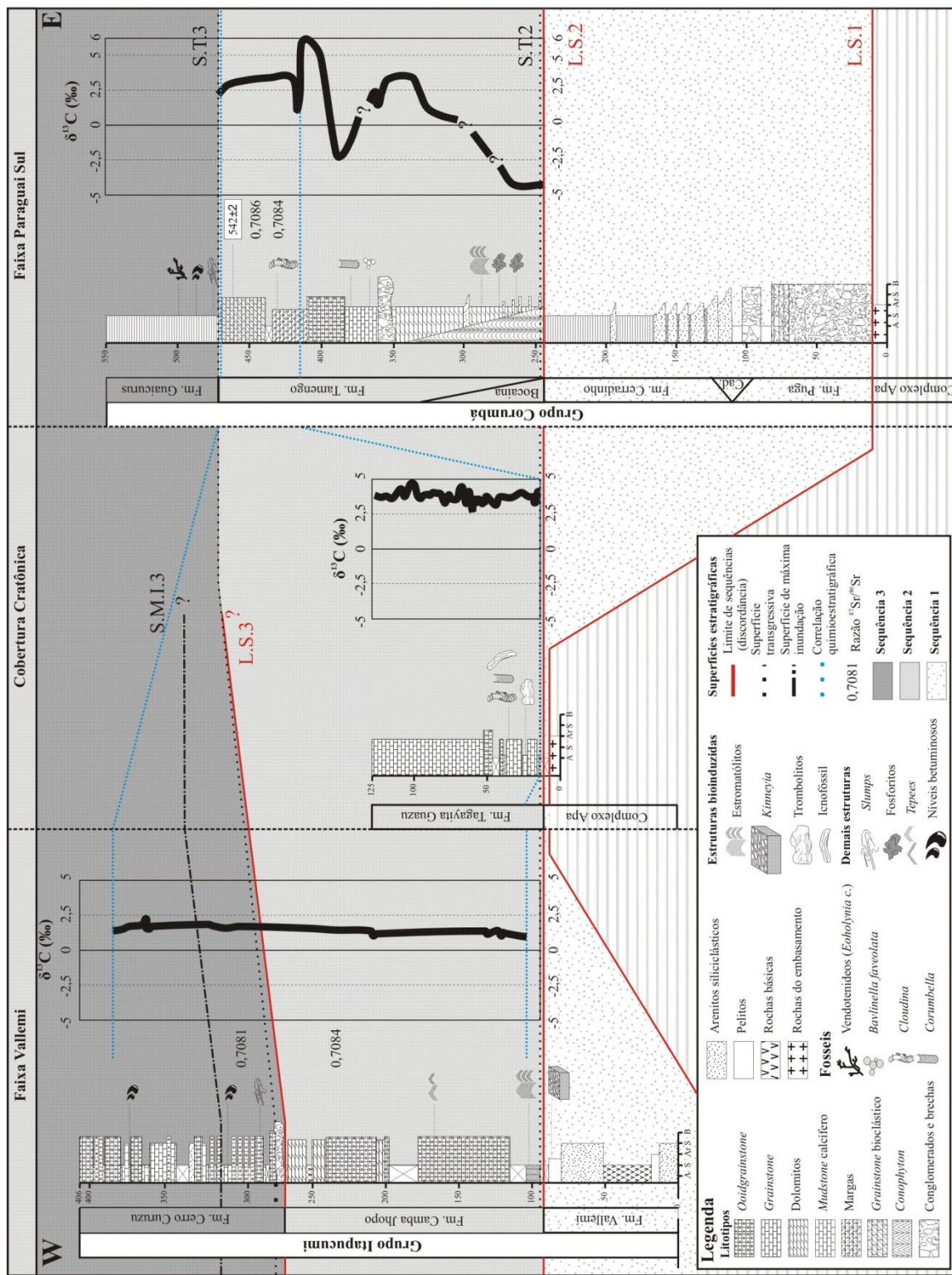


Fig. VII.03 - Correlação integrada (litoestratigráfica, bioestratigráfica, geocronológica e arquitetural) entre os Grupos Itapucumi e Corumbá (dados de Boggiani 1998, Gaucher *et al.*, 2003, Misi *et al.*, 2006, Boggiani *et al.*, 2010).

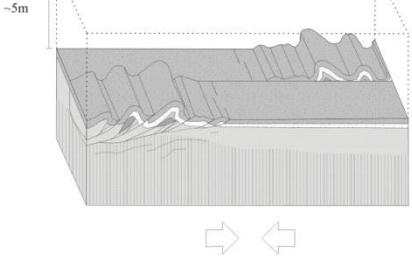
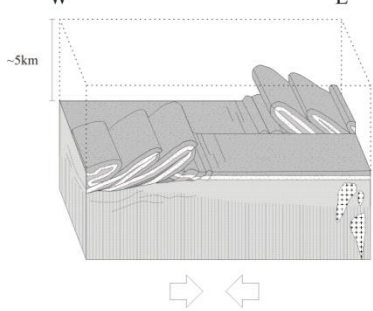
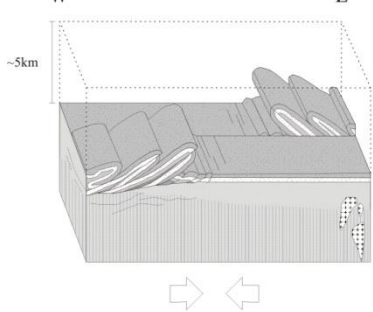
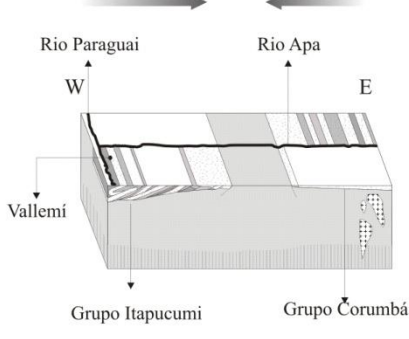
W E	Idades	Evolução tectonossedimentar
	528 - 500 Ma	Evolução do processo de deformação da bacia com formação de sistemas de cavalgamento por dobras isoclinais de flanco invertido e falhas de empurrão de vergências opostas geradas a partir do sistema de falhas listricas pretéritas.
	±500 Ma	Sistema de cavalgamento marcado por seccionamento de plano axial de dobras de flanco invertido e falhas de empurrão de baixo ângulo com vergências opostas. Evento de intrusão tarditectônica dos granitos peraluminosos a metaluminosos do tipo I, São Vivente, Taboá, Laginha e Taboco (Almeida & Mantovani 1975, Almeida & Hasui 1984).
	±496 - 484 Ma	Estágios terminais dos eventos de cavalgamento e metamorfismo das faixas Paraguai Sul e Vallemí. As idades ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar obtidas em ilita metamórfica indicam o pico do evento tectonometamórfico regional (Campanha <i>et al.</i> 2010, Tohver <i>et al.</i> 2010).
	484 Ma - atual	Exumação das rochas pertencentes aos grupos Corumbá e Itapucumi e litotipos do embasamento paleoproterozoico do Bloco Apa. Evolução geomorfológica do terreno e deposição dos sedimentos das bacias do Chaco e Pantanal.

Fig. VII.04 – Evolução dos processos de deformação das sucessões sedimentares dos Grupos Corumbá e Itapucumi e granitogênese associada. Setas convergentes mostram eventos compressivos e setas cinza indicam a vergência das faixas de dobramento Vallemí e Paraguai Sul.

Há aproximadamente 500Ma, durante o estágio de evolução dos cavalgamentos das Faixas Móveis Vallemí e Corumbá (Campanha *et al.* 2010, anexo 1), ocorreu importante evento de intrusão tardi-tectônica dos granitos peraluminosos a metaluminosos do tipo I, São Vivente, Taboá, Laginha e Taboco (Almeida & Mantovani 1975, Almeida & Hasui 1984). Esta granitogênese marcou os estágios terminais do evento deformacional associado ao fechamento do Oceano *Clymene* (Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2010) que possivelmente se iniciou nos primeiros estágios do Período Cambriano e terminou ao redor de 484Ma, já no Período Ordoviciano (Tohver *et al.* 2010).

A atual posição e vergência das faixas Paraguai Sul e Vallemí não corresponde à original, considerando uma rotação mínima de 180° da porção oeste do Gondwana Ocidental para a conformação atualmente observada destas unidades tectônicas. Segundo a configuração paleogeográfica admitida (Tohver *et al.* 2006, Trindade *et al.* 2006, Rapela *et al.* 2007, Tohver *et al.* 2010, Ramos *et al.* 2010) e a posição dos crátons da Amazônia/Rio Apa e Rio de La Plata (Figs. II.6 e VII.05), torna-se inviável a correlação espacial e litoestratigráfica entre os grupos Itapucumi/Corumbá, Sierras Bayas e Arroyo del Soldado, como nos termos propostos por Gaucher *et al.* (2003) e Peral *et al.* (2007). No entanto, a presença do fóssil-guia do gênero *Cloudina* permite naturalmente supor que parte dessas plataformas desenvolveu-se dentro da biozona de extensão compreendida entre 550 e 542Ma estabelecida pela presença desse organismo. Da mesma forma, dados isotópicos de C indicam valores positivos para este intervalo, reforçando a correlação quimioestratigráfica e temporal entre Formação Loma Negra (Grupo Sierra Bayas), Formação Tamengo (Grupo Corumbá), a porção de topo da Formação Polanco (Grupo Arroyo del Soldado) e as formações Camba Jhopo/Tagayita Guazu (Grupo Itapucumi). A Fig. VII.05 representa a reconstituição paleogeográfica dos crátons da Amazônia (e promontório do Rio Apa), Laurentia e adjacências durante as fases de subsidência mecânica (<600 Ma), térmica (550 Ma) e deformação (525 Ma) das bacias correlatas. A posição do cráton Pampia é estimada e se baseia nas considerações de Ramos *et al.* (2010).

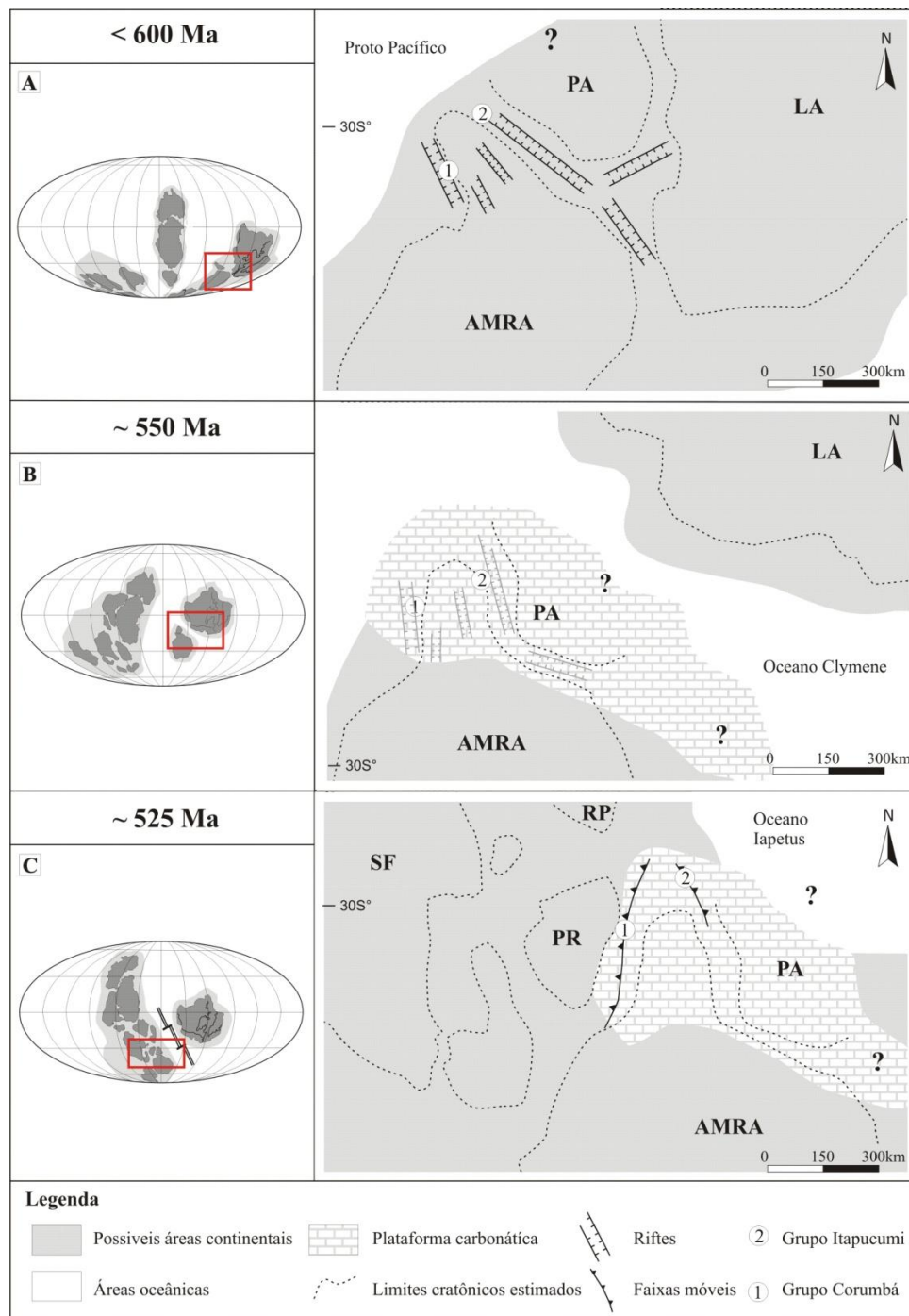


Fig. VII.05 – Reconstituição paleogeográfica das bacias Corumbá e Itapucumi, presumindo a rotação de 180° de parte do Gondwana. **A** - Sistema de riftes desenvolvido antes de 600 Ma. **B** - Subsidência térmica ao redor de 550Ma e deposição da sucessão carbonática dos grupos Itapucumi, Corumbá e Murciélago. **C** - inversão da bacia em torno de 525 Ma e formação das faixas Paraguai Sul e Vallemí. Crátons, **SF** – São Francisco, **PR** – Paraná, **RP** – Rio de La Plata, **PA** – Pampia, **AMRA** – Amazônia e promontório Rio Apa, **LA** – Laurentia (dados de Jones 1985, Trindade *et al.* 2006, Tohver *et al.* 2006, Li *et al.* 2008, Tohver *et al.* 2010 e Ramos *et al.* 2010).

CAPÍTULO VIII – CONCLUSÕES

1 - O Grupo Itapucumi ocorre na porção centro norte do Paraguai (setentrional), ocupa área de aproximadamente 7.000km² e apresenta espessura medida em torno de 400m. Como o contato inferior da unidade com o embasamento não foi precisamente definido, localmente a unidade deve apresentar espessuras superiores à estimada.

2 - Devido a suas características estruturais em sua atual configuração geográfica, o Grupo Itapucumi pode ser subdividido em duas províncias tectonoestratigráficas. A porção oeste corresponde à faixa de dobramentos Vallemí e é caracterizada por sucessões apresentando dobras com flanco invertido com vergência para leste e dobras abertas isoclinais, interceptadas por falhas de empurrão de baixo ângulo e metamorfismo variando de incipiente a fácies xisto verde baixo (zona da clorita). A maior porção exposta abarca cerca de 85% da área total da unidade e corresponde à província de cobertura cratônica a leste, apresentando deformação incipiente caracterizada por mergulhos suaves e ausência de metamorfismo.

3 - A base do Grupo Itapucumi ocorre em contato discordante sobre as rochas paleoproterozoicas do Complexo Rio Apa, Grupo San Luis e Suíte Centurión.

4 - Em sua porção correspondente à faixa dobrada, o Grupo Itapucumi apresenta espessuras da ordem de 400m e pode ser subdividido, da base para o topo, na Formação Vallemí (> 90m) constituída por sedimentos siliciclásticos e rochas vulcânicas básicas, Formação Camba Jhopo (~180m) de composição essencialmente carbonática e dolomítica e a Formação Cerro Curuzu (~115m), constituída por litotipos carbonáticos, dolomíticos e mistos. A leste, nos domínios de cobertura cratônica, ocorre a Formação Tagayita Guazu (~120m), considerada correlata lateral da Formação Camba Jhopo e composta por carbonatos calcíticos pouco ou não dolomitizados.

5 - Devido às restritas condições de afloramento, não foi possível definir com precisão os sistemas deposicionais da Formação Vallemí. No entanto, para as porções de topo da unidade, a presença de estruturas do tipo *Kinneya* intercaladas a pelitos avermelhados gretados e arenitos finos com laminação cruzada, sugere condições subaquáticas oxidantes em águas pouco profundas sujeitas ocasionalmente à exposição subaérea. A presença de 40m de rochas basálticas intercaladas na porção basal da unidade pode indicar a existência de vulcanismo de afinidade básica durante a deposição desta sucessão. No entanto, a ausência de dados geocronológicos não permite confirmar esta hipótese, já que o corpo ígneo concordante pode se tratar de um *sill* intrusivo raso,

de colocação posterior à deposição da Formação Vallemí. Nesse caso, tais rochas podem estar associadas ao evento triássico de colocação de rochas alcalinas, ultrabásicas e básicas da Suíte Alcalina Fecho dos Morros, denominada no Paraguai de Formação Cerrito (Palmieri 2000).

6 - A Formação Camba Jhopo ocorre sobre a Formação Vallemí em contato discordante e se inicia por calcários calcíticos oolíticos sucedidos por cerca de 10m de níveis de estromatólitos do gênero *Conophyton*. Sobre estes ocorre espessa sucessão de *oidgrainstones* estratificados que, no topo, apresentam-se intensamente dolomitizados. As fácies dolomitizadas apresentam padrão zebrado ou pervasivo, cuja origem é relacionada à percolação de fluidos durante os estágios finais da diagênese ou início do processo de metamorfismo. A associação de fácies da Formação Camba Jhopo indica deposição em condições de rampa carbonática média constituindo um cordão litorâneo oolítico composto por depósitos costeiros, no topo.

7 - A extensa área de afloramentos que margeia rochas do embasamento a leste das ocorrências do Grupo Itapucumi foi aqui redefinida como Formação Tagayita Guazu. O nome escolhido para a unidade remete a um dos principais rios da região, no qual ocorrem as exposições-tipo. Esta unidade apresenta contato inferior discordante com as rochas do embasamento paleoproterozoico e rochas siliciclásticas da Formação Vallemí. A Formação Camba Jhopo é constituída por *grainstones* calcíticos estratificados ou com estruturas indicativas de maré (*tidal bundles*), laminação heterolítica e cruzada por onda e corrente, níveis brechados e com estruturas do tipo *tepees*, trombólitos e camadas com laminação microbialítica. A deposição da unidade é admitida como em condições de perimare em águas rasas na rampa interna barrada pelo cinturão oolítico da Formação Camba Jhopo.

8 - A Formação Cerro Curuzu, também definida neste trabalho, corresponde às porções de topo do Grupo Itapucumi e ocorre unicamente nas exposições a oeste da área de estudo, na província tectono-estratigráfica da faixa dobrada Vallemí. O nome da unidade se deve à sua seção tipo, localizada nas bancadas de extração da mina da INC no morro denominado de Cerro Curuzu. Ocorre em contato discordante sobre as rochas da Formação Camba Jhopo e sua porção basal é localmente constituída por depósitos conglomeráticos fluviais apresentando clastos da unidade subjacente, evidenciando o contato erosivo entre estas. Nas cercanias de Vallemí, sua seção-tipo é composta por depósitos intercalados de margas, ritmitos, *mudstones* betuminosos, pelitos, dolomitos e arenitos laminados. A associação de fácies da Formação Cerro Curuzu sugere deposição em condições fisiográficas de rampa carbonática externa profunda e moderadamente

profunda, sendo que suas sucessões basais sedimentaram-se abaixo do nível de ondas de tempestade e, sua porção intermediária a superior, abaixo do nível de base de ondas de tempo bom.

9 - Associada às fácies de trombólitos, microbialitos e *grainstones* da Formação Tagayita Guazu ocorre uma assembleia de fósseis esqueléticos, constituída principalmente por indivíduos autóctones a para-utóctones de *Cloudina lucianoi* e *Corumbella weneri*. A existência de depósitos de concentração, como coquinas, indica que estes organismos apresentavam biomineralização resistente a transporte por curtas distâncias. Depósitos contendo exemplares de *Cloudinas* autóctones em posição perpendicular ao acamamento sugerem que esta se trate da possível posição de vida do animal bentônico da semi-infauna. A estes organismos associam-se icnofósseis de organismos de corpo mole identificados como *Planolites* e possíveis marcas de cnidários medusoides da espécie *Nimbia occlusa*. A presença do fóssil-guia *Cloudina lucianoi* constitui a quarta ocorrência da América do Sul, além dos grupos Arroyo del Soldado, Corumbá e Sierras Bayas. O fóssil *Corumbella weneri*, originalmente descrito na Formação Tamengo do Grupo Corumbá, tem sua segunda ocorrência global seguramente reportada nas rochas da Formação Tagayita Guazu do Grupo Itapucumi. A incomum associação entre organismos esqueléticos e de corpo mole tem implicações paleontológicas importantes para o Ediacarano terminal, ao passo que aparentemente, não existem barreiras ecológicas que inviabilizem a coexistência destes organismos. Por outro lado, a tendência encontrada no registro, na qual organismos de corpo mole estão associados a contexto siliciclástico e animais esqueléticos a plataformas carbonáticas, em parte, se deve a possíveis diferenças nos padrões de sedimentação, tafonomia e fossilização.

10 - O modelo deposicional de rampa carbonática barrada para as unidades carbonáticas e mistas do Grupo Itapucumi (formações Camba Jhopo, Tagayita Guazu e Cerro Curuzu) é baseado no empilhamento estratigráfico da unidade e em suas associações e sucessões de fácies. A continuidade e sobreposição entre associações de rampa média e interna não associadas a fácies subaquosas de brechas, reforça a hipótese de ausência de talude e deposição em uma rampa homoclinal.

11 - O Grupo Itapucumi pode ser subdividido em três sequências sedimentares possivelmente de terceira ordem (10-1Ma, *sensu* Vail *et al.* 1991) denominadas de “Sequências 1, 2 e 3”. A Sequência 1, de afinidade terrígena, é delimitada na base por discordância erosiva (L.S.1) com

rochas paleoproterozoicas do embasamento regional e limitada no topo também por discordância erosiva com rochas carbonáticas da Sequência 2 (L.S.2). Esta unidade é caracterizada por arquitetura retrogradacional em condições de trato de mar transgressivo (T.T.2), evidenciada pela sobreposição de depósitos de rampa externa a depósitos de rampa interna. A base da Sequência 2 é, portanto, caracterizada pela presença de uma superfície transgressiva (S.T.2) amalgamada ao limite de sequência (L.S.2) recobrendo rochas terrígenas da Sequência 1 e litotipos do embasamento. A Sequência 2 é delimitada no topo pela discordância L.S.3, à qual se sobrepõem depósitos de trato de mar baixo da base da Sequência 3 (T.M.B.3), constituídos por conglomerados fluviais formados após a queda brusca do nível de base e erosão da rampa carbonática e porções do embasamento expostos. Sobre os depósitos do T.M.B.3 incidem sucessões de rampa externa profunda depositadas em trato de mar transgressivo (T.T.3) e delimitadas na base por uma superfície transgressiva (S.T.3) e no topo pela superfície de máxima inundação (S.M.I.3). O topo da Sequência 3 é caracterizado por depósitos de rampa externa moderadamente profunda de arquitetura agradacional a progradacional associados ao trato de mar alto 1 (T.M.A.3).

12 - As 118 amostras do Grupo Itapucumi submetidas às análises de isótopos de C e O tiveram seus valores originais aferidos a partir da relação $\delta^{13}\text{C}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ e pelo valor limite de $\delta^{18}\text{O}$ menor que -10‰. Foram consideradas não alteradas 89 amostras, apresentando valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ de 1,93‰ e $\delta^{18}\text{O}$ de -7,97‰. As amostras provenientes das áreas deformadas, compreendendo as associações de fácies de cordão litorâneo oolítico e rampas moderadamente profunda e profunda, apresentam os menores valores médios de C e O ($\delta^{13}\text{C}$ é de 1,19‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ é -9,48‰), enquanto os valores médios para as áreas indeformadas, que correspondem às associações de fácies costeira dominada por onda e lagunar, são de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ 2,45‰ e -7,81‰, respectivamente. Este padrão pode ser explicado pela presença localizada de metamorfismo de baixo grau e dolomitização do tipo “zebra” nas áreas de faixa dobrada, alterando os dados originais de C e O para valores maiores e menores, respectivamente, em relação às amostras provenientes da província de cobertura cratônica.

13 - Considerando todas as amostras não alteradas obtidas no domínio de coberturas cratônicas, os valores médios de $\delta^{13}\text{C}$ são de 2,47‰, enquanto as amostras oriundas do domínio de faixa dobrada apresentam valores com média de 1,28‰. As amostras obtidas de associações de fácies costeiras presentes no domínio de coberturas cratônicas apresentam os maiores valores de $\delta^{13}\text{C}$ de

2,47‰, enquanto os menores valores são encontrados na associação de fácies de cordão litorâneo oolítico, cuja média de $\delta^{13}\text{C}$ não ultrapassa os 0,83‰. No caso da associação de fácies lagunar, esta variação do sinal isotópico preservado pode estar associada à deposição em ambientes restritos, sem conexão franca com o oceano devido a aumentos na concentração localizada de matéria orgânica e decomposição metanogênica da mesma em ambiente anóxico. Em condições de mar aberto, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ inferiores podem estar relacionados à menor presença de matéria orgânica, propiciando o enriquecimento do meio em ^{12}C e, portanto, razões de $\delta^{13}\text{C}$ menores.

14 - As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidas à partir de dados compilados de Boggiani (1998) e Oliveira (2004) apresentam valor médio de 0,708784, o qual sugere idade em torno de 550Ma, se comparado com dados apresentados por Halverson *et al.* (2007). Os valores elevados da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ presentes nas formações Camba Jhopo, Cerro Curuzu e Tagayita Guazu, podem ser representativos de acréscimo nas taxas de denudação continental do supercontinente Rodinia durante os estágios finais de sua fragmentação ocorrida ao final do Período Ediacarano.

15 – Os valores positivos de isótopos de C do Grupo Itapucumi associados à presença do fóssil-guia *Cloudina* sp. e valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ao redor de 0,708784, reforçam a idade ediacarana terminal da unidade. Estas características possibilitam correlacionar parte do Grupo Itapucumi (formações Camba Jhopo, Tagayita Guazu e Cerro Curuzu) a unidades ediacaranas presentes na plataforma sulamericana, como a Formação Loma Negra (Grupo Sierra Bayas, Argentina), Formação Tamengo (Grupo Corumbá, Brasil) e porção de topo da Formação Polanco (Grupo Arroyo del Soldado, Uruguai). O padrão quimioestratigráfico do Grupo Itapucumi, integrado a dados paleontológicos e geocronológicos, também possibilita estabelecer a correlação temporal com as porções de topo das formações Schwarstrand (Grupos Nama, Namíbia), Formação Dengying (China) e Formação Buah (Grupo Nafun, Omã). Diferenças nos padrões de variações de isótopos de C e da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre a unidade paraguaia e o Grupo Araras (Brasil) podem sugerir diacronismo entre as duas unidades, aventando a possibilidade da última apresentar idade mais antiga.

16 - As semelhanças estratigráficas das sucessões sedimentares neoproterozoicas depositadas nas margens do cráton da Amazônia e bloco Rio Apa permitem correlacionar as porções basais dos grupos Itapucumi (Paraguai), Jacadigo (Brasil), Boqui (Bolívia), Corumbá (Brasil) e Grupo Murciélago (Bolívia). As formações siliciclásticas e químicas dessas unidades ocorrem em

sistemas de pequenos riftes embutidos no embasamento paleoproterozoico regional. Este sistema de bacias tem direção próxima a N-S acompanhando a Faixa Paraguai Sul e apresenta inflexão para W-E no aulacógeno Chiquitos-Tucavaca, cuja evolução está possivelmente relacionada aos esforços de fragmentação do Supercontinente Rodinia mais antigos que 625Ma.

17 – A bacia em que se depositaram as formações Camba Jhopo, Bocaina, Tamengo e Grupo Murciélagó possivelmente se formou por subsidência térmica atuante em estágio posterior à subsidência mecânica responsável pela formação do sistema de riftes precursores. As sucessões carbonáticas foram depositadas em plataformas e rampas, desenvolvidas nas porções interiores e marginais dos cratón da Amazônia e Bloco Rio Apa, e recobrando também, ao que tudo indica, boa parte do cratón do Pampia. Essas unidades ocorrem em contato discordante sobre rochas siliciclásticas basais e do embasamento regional, sendo que a superfície Pedra Branca (Boggiani 1998) representa esta discordância que adquire caráter regional adentrando no lado paraguaio e, possivelmente boliviano. A presença do fóssil-guia *Cloudina* sp. permite situar a deposição de parte das formações Camba Jhopo e Tagayita Guazu entre o intervalo de 550 a 542Ma (Ediacarano terminal). Neste contexto de evolução sincrônica, a Formação Bocaina é correlacionada à Formação Tagayita Guazu e a Formação Tamengo corresponde à Camba Jhopo, no Paraguai. As unidades de topo dos grupos Corumbá e Itapucumi (formações Guaicurus e Cerro Curuzu) apresentam composição siliciclástica e mista e também são consideradas temporal, lateral e espacialmente correlatas.

18 – A deposição das unidades carbonáticas e mistas dos grupos Itapucumi e Corumbá ocorre em um intervalo de aproximadamente 22Ma, entre a idade mais antiga da biozona de extensão do fóssil-guia *Cloudina* e início da deformação das bacias a 528Ma (Tohver *et al.* 2010).

19 – A deformação das bacias iniciada durante a série Terreneuviana (começo do Cambriano) está relacionada ao aproveitamento de falhas lítricas e normais de vergência oposta, geradas durante o início da fase de rifteamento, com acomodação geométrica em uma zona de transferência tentativamente posicionada no atual curso do rio Apa. A evolução dos processos compressivos gerou um sistema de cavalgamentos caracterizado por dobras isoclinais associadas a falhas de empurrão de baixo ângulo com vergência e movimentação contrárias na Faixa Paraguai Sul e Faixa Vallemí (oeste e leste, sem considerar rotação dos cratóns). Nos estágios terminais dos eventos de deformação (~500Ma) ocorre evento regional de granitogênese, marcado pela intrusão tarditectônica de corpos de granitos pera/meta-aluminosos do tipo I.

Dados geocronológicos recentes indicam que o arrefecimento do evento tectonometamórfico ocorreu há 484Ma, adentrando no Período Ordoviciano inferior.

20 – De acordo com dados paleomagnéticos, a atual posição dos grupos Itapucumi, Corumbá e, por consequência, dos crátons da Amazônia, Bloco Rio Apa, Pampia e adjacentes, encontra-se rotacionada cerca 180°. A posição relativa entre esses fragmentos impossibilita estabelecer a correlação geográfica e litoestratigráfica entre os grupos Itapucumi e Corumbá e outras unidades de mesma idade presentes na plataforma sulamericana, tais como os grupos Sierras Bayas e Arroyo del Soldado, depositados nas margens do cráton Rio de La Plata. Ademais, a inversão de posicionamento destas unidades em relação à atual causa modificações nas direções de originais de paleocorrentes e medidas estruturais, gerando implicações na posição das paleomargens dos crátons, depocentros e vergências de dobras, etc. Como aparentemente não existiram rotações relativas entre os crátons da Amazônia/Rio Apa e Pampia os dados obtidos foram posicionados da forma usual em referência às áreas cratônicas.

21 – Os dados apresentados nesta tese de doutoramento constituem base para estudos futuros no Grupo Itapucumi, principalmente envolvendo aspectos sedimentológicos, quimioestratigráficos, paleontológicos e bioestratigráficos. A integração dessas informações com dados paleomagnéticos e geocronológicos pode auxiliar sobremaneira no melhor posicionamento temporal e paleogeográfico da unidade. Contribuindo, deste modo, para o entendimento da evolução geológica da porção SW do supercontinente Gondwana e dos eventos globais ocorridos durante os estágios finais do Período Ediacarano.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADAMS A.E., MACKENZIE W.S., GUILFORD C. 1994. *Atlas of sedimentary rocks under the microscope*. Longman, Harlow, 104 p.
- ADAMS R.D. & GROTZINGER J.P. 1996. Lateral continuity of fácies and parasequences in Middle Cambrian platform carbonates, Carrara Formation, southeastern California. *Journal of Sedimentology Research*, **66**:1078-1089.
- ALLAN JR. & MATHEWS R.K. 1982. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29**:797-817.
- ALLEN P.A. & HOFFMAN P.F. 2005. Extreme winds and waves in the aftermath of a Neoproterozoic glaciation. *Nature*, **433**:123-127.
- ALKMIN F.F., MARSHAK S., FONSECA M.A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco Cráton region, Brazil. *Geology*, **29**:319-322.

- ALMEIDA F.F.M. 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim de Geologia e Mineralogia*, DNPM, **219**:1-96.
- ALMEIDA F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim do DNPM*, Rio de Janeiro, 36 p.
- ALMEIDA F.F.M. 1968. Evolução Tectônica do Centro-oeste Brasileiro no Proterozoico Superior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40** (supl.):285-293.
- ALMEIDA F.F.M. & MANTOVANI M.S.M. 1975. Geologia e geocronologia do Granito de São Vicente, Mato Grosso. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **47**:451–458.
- ALMEIDA F.F.M., HASUI Y., BRITO NEVES B.B., FUCK R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth Science Reviews*, **17**:1-29.
- ALMEIDA F.F.M. 1984. Província Tocantins, setor sudeste. In: ALMEIDA F.F.M & HASUI Y. (coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Ed. Blucher Ltda, p. 265-281.
- ALMEIDA F.F.M. & HASUI Y. 1984. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Brazil, Editora Edgard Blücher Ltd., 378 p.
- ALMEIDA F.F.M. 1985. Alguns problemas das relações geológicas entre o Cráton Amazônico e as faixas de dobramentos marginais à leste. In: 2º Simpósio de Geologia do Centro Oeste, Goiânia, *Atas*, p. 3-14.
- ALVARENGA S.M., BRASIL A.E., DEL'ARCO D.M. 1982. Geomorfologia. In: Projeto RADAMBRASIL, Folha SF 21, Campo Grande. Escala 1:1.00.000. *Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, **28**, p. 125-184.
- ALVARENGA C.J.S. & TROMPETTE R. 1993. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a Estruturação da Região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(1):18-30.
- ALVARENGA C.J.S., MOURA C.A.V., GORAYEB P.S.S., ABREU F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: CORDANI U.G., MILANI E.J., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geologic Congress, Rio de Janeiro, p. 183-193.
- ALVARENGA C.J.S., SANTOS R.V., DANTAS E.L. 2004. C–O–Sr isotopic stratigraphy of cap carbonates overlying Marinoan-age glacial diamictites in the Paraguay Belt, Brazil. *Precambrian Research*, **131**:1-21.
- ANDRES M.S & REID R.P. 2006. Growth morphologies of modern marine stromatolites: A case study from Highborne Cay, Bahamas. *Sedimentary Geology*, **185**:319-328.
- AMTHOR J.E., GROTZINGER J.P., SCHRÖDER S., BOWRING S.A., RAMEZANI J., MARTIN M.W., MATTER A. 2003. Extinction of Cloudina and Namacalathus at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. *Geology*, **31**(5):431-434.
- ARAÚJO H.J.T., SANTOS NETO A., TRINDADE C.A.H., PINTO J.C.A., MONTALVÃO R.M.G., DOURADO T.D.C., PALMEIRA R.C.B., TASSINARI C.C.G. 1982. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL, Folha SF 21, Campo Grande. Escala 1:1.00.000. *Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Rio de Janeiro, **28**, p. 23-124.
- ARNE D.C. & KISSIN S.A. 1989. The significance of diagenetic crystallization rhythmities at the Nanisivik Pb±Zn±Ag deposit, Baffin Island, Canada. *Mineral Deposits*, **24**:230-232.
- ASSERETO R.L.A.M. & KENDALL C.G.ST. C. 1976. Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. *Sedimentology*, **24**:153-210.

- BABCOCK L.E., GRUNOW A.M., SADOWSKI G.R., LESLIE S.A. 2005. Corumbella, an Ediacaran-grade organism from the Late Neoproterozoic of Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **220**:7-18.
- BABINSKI M., TRINDADE R.I.F., ALVARENGA C.J.S., BOGGIANI P.C., LIU D., SANTOS R.V., BRITO NEVES B.B. 2006. Cronology of Neoproterozoic ice ages in Central Brazil. *In: V South American Symposium on Isotope Geology, Punta del Este. Short Papers*, p. 223-226.
- BÁDENAS B. & AURELL M. 2001. Proximal–distal facies relationships and sedimentary processes in a storm dominated carbonate ramp (Kimmeridgian, northwest of the Iberian Ranges, Spain). *Sedimentary Geology*, **139**: 319-340.
- BALL M.M. 1967. Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**:556-591.
- BANNER J. 2004. Radiogenic isotopes: systematics and applications to earth surface processes and chemical stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, **65**:141–194.
- BASEI M.A.S & BRITO NEVES B.B. 1992. Características geológicas da transição Proterozoico-Fanerozóico no Brasil. *In: GUTIERREZ MARCO J.G & RÁBANO I. (eds.). Paleozoico Inferior de Iberoamérica*. Mérida, Universidade de Extremadura, p. 331-342.
- BEALES F.W. & HARDY J.W. 1980. Criteria for the recognition of diverse dolomite types with emphasis on the study of host rocks for Mississippi Valley-type ore deposits. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **28**:197–214.
- BEURLEN K. & SOMMER F.W. 1957. Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o Calcário Corumbá. Divisão de Geologia e Mineralogia, *Relatório do Departamento Nacional de Produção Mineral*, **168**, 1– 35
- BOETTNER R. 1947. Estúdio geológico desde Puerto Fonciére hasta Toldo-Cué. *Revista de la Facultad de Química y Farmacia de la Universidad Nacional del Paraguay*, **3**:9-14.
- BOGGIANI P.C. 1998. *Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozoico) – Mato Grosso do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 181 p.
- BOGGIANI P.C. & GAUCHER C. 2004. Cloudina from the Itapucumi Group (Vendian, Paraguay): Age and Correlations. *In: 1st Symposium on Neoproterozoic - Early Paleozoic Events in SW-Gondwana, São Paulo, Extended Abstracts*, p. 13-15.
- BOGGIANI P.C., BABINSKI M., YAMAMOTO J.K., FAIRCHILD T.R., RICCOMINI C., DIRAGITCH A.A., LIU D. 2005. U-Pb SHRIMP investigation of ash beds in the Corumbá Group (Ediacarian), Paraguai Belt, Brazil. *In: 1st Symposium on Neoproterozoic - Early Paleozoic Events in SW-Gondwana, Windhoek, Extended Abstracts*, p. 8-10.
- BOGGIANI P.C., GAUCHER C., SIAL A.N., BABINSKI M., SIMON C.M., RICCOMINI C., FERREIRA V.P., FAIRCHILD T.R. 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. *Precambrian Research*, **182**(4):382-401.
- BOND G.C., NICKESON P.A., KOMINZ M.A. 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 595 Ma: New evidence and implications for continental histories. *Earth Planetary Sciences Letters*, **70**:325-345.
- BOWRING S., GROTZINGER J.P., CONDON D.J., RAMEZANI J., NEWALL M.J., ALLEN P.A. 2007. Geochronologic constraints on the chronostratigraphic framework of the Neo-proterozoic Huqf Supergroup, Sultanate of Oman. *American Journal of Science*, **307**:1097-1145.
- BRAND U. & VEIZER J. 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-2: Trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**(3):1219-1236.

- BRASIER M., MCCARRON G., TUCKER R., LEATHER J., ALLEN P., SHIELDS G. 2000. New U-Pb zircon dates for the Neoproterozoic Ghubrah glaciation and for the top of the Huqf Supergroup, Oman. *Geology*, **28**:175-178.
- BRIDGE J. (2006). Fluvial facies models: recent developments. In: POSAMENTIER H.W. & WALKER R.G. (eds.). *Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, p. 85–170.
- BRITO NEVES B.B., CAMPOS NETO M.C., FUCK A.F. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**(3):155-166.
- BURCHETTE T.P. & WRIGHT V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, **79**:3-57.
- BURNE R.V. & MOORE L.S. 1987. Microbialites: Organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaaios*, **2**:241-254.
- CAMPANHA G.A.C., WARREN L., BOGGIANI P.C., GROHMANN C.H., CÁCERES A.A. 2010. Structural analysis of the Itapucumí Group in the Vallemí region, northern Paraguay: Evidence of a new Brasiliano/Pan-African mobile belt. *Journal of South American Earth Sciences*, **30**:1-11.
- CARACUEL J.E., MCNEILL D.F., PÉREZ-LOPEZ A. 1995. Preliminary stratigraphy results in late Cenozoic carbonate deposits from borehole cutting in New Providence Island (Great Bahama Bank). *Geogaceta*, **18**:71-74.
- CASQUET C., PANKHURST R.J., GALINDO C., RAPELA C., FANNING C.M., BALDO E., DAHLQUIST J., GONZÁLEZ CASADO J.M., COLOMBO F. 2008. A deformed alkaline igneous rock–carbonatite complex from the Western Sierras Pampeanas, Argentina: Evidence for late Neoproterozoic opening of the Clymene Ocean? *Precambrian Research*, **165**:205–220.
- CAWOOD P.A & LEITCH E.C. 1998. Going down: subduction initiation in the proto-Pacific and relationship to end Neoproterozoic global events. *Journal of African Earth Sciences*, **27**(1A):42.
- CHRISTIE-BLICK N., GROTZINGER J.P., VON DER BORCH C.C. 1988. Sequence stratigraphy in Proterozoic successions. *Geology*, **16**:100-104.
- CHRISTIE-BLICK N., DYSON I.A., VON DER BORCH C.C. 1995. Sequence stratigraphy and the interpretation of Neoproterozoic earth history. *Precambrian Research*, **73**:3-26.
- CLERICI A.M.V.C. 1986. *Reavaliação da Geologia do Paraguai Oriental*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 141 p.
- CLIFTON H.E. 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines. In: WALKER R.G. & JAMES N.P. (eds.). *Facies Models: responses to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 293-338.
- CLOSE H.G., DIEFENDORF A.F., FREEMAN K.H., PEARSON A. 2008. A Modern Analogue for Proterozoic Inverse Carbon Isotope Signatures. In: American Geophysical Union Fall Meeting, *abstracts*, p. 14.
- CONWAY M.S., MATTES B.W., MENGE C. 1990. The early skeletal organism Cloudina: new occurrences from Oman and possibly China. *American Journal of Science*, **290**(A):245-260.
- CORDANI U.G., SATO K., TEIXEIRA W., TASSINARI C.C.G., BASEI M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South America Plataform. In: CORDANI U.G., MILANI E.J., THOMAZ FILHO A., CAMPOS D.A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geologic Congress, Rio de Janeiro, p. 23-40.
- CORDANI U.G., BRITO NEVES B.B., D'AGRELA-FILHO M.S. 2003. From Rodinia to Gondwana: A Review of the Available Evidence from South America. *Gondwana Research*, **6**(2):275-283.

- CORDANI U.G., TASSINARI C.C.G., ROLIM D.R. 2005. The basement of the Rio Apa Craton in Mato Grosso do Sul (Brazil) and northern Paraguay: a geochronological correlation with the tectonic provinces of the south-western Amazonian Craton. *In: Gondwana 12*, Mendoza, Argentina, *Abstracts*, 112-112.
- CORSETTI F.A., OLCOTT A.N., BAKERMANS C. 2006. The biotic response to Neoproterozoic snowball Earth. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **232**:114–130.
- CORSETTI F.A. & KAUFMAN A.J. 2009. Stratigraphic investigations of carbon isotope anomalies and Neoproterozoic ice ages in Death Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, **115**:916-932.
- COTTER E. 1978. The evolution of fluvial style, with special reference to the central Appalachian Paleozoic. *In: MIALL A.D. (ed.). Fluvial Sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, *Memoir*, **5**:361–383.
- COZZI A., GROTZINGER J.P., ALLEN P.A. 2010. Evolution of a terminal Neoproterozoic carbonate ramp system (Buah Formation, Sultanate of Oman): Effects of basement paleotopography. *Geological Society of America Bulletin*, **116**:1367-1384.
- CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 2004. Folha Campo Grande SF 21. Escala 1:1.000.000. Carta Geológica do Brasil ao Milhonésimo, CD ROM.
- CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 2006. Mapa geológico do Estado de Mato Grosso do Sul. Escala 1:1.000.000. Carta Geológica do Brasil ao Milhonésimo, CD ROM.
- CRAIG H. 1961. Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters. *Science*, **133**:1833-1834.
- DALZIEL I.W.D. 1992. On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, **11**(2):237- 241.
- DALRYMPLE R.W. 1992. Tidal depositional systems. *In: WALKER R.G. & JAMES N.P. (eds.). Facies Models: response to sea level changes*. Geological Association of Canada, p. 195-218.
- DARDENNE M.A. 1998. Modelo hidrotermal sedimentar exalativo para os depósitos Fe-Mn da região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. *In: XL Congresso Brasileiro de Geologia*. Belo Horizonte, MG, *Anais*, p. 152-152.
- DAVIES P.J., BUBELA B., FERGUSON J. 1978. The formation of ooids. *Sedimentology*, **25**(5):703-729.
- DAVIES N.S. & GIBLING M.R. 2010. Cambrian to Devonian evolution of alluvial systems: the sedimentological impact of the earliest land plants. *Earth-Science Reviews*, **98**:171-200.
- DE BÔER P.L., OOST A.P., VISSER M.J. 1989. The diurnal inequality of the tide as a parameter for recognizing tidal influences. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**:912-921.
- DERRY L.A., KAUFMANN A.J., JACOBSON S.B. 1992. Sedimentary recycling and environmental change in the late Proterozoic: evidence from the stable and radiogenic isotopes. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **56**:1317–1329.
- DERRY L.A. 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram–Wonoka carbon isotope anomaly. *Earth and Planetary Science Letters*, **294**:152-162.
- DE RAAF J.F.M., BOERSMA J.R., VAN GELDER A. 1977. Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, **4**:1-52.
- DSGMP - DIRECIÓN DE SERVICIO GEOGRÁFICO MILITAR DE PARAGUAY. 1993. *Mapa Oficial de la Republica del Paraguay*, escala 1:2.000.000, 11ª edição.

- DUGRATY A. 1865. *La Republique de Paraguay*, 2^a edição, Brussels, C. Muquardt, 407 p.
- DUKE W.L. 1987. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, **34**:344-359.
- DUNHAM R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM W.E. (ed.). *Classification of carbonate rocks*. Tulsa, AAPG Memoir, p. 108-121.
- EBERLI G.P., KENDALL C.G.St.C., MOORE P., WHITTLE G.L., CANNON R. 1994. Testing a seismic interpretation of Great Bahama Bank with a computer simulation. *AAPG Bulletin*, **78**(6):981-1004.
- ECKEL E.B. 1959. Geology and Mineral Resources of Paraguay: a reconnaissance. *USGS Professional Papers*, **327**:1-110.
- 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.V. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories, Canada. *Petroleum Geology Bulletin*, **19**:730-781.
- ERWIN D.H. 2006. Dates end rates: temporal resolution in the Deep Time Stratigraphic Record. *Annual Review of Earth and Planetary Science*, **34**:569-590.
- EVANS D.A.D. 1999. A Proterozoic Palaeoclimatic Paradox Persists. Tectonics Special Research Center, *Annual Report*, p. 63– 64.
- EYLES N. & JANUSZCZAK N. 2004. 'Zipper-rift': a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews*, **65**:1–73.
- EYLES N. & JANUSZCZAK N. 2007. Syntectonic subaqueous mass flows of the Neoproterozoic Otavi Group, Namibia: where is the evidence of global glaciation? *Basin Research*, **19**:179–198.
- FAMBRINI G.L. 1998. *O Grupo Camaquã (transição Proterozoico-Cambriano) na região das Minas do Camaquã (RS): análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 182 p.
- FARMER J.D. & DES MARAIS D.J. 1994. Biological versus inorganic processes in stromatolite morphogenesis: observations from mineralizing sedimentary systems. In: STAL L.J. & CAUMETTE P. (eds.). *Microbial Mats: Structure, Development and Environmental Significance*, Springer Verlag, p. 61–68.
- FENDOKIN M.A. 1980. Novye predstaviteli dokembriyskikh kishchnopolostnykh na severe Russkoy platformy (New Precambrian Coelenterata in the north of Russian platform). *Paleontologicheskij Zhurnal*, **1980**(2):7-15.
- FIELD M.E., GARDNER J.V., JENNINGS A.E., EDWARDS B.D. 1982. Earthquake induced sediment failures on a 0.25 slope, Klamath River delta, California. *Geology*, **10**:542–546.
- FIGUEIREDO M. 2006. *Quimioestratigrafia das rochas ediacaranas do extremo norte da Faixa Paraguaí, Mato Grosso*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 105 p.
- FIKE D.A., GROTZINGER J.P., PRATT L.M., SUMMONS R.E. 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean. *Nature*, **444**:7447.
- FOLK R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary rocks*. Texas, Hemphill's Book Store, 170 p.

- FREITAS B.T. 2006. *Caracterização Geológica da Capa Carbonática do Morro do Puga - Grupo Corumbá (Neoproterozoico III – Ediacarano), Mato Grosso do Sul*. Projeto de Iniciação Científica - Relatório final (Processo FAPESP 04/10230-4), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 50 p (não publicado).
- FREITAS B.T. 2010. *Tectônica e sedimentação do Grupo Jacadigo (Neoproterozoico, MS)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 144 p.
- GAUCHER C. 2000. Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria*, **26**:1-120.
- GAUCHER C., BOGGIANI P.C., SPRECHMANN P., SIAL, A.N., FAIRCHILD, T. 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Research*, **120**:241-278.
- GAUCHER C., POIRÉ D.G., GÓMEZ PERAL L., CHIGLINO L. 2005. Litoestratigrafía, bioestratigrafía y correlaciones de las sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico del Cratón del Rio de la Plata (Uruguay y Argentina). *Latin American Journal of Sedimentary Basin Analysis*, **12**(2):145-160.
- GEBELEIN C.D. 1974. Biologic control of stromatolite microstructure: implications for Precambrian time stratigraphy. *American Journal of Science*, **274**:575-598.
- GONZALEZ M.E. 2000. Rocas y Minerales Industriales de Paraguay. In: *Rocas y Minerales Industriales de Iberoamérica 2000*, CYTED, Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Ministerio de Ciencias y Tecnología, p. 347-354.
- GONZALEZ R. & EBERLI G.P. 1997. Sediment transport and bedforms in a carbonate tidal inlet: Lee Stocking Island, Exumas, Bahamas. *Sedimentology*, **44**:1015–1030.
- 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 Sibéria. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **3**(1):1-28.
- GRAHAM S. A., TOLSON R.B., DECELES P.G., INGERSOLL R.V., BARGAR E., CALDWELL M., CAVAZZA W., EDWARDS D.P., FOLLO M.F., HANDSCHY J.F., LEMKE L., MOXTON I., RICE R., SMITH G.A., WHITE J. 1986. Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. In: ALLEN P.A. & HOMEWOOD P. (eds.). *Foreland Basins*, Special Publications of the International Association of Sedimentologists, **8**:425–436.
- GRANT S.W.F. 1990. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the terminal Proterozoic. *American Journal of Science*, **290**:261–94.
- GRASMUECK M. & WEGER R. 2002. 3D GPR reveals complex internal structure of Pleistocene oolitic sandbar. *The Leading Edge of Exploration*, **21**:634-639.
- GRASMUECK M. & WEGER R. 2004. Three-dimensional ground-penetrating radar imaging of sedimentary structures, fractures, and archaeological features at submeter resolution. *Geology*, **32**(11):933-936.
- GREY K., WALTER M.R., CALVER C.R. 2003. Neoproterozoic biotic diversification: Snowball Earth or aftermath of the Acraman impact? *Geology*, **31**:459 – 462.
- GROTZINGER J.P., 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. & KNOLL A.H. 1995. Anomalous marine carbonate precipitates: Is the Precambrian the key to the Permian? *Palaios*, **10**: 578-596.

- GROTZINGER J.P. & KNOLL A.H. 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: Evolutionary Mileposts or Environmental Dipsticks? *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, **27**:13–58
- GROTZINGER J.P., WATTERS W.A., KNOLL A.H. 2000. Calcified metazoans in thrombolite stromatolite reefs of the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia. *Paleobiology*, **26**:334–359.
- GROTZINGER J.P., SCHRODER S., BOWRING S.A., RAMEZANI J., MARTIN M.W., MATTER A. 2003. Extinction of Cloudina and Namacalathus at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. *Geology*, **31**(5):431
- GROTZINGER J., ADAMS E.W., SCHRODER S. 2005. Microbial-metazoan reefs of the terminal Proterozoic Nama Group (c. 550-543 Ma), Namibia. *Geological Magazine*, **142**:499-517.
- HAGADORN J.W. & BOTTJER. 1997. Wrinkle structures: Microbially mediated sedimentary structures common in subtidal siliciclastic settings at the Proterozoic-Phanerozoic transition. *Geology*, **25**(11):1047-1050.
- HAGADORN J.W. & WAGGONER B. 2000. Ediacaran fossils from the southwestern Great Basin, United States. *Journal of Paleontology*, **74**:349–359.
- HAHN G., HAHN R., LEONARDOS O.H., PFLUG H.D., WALDE D.H.G. 1982. Körperlich erhaltene Scyphozoen-Reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologia et Palaeontologia*, **16**:1-18.
- HAHN G. & PFLUG H.D. 1985. Die Cloudinidae n. fam., Kalk-Röhren aus dem Vendium und Unter-Kambrium. *Senckenb. Lethaea*, **65**:413–431.
- HALLEY R.B., SHINN E.A., HUDSON J.H., LIDZ B.H. 1977. Pleistocene barrier bar seaward of ooid shoal complex near Miami, Florida. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **61**:519–526.
- HALVERSON G.P., HOFFMAN P.F., SCHRAG D.P., MALOOF A.C, RICE A.H.N. 2005. Towards a Neoproterozoic composite carbon isotope record. *Geological Society of America Bulletin*, **117**:1181–1207.
- HALVERSON G.P., DUDAS F.Q., MALOOF A.C., BOWRING S.A. 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Composition of Neoproterozoic Seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **256**:103-129.
- HARMS J.D., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R., WALKER R.G. 1975. Depositional environment as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. *Short Course*, **2**:1-161.
- HARRINGTON H.J. 1950. Geología del Paraguay Oriental. *Contribuciones Científicas. Serie E: Geología*. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad de Buenos Aires, 82 p.
- HARRINGTON H.J. 1956. Paraguay. In: JENKS W.F (ed.). *Handbook of South American Geology – An Explanation of the Geologic Map of South America*, p. 101-115.
- HARTDANY C.J.H., JOUBERT P., STOWE C. 1985. Proterozoic Crustal Evolution of Southwestern Africa. *Episodes*, **8**:236-244.
- HATHAWAY J.C., POAG C.W., VALENTINE P.C., MANHEIM F. T., KOHOUT F.A., BOTHNER M.H., MILLER R.E., SCHULTZ D.M., SANGREY D.A. 1979. United States Geological Survey core drilling on the Atlantic Shelf. *Science*, **206**:515–527.
- HAYES J.M., STRAUSS H., KAUFMAN A.J. 1999. The abundance of ^{13}C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. *Chemical Geology*, **161**:103–125.

- HEMMING N.G., MEYERS W.J., GRAMS J.C. 1989. Cathodoluminescence in diagenetic calcites: the roles of Fe and Mn as deduced from electron probe and spectrophotometric measurements. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**:404–411.
- HIGGINS J. & SCHRAG D. 2003. Aftermath of a snowball Earth. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **4**(3):1-20.
- HOFFMAN P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science*, **252**:1405-1412.
- HOFFMAN P.F., KAUFMAN A.J., HALVERSON G. P., SCHRAG D. P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, **81**:1342-1346.
- HOFFMAN P.F. 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *Journal of African Earth Sciences*, **28**:17-33.
- HOFFMAN P.F. & SCHRAG D.P. 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, **14**(3):129-155.
- HOFFMAN P.F., CONDON D.J., BOWRING S.A., CROWLEY J.L. 2005. U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: Constraints on Marinoan glaciations. *Geology*, **32**(9):817-820.
- HOFMANN H.J. & MOUNTJOY E.W. 2001. Namacalathus-Cloudina assemblage in Neoproterozoic Miette Group (Byng Formation), British Columbia: Canada's oldest shelly fossils. *Geology*, **29**(12):1091–1094.
- HORODYSKI R.J. 1977. Environmental influences on columnar stromatolite branching patterns: examples from the middle proterozoic belt supergroup, Glacier National Park, Montana. *Journal of Paleontology*, **51**:661-671.
- HUA H., ZHE C., XUNLAY Y. 2007. The advent of mineralized skeletons in Neoproterozoic Metazoa - new fossil evidence from the Gaojiashan Fauna. *Geologic Journal*, **42**: 263-279.
- HYDE W.T., CROWLEY T.J., BAUM S. K., PELTIER W.R. 2000. Neoproterozoic ‘Snowball Earth’ simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, **405**:425-430.
- IBGE – INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. 2006. *Mapa de Unidades do Relevo do Brasil*. Escala 1:5.000.000. Diretoria de Geociências. 2ª edição.
- JACKSON M.J., SOUTHGATE P.N., PAGE R.W. 2000. Gamma-ray logs and U-Pb zircon geochronology; essential tools to constrain lithofacies interpretation of Paleoproterozoic depositional systems. In: GROTZINGER J.P. & JAMES N.P (eds.). *Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian world*. *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, **67**:23-41.
- JACOBSEN S.B. & KAUFMAN A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**:37-57.
- JAMES N.P., NARBONNE G.M., SHERMAN A.G. 1998. Molar- tooth carbonates: Shallow subtidal facies of the mid- to late Proterozoic. *Journal of Sedimentary Research*, **68**(5a):716-722.
- JAMES N.P. & KENDALL A.C. 1992. Introduction to carbonate and evaporite facies models. In: WALKER R.G. & JAMES N.P. (eds.). *Facies Models: responses to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 265-275.
- JIANG G., CHRISTIE-BLICK N., KAUFMAN A.J., BANERJEE D.M., RAI V. 2002. Sequence stratigraphy of the Neoproterozoic Infra Krol Formation and Krol Group, Lesser Himalaya, India. *Journal of Sedimentary Geology*, **72**: 524-542.
- JONES J.P. 1985. The southern border of the Guaporé shield in western Brazil and Bolivia: an interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, **28**:111-135.

- JONES B. & DESROCHERS A. 1992. Shallow Platform Carbonates. *In: WALKER R.G. & JAMES N.P. (eds.). Facies Models: response to sea level changes*. Geological Association of Canada, p. 277-301.
- KAUFMAN A.J., HAYES J. M., KNOLL A.H., GERMS G.J.B. 1991. Isotopic compositions of carbonates and organic carbon from Upper Proterozoic successions in Namibia: 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 isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**:409-430.
- 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., KNOLL A.H., NARBONNE G.M. 1997. Isotopes, ice ages and terminal Proterozoic earth history – An example from the Olenek Uplift, northeastern Sibéria. *Precambrian Research*, **73**:251-270.
- KAUFMAN A.J., VARNI M.A., MISI A., BRITO NEVES B.B. 2001. Anomalous $\delta^{34}\text{S}$ signatures in trace sulfate from a potential cap carbonate in the Neoproterozoic Bambuí Group. *In: IGCP 450 Meeting, Belo Horizonte, Brazil, Proceedings*, p. 62-65.
- KAWASHITA K. 1996. *Rochas Carbonáticas Neoproterozóicas da América do Sul: Idades e Inferências Químioestratigráficas*. Tese de Livre-docência, Universidade de São Paulo, Brasil, 126 p.
- KENDALL C.G.St.C. & WARREN J. 1988. Peritidal evaporites and their sedimentary assemblages. *In: SCHRIEBER C. (ed.). Evaporites and Hydrocarbons*, Columbia University Press, p. 66-138.
- KENNARD J.M & JAMES N.P. 1986. Thrombolites and Stromatolites: Two Distinct Types of Microbial Structures. *Palaios*, **1**:492-503.
- KENNEDY M.J., CHRISTIE-BLICK N., SOHL L.E. 2001a. Are Proterozoic cap carbonates and isotopic excursions a record of gas hydrate destabilization following Earth's coldest intervals. *Geology*, **29**:443-446.
- KENNEDY M.J., CHRISTIE-BLICK N., PRAVE A.R. 2001b. Carbon isotopic composition of Neoproterozoic glacial carbonates as a test of paleoceanographic models for snowball Earth phenomena, *Geology*, **29**:1135-1138.
- KERANS C. & TINKER S.W. 1997. Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, *Short Course Notes*, **40**, 165 p.
- KIRSCHVINK J.L. 1992. Late Proterozoic Low-Latitude Global Glaciation: the Snowball Earth. *In: Schopf J.W. & Klein C. (eds.). The Proterozoic Biosphere – A Multidisciplinary Study*. Cambridge, p. 51-52.
- KNAUTH L.P. & KENNEDY M.J. 2009. The late Precambrian greening of the Earth. *Nature*, **460**:728-732.
- KNOLL A.H., KAUFMAN A.J., SWETT K., LAMBERT I.B. 1986. Secular variation in carbon isotope ratios from the upper Proterozoic succession of Svalbard and east Greenland. *Nature*, **321**:832-839.
- KNOLL A.H. & WALTER M.R. 1992. Latest Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, **356**:673-678.
- KNOLL A.H. & CARROLL S.B. 1999. Early animal evolution: emerging views from comparative biology and geology. *Science*, **284**:2129-2137.
- KNOLL A.H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. *Precambrian Research*, **100**:3-20.

- KNOLL A.H., WALTER M.R., NARBONNE G.M., CHRISTIE-BLICK N. 2004. A New Period for the Geologic Time Scale. *Geology*, **305**:621-622.
- KOPASKA-MERKEL D.C. & GRANNIS J. 1990. Detailed structure of wrinkle-marks. *Alabama Academy of Science Journal*, **61**:236-243.
- KRASSAY A.A. 1998. Outcrop and drill core gamma-ray logging integrated with sequence stratigraphy: examples from Proterozoic sedimentary successions of northern Australia. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, **17**(4):285-299.
- KRÖNER A. & CORDANI U.G. 2003. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics*, **375**:325-352.
- KRUMBEIN W.E., PATERSON D.M., STAL L.J. 1994. *Biostabilization of Sediments*. Universität of Oldenburg, 526 p.
- LAND L.S. 1987. Limestone diagenesis - some geochemical considerations. *US Geological Survey Bulletin*, **1578**:129-137.
- LE GUERROUÉ E. 2006. *Sedimentology and Chemostratigraphy of the Ediacaran Shuram Formation, Nafun Group, Oman*. Phd. Thesis, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, 209 p.
- LE GUERROUÉ E., ALLEN P.A., COZZI A. 2006. Parasequence development in the Ediacaran Shuram Formation (Nafun Group, Oman): high-resolution stratigraphic test for primary origin of negative carbon isotopic ratios. *Basin Research*, **18**:205-219.
- LECKIE D.A. & WALKER R.G. 1982. Storm and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Loer Gates interval – outcrop equivalents of deep basin gas trap in Western Canada. American Association of Petrologists. *Geological Bulletin*, **66**:138-157.
- LECLAIR S.F. & BRIDGE J.S. 2001. Quantitative interpretation of sedimentary structures formed by river dunes. *Journal of Sedimentary Research*, **71**:713-716.
- LI Z.X., BOGDANOVA S.V., COLLINS A.S., DAVIDSON A., DE WAELE B., ERNST R.E., FITZSIMONS I.C.W., FUCHS R.A., GLADKOCHUB D.P., JACOBS J., KARLSTROM K.E., LU S., NATAPOV L.M., PEASE V., PISAREVSKY S.A., THRANE K., VERNIKOVSKY V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis. *Precambrian Research*, **160**:179-210.
- LITHERLAND M. & BLOOMFIELD K. 1981. The Proterozoic history of eastern Bolivia. *Precambrian Research*, **15**:57-179.
- LITHERLAND M., ANNELLS R.N., APPLETON J.D., BERRANGÉ J.P., BLOOMFIELD K., BURTON C.C.J., DARBYSHIRE D.P.F., FLETCHER C.J.N., HAWKINS M.P., KLINCK B.A., LLANOS A., MITCHELL W.I., O'CONNOR E.A., PITFIELD P.E.J., POWER G., WEBB B.C. 1986. The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield. *British Geological Survey, Overseas Memoir*, **9**, 153 p.
- 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.
- MANZANO J.C. 2009. *Caracterização dos Granitóides Brasileiros da Faixa de Dobramentos Paraguai*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 99 p.
- MCCALL G.J.H. 2006. The Vendian (Ediacaran) in the geological record: Enigmas in geology's prelude to the Cambrian explosion. *Earth-Sciences Reviews*, **77**:1-229.

- MELEZHIK V.A., GOROKOV I.M., KUZNETSOV A.B., FALICK A.E. 2001. Chemostratigraphy of Neoproterozoic carbonates: implications for “blind dating”. *Terra Nova*, **13**:1-11.
- MELO D.P., COSTA R.C.C., NATALI FILHO T. 1978. Geomorfologia. In: *Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra*. Projeto RADAM BRASIL, Folha SF. 20, Porto Velho, Rio de Janeiro, p. 185-250.
- MIALL A. D. 1985. Architectural-element analysis: A new method of fáciesanalysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences Review*, **22**:261-308.
- MIALL A.D. 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 3rd ed. Berlin, Springer-Verlag, 616 p.
- MIALL A.D. 1992. Alluvial Deposits. In: WALKER R.G. & JAMES N.P. (eds.). *Facies Models: responses to sea level change*. Geological Association of Canada, p.119-142.
- MIALL A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Berlin. Springer-Verlag, 852 p.
- MIALL A.D. 2000. *Principles of sedimentary basin analysis*. New York: Springer-Verlag, 3rd ed., 616 p.
- MICHEELS A. & MONTENARI M. 2008. A Snowball Earth versus a Slushball Earth: Results from a Neoproterozoic climate modeling sensitivity experiments. *Geosphere*, **4**(2):401-410.
- MYROW P.M. & KAUFMAN A.J. 1999, A newly discovered cap carbonate above Varanger-age glacial deposits in Newfoundland, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, **69**:784–793.
- MISI A., TEIXEIRA J.B.G., GAUCHER C., REMUS M.V.D., BOGGIANI P.C., IYER, S.S.S. 2003. Chemostratigraphic Correlation of the Neoproterozoic sequences from South America. In: IV South American Symposium on Isotope Geology, Salvador, *Short Papers*, p. 368-371.
- MITCHUM R.M. JR. & VAN WAGONER J. C. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, **70**:131-160.
- MONTENAT C., BARRIER P., OTT D'ESTEVOU P., HIBSCH C. 2007. "Seismites: An attempt at critical analysis and classification". *Sedimentary Geology*, **196**:5–30.
- NACSN - NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE. 2005. North American stratigraphic code. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **89**(11):1547-1591.
- NARBONNE G.M., 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. *Geological Society of America Bulletin*, **106**:1281-1292.
- NIELSEN P., SWENNEN R., MUCHEZ P.H., KEPPENS E. 1998. Origin of the Dinantian zebra dolomites south of the Brabant-Wales Massif, Belgium. *Sedimentology*, **45**:727-743.
- NOGUEIRA A.C.R. 2003. *A Plataforma Araras no Sudeste do Cráton Amazônico, Mato Grosso: Estratigrafia, Contexto Paleoambiental e Correlação com os Eventos Glaciais do Neoproterozoico*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 173 p.
- NOGUEIRA A.C.R., RICCOMINI C., SIAL A.N., MOURA C.A.V., FAIRCHILD T.R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in Snowball Earth. *Geology*, **31**:613–616.

- NOGUEIRA A.C.R., RICCOMINI C., SIAL A.N., MOURA C.A.V., TRINDADE R.I.F., FAIRCHILD T.R. 2007. Carbon and strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. *Chemical Geology*, **237**:168-190.
- O'CONNOR E.A. & WALDE D.G.H. 1986. Recognition of an Eocambrian orogenic cycle in SW Brazil and SE Bolivia. *Zbl. Geol. Palaeont., Special Volume on Latin America*, **9/10**:1441-1456.
- OEA - ORGANIZAÇÃO DOS ESTADOS AMERICANOS. 1975. *Cuenca del Plata, Estudio para su Planificación y Desarrollo: Republica del Paraguay, Proyecto Aquidabán, Desarrollo de la Región Nororiental*. Secretaría General de la Organización de los Estados Americanos, Washington, D.C., 197 p. mais mapas.
- OLCOTT A.N., SESSIONS A.L., CORSETTI F.A., KAUFMAN A.J., DE OLIVEIRA T.F. 2005. Biomarker evidence for photosynthesis during Neoproterozoic glaciations. *Science*, **310**:471-474.
- OLIVEIRA D.M. 2004. *Caracterização geoquímica elementar e isotópica de rochas carbonáticas neoproterozóicas: inferências quimioestratigráficas – sequências sedimentares do Mato Grosso do Sul e Paraguai*, Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 51 p. mais anexos.
- ORUÉ D. 1996. *Síntese da geologia do Paraguai Oriental, com ênfase para o magmatismo alcalino associado*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 163 p.
- OSLEGER D. 1991. A subtidal carbonatic cycles: Implications for allocyclic vs. autocyclic controls. *Geology*, **19**:917-920.
- PALMIERI J.H. 2000. El Gran Pantanal en Paraguay – Geología. In: Mereles M.F. (ed.), *Iniciativas Transfronterizas para el Pantanal (Paraguay)*. Fundación para el desarrollo sustentable del Chaco, p. 32-42.
- PATTERSON R.J. & KINSMAN D.J.J. 1977. Marine and continental groundwater sources in a Persian Gulf coastal sabkha. *Studies in Geology*, **4**:381-397.
- PAUL K. & KENNEDY M.J. 2008. Phanerozoic and Neoproterozoic Negative Carbon Isotope Excursions, Diagenesis and Terrestrialization. In: American Geophysical Union Fall Meeting, *abstracts*, p. 31.
- PERAL L.E.G., POIRÉ D.G., STRAUSS H., ZIMMERMANN U. 2007. Chemostratigraphy and diagenetic constraints on Neoproterozoic carbonate successions from the Sierras Bayas Group, Tandilia System, Argentina. *Chemical Geology*, **237**:109-128.
- PETRI S., COIMBRA A.M., AMARAL G., OJEDA Y OJEDA H.A, FÚLFARO V.J., PONÇANO W.L. 1982. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. Sociedade Brasileira de Geologia. *Jornal do Geólogo - Suplemento Especial*, 55 p.
- PIACENTINI T., BOGGIANI P.C., YAMAMOTO J.K., FREITAS B.T., CAMPANHA G.A.C. 2007. Formação ferrífera associada à sedimentação glaciogênica da Formação Puga (Marinoano) na Serra da Bodoquena, MS. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(3):530-541.
- PIACENTINI T. 2008. *A Formação ferrífera da Formação Puga: avaliação regional dos recursos da Serra da Bodoquena, MS*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 65 p. mais anexos.
- PIMENTEL M.M. & FUCK R.A. 1986. Geologia da sequência sedimentar de Arenópolis (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:217-233.
- PIMENTEL M.M. & FUCK R.A. 1987. Late proterozoic granitic magmatism in southwestern Goiás, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**:415-425.
- PIMENTEL M.M. & FUCK R.A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, **20**(4):375-379.

- POIRÉ D.G. 1987. *Mineralogía y sedimentología de la Formación Sierras Bayas en el Núcleo Septentrional de las sierras homónimas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires*. Tese de Doutoramento, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 271 p.
- POIRÉ D.G. 1990. Ciclos estromatolíticos y cuerpos monoestromatolíticos de la Formación Villa Mónica, Precámbrico de Olavarría: su significado sedimentológico. *In: Tercera Reunión Argentina de Sedimentología, San Juan, Actas*, 223-228.
- POIRÉ D.G. 2002. Sea level changes and precambrian stromatolite cycles from Villa Mónica Formation, Tandilia System, Argentina. *In: 16th International Sedimentological Congress, Johannesburg, Abstracts*, p. 295.
- POKROVSKII B.G., MELEZHNIK, V.A., BUJAKAITE M.I. 2006. Carbon, Oxygen, Strontium, and Sulfur Isotopic Compositions in Late Precambrian Rocks of the Patom Complex, Central Siberia: Communication 1. Results, Isotope Stratigraphy, and Dating Problems. *Lithology and Mineral Resources*, **41**(5):450-474.
- PORADA H. & BOUOUGRI E.H. 2007. Wrinkle structures - a critical review. *Earth-Science Reviews*, **81**:199–215.
- PORADA H., GHERGUT J., BOUOUGRI E.H. 2008. Kinneyia-Type Wrinkle Structures - Critical Review And Model of Formation. *Palaios*, **23**:65-77.
- POSAMENTIER H.W., JERVEY M.T., VAIL P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I – Conceptual framework. *In: WILGUS C.K., HASTINGS B.J., POSAMENTIER H.W., VAN WAGONER J.C, ROSS C.A., KENDALL C.G. (eds.). Sea-Level Changes: An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, **42**:109-124.
- POTTER P.E. & PETTJOHN F.J. 1977. *Paleocurrents and basin analysis*. 2nd ed., New York, Springer-Verlag, 425 p.
- PRATT B.R., JAMES N.P., COWAN C.A. 1992. Peritidal Carbonates. *In: WALKER R.G. & JAMES N.P. (eds.). Facies Models: response to sea level changes*. Geological Association of Canada, p. 219-238.
- PUTZER H. 1962. *Geologie Von Paraguay*. Gebrüder Borntraeger, Berlin – Nikolassee, 118 p.
- RADAM. 1982. Projeto RADAM BRASIL, *Mapa Geológico, Folha SF. 21, Campo Grande*. Escala 1:1.000.000. Rio de Janeiro.
- RAMOS V.A. 1988. Late Proterozoic-early Paleozoic of south America – A collisional history. *Episodes*, **11**(3):168-174.
- RAMOS V.A. & COIRA B. 2008. Evolución Tectónica Preandina de la Provincia de Jujui y areas aledañas. *In: XVII Congreso Geológico Argentino, Jujui, Relatórios*, p. 401-417.
- RAMOS V.A., VUJOVICH G., MARTINO R., OTAMENDI J. 2010. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, **50**:243-255.
- RAMSAY J.G. & HUBERT M.I. 1983. *The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain Analysis*. New York, Academic Press, 307 p.
- RAMSAY J.G. & HUBERT M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures*. New York, Academic Press, 700 p.
- RAPELA C.W., PANKHURST R.J., CASQUET C., FANNING C.M., BALDO E.G., GONZÁLEZ-CASADO J.M., GALINDO C., DAHLQUIST J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, **83**:49–82.

- READING H.G. 1986. Facies. In: *Sedimentary Environments and Facies 2nd edition*. READING H.G. (ed.), Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 4-19.
- RIDING R. 2006. Microbial carbonate abundance compared with fluctuations in metazoan diversity over geological time. *Sedimentary Geology*, **185**:229-238.
- RINGROSE P.S. 1989. Palaeoseismic (?) liquefaction event in late Quaternary lake sediment at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova*, **1**:57-62.
- ROTHMAN D.H., HAYES J.M., SUMMONS R.E. 2003. Dynamics of the Neoproterozoic carbon cycle. *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA*, **100**:8124-8129.
- SAYLOR B.Z., KAUFMAN A.J., GROTZINGER J.P., URBAN F. 1998. A composite reference section for terminal Proterozoic strata of southern Namibia. *Journal of Sedimentary Research*, **68**(6):1223-1235.
- SCHOBENHAUS C., CAMPOS D.A., DERZE G.R., ASMUS H. 1981. *Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente*. Escala 1:2.500.000. Brasília, DNPM.
- SEILACHER A. & AIGNER T. 1991. Storm deposition at the bed, facies and basin scale: the geologic perspective. In: EINSELE G., RICKEN W., SEILACHER, A. (eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, p. 294-297.
- SEILACHER A. 1999. Biomat-related lifestyles in the Precambrian. *Palaios*, **14**:86-93.
- SEMIKHATOV M.A., GEBELEIN C.D., CLOUD P., AWRAMIK S.M. BENMORE W.C. 1979. Stromatolite morphogenesis-progress and problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**:992-1015.
- SEMIKHATOV M.A. & RAABEN M.E. 1996. Dynamics of the global diversity of Proterozoic stromatolites. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **4**:24-50.
- SEN A., KENDALL C.G.St.C., LEVINE P. 1999. Combine a computer simulation and eustatic events to date seismic sequences boundary: a case study of the neogene of the Bahamas. *Sedimentary Geology*, **125**:47-59.
- SEPKOSKI JR. J.J. 1992. Proterozoic-Early Cambrian diversification of metazoans and metaphytes. In: SCHOPF J.W., KLEIN C. (eds.). *The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 553-561.
- SHINN E.A., LLOYD R.M., GINSBURG R.N. 1969. Anatomy of a modern carbonate tidal-flat, Andros island, Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, **39**(3):1202-1228.
- SIMÕES M.G. & KOWALEWSKI M. 1998. Genetic complexity and geobiological implications of "simple" shell-beds: an example from the Upper Permian of the Parana Basin, Brasil. *Journal of African Earth Sciences*, **27**(1A):179-180.
- SIMONE L. 1981. Ooids: a review. *Earth Science Review*, **65**:894-919.
- SPINZI A. 1987. Proyecto de Evaluación Calcárea de la Industria Nacional del Cemento, INC, Área Vallemí, *Relatório Interno*, 48 p.
- SUMNER D.Y. & GROTZINGER J.P., 1993. Numerical modeling of ooid size and the problema of Neoproterozoic giant ooids. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**(5):974-982.
- TANNER P.W.G. 1998. Interstratal dewatering origin for polygonal patterns of sand filled cracks: a case study from late Proterozoic metasediments of Islay, Scotland. *Sedimentology*, **45**:71-89.
- TASSINARI C.C.G. 1981. Estudo geocronológico pelos métodos Rb/Sr e K/Ar em rochas da Folha Se.21 Corumbá. In: Projeto RADAMBRASIL, Goiânia, 20 p. (*Relatório Interno* 408-G).

- TEICHERT C. 1970. Runzelmarken (wrinkle marks). *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**:1056–1057.
- THUNELL R.C., WILLIAMS D.F., HOWELL M. 1987. Atlantic – Mediterranean water exchange during the late Neogene. *Paleoceanography*, **2**:661–678.
- TOHVER E., D'AGRELLA-FILHO M.S., TRINDADE R.I.F. 2006. Paleomagnetic record of Africa and South America for the 1200-500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research*, **147**:193–222.
- TOHVER E., TRINDADE R.I.F., SOLUM J.G., HALL C.M., RICCOMINI C., NOGUEIRA A.C. 2010. Closing the Clymene Ocean and bending a Brasiliano belt: Evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. *Geology*, **38**(3):267-270.
- TRINDADE R.I.F., D'AGRELLA FILHO M.S., EPOF I., NEVES B.B.B. 2006. Paleomagnetism of Early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. *Earth and Planetary Science Letters*, **244**:361-377.
- TROMPETTE R. 1994. *Geology of Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Rotterdam, Balkema, 350 p.
- TROMPETTE R. 1997. Neoproterozoic (~600 Ma) aggregation of western Gondwana: a tentative scenario. *Precambrian Research*, **82**(1-2):101-112.
- TROMPETTE R., ALVARENGA C.J.S., WALDE D. 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Science*, **11**:587-597.
- TROMPETTE R. 2000. Gondwana evolution: its assembly at around 600 Ma. *Academie Des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des Planètes/Herat and Planetary Sciences*, **330**:305-315.
- TUCKER M.E. & WRIGHT V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Oxford, Blackwell, 482 p.
- TUCKER M.E. 1996. *Sedimentary Rocks in the Field*. John Wiley, Chichester, 150 p.
- TURNER E.C., NARBONNE G.M., JAMES N.P. 2000. Framework composition of early Neoproterozoic calcimicrobial reefs and associated microbialites, Mackenzie Mountains, N.W.T., Canada. In: GROTZINGER J.P. & JAMES N.P. (eds.). *Carbonate Sedimentation and Diagenesis in the Evolving Precambrian World*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, *Special Publication*, **65**:179–205.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M., THOMPSON S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level. In: PAYTON C.E. (ed.). *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir*, **26**:63-97.
- VAIL P.R., AUDEMARD F., BOWMAN S.A., EISNER P.N., PEREZ-CRUZ G. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation: an overview. In: EINSELE G., RIKEN W., SEILACHER A. (eds.). *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, p. 617-659.
- VANDEGINSTE V., SWENNEN R., GLEESON S.A., ELLAM R.M., OSADETZ K., ROURE F. 2005. Zebra dolomitization as a result of focused fluid flow in the Rocky Mountains Fold and Thrust Belt, Canada. *Sedimentology*, **52**:1067-1095.
- VAN WAGONER J.C., POSAMENTIER H.W., MITCHUM R.M., VAIL P.R., SARG J.F., LOUITT T.S., HANDERBO J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS C.K., HASTINGS B.J., POSAMENTIER H.W., VAN WAGONER J.C, ROSS C.A., KENDALL C.G. (eds.). *Sea-Level Changes: An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications*, **42**:30-45.

- VIEIRA L.C. 2007. *A Formação Sete Lagoas (Grupo Bambuí) e as variações paleoambientais no final do Proterozoico*. Tese de doutoramento, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 258 p.
- WALDE D.H.G., LEONARDOS O.H., HAHN G., HAHN R., PLUFG H. 1982. The first Precambrian megafossil from South America, *Corumbella wernerii*. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **54**(2):461.
- WALKER R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER R.G. & JAMES N.P. (eds.). *Facies Models: response to sea level changes*. Geological Association of Canada, p. 1-14.
- WALKER R.G. & PLINT A.G. 1992. Wave and storm-dominated shallow marine systems. In: WALKER R.G. & JAMES N.P. (eds.). *Facies Models: responses to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 219-238.
- WALKER R.G. 2006. Facies models revisited: Introduction. In: POSAMENTIER H.W. & WALKER R.G. (eds.). *Facies models revisited*. Society for Sedimentary Geology, p. 1-18.
- WALKER J.C.G. 2001. Strange weather on snowball Earth. In: Conference on Earth System Processes, Edinburgh, Scotland, Geological Society, London. *Program Abstracts*, p. 110–111.
- WALLACE M.W., BOTH R.A., RUANO S.M., HACH-ALI P.F., LEES T. 1994. Zebra textures from carbonate-hosted sulfide deposits: Sheet cavity networks produced by fracture and solution enlargement. *Economic Geology*, **89**:1183–1191.
- WALTER M.R., VEEVERS J.J., CALVER C.R., GORJAN P., HILL A.C. 2000. Dating the 840–544 Ma Neoproterozoic interval by isotopes of strontium, carbon, and sulfur in seawater, and some interpretative models. *Precambrian Research*, **100**:371–433.
- WHITTLE G., KENDALL C.G.ST.C., DILL R.F., ROUGH L. 1993. Carbonate cement fabrics displayed: a traverse across the margin of the Bahamas Platform near Lee Stocking Island in the Exuma Cays. *Marine Geology*, **110**:213-243.
- WIENS F. 1986. *Zur lithostratigraphischen, petrographischen und strukturellen entwicklung des Rio Apa-Hochlandes, Nordost-Paraguay*. Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen, Herausgegeben von den Geowissenschaftlichen Instituten, Technischen Universität Clausthal, 280 p. mais anexos .
- WRIGHT V.P. & BURCHETTE T.P. 1998. Carbonate ramps: an introduction. Geological Society of London, *Special Publications*, **149**:1-5.
- YOCHELSON E.L. & HERRERA H.E. 1974. Un fossil enigmático del Cámbrico Inferior de Argentina. *Ameghiniana*, **11**:283-294.
- ZAINE M.F. & FAIRCHILD T.R. 1985. Comparison of *Aulophycus lucianoii* Beurlen & Sommer from Ladario (MS) and the genus *Cloudina* Germs, Ediacaran of Namibia. *Anais Academia Brasileira de Ciências*, **57**:130.
- ZAINE M.F., & FAIRCHILD T.R. 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW do Brasil. In: 10th Congresso de Paleontologia do Brasil, Rio de Janeiro, *Anais*, p. 797–806.
- ZAINE M.F. 1991. *Análise dos fósseis da parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental*. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 218 p.
- ZHOU C. & XIAO S. 2007. Ediacaran ¹³C chemostratigraphy of South China. *Chemical Geology*, **237**:89–108.

ANEXO 1 - *“Structural analysis of the Itapucumi Group in the Vallemi Region, Northern Paraguay: Evidence of a New Brasiliano – Pan-African Mobile Belt.”*



Structural analysis of the Itapucumí Group in the Vallemí region, northern Paraguay: Evidence of a new Brasiliano/Pan-African mobile belt

Ginaldo Ademar da Cruz Campanha^{a,*}, Lucas Warren^b, Paulo César Boggiani^a, Carlos Henrique Grohmann^a, Alberto Arias Cáceres^c

^a Instituto de Geociências da USP, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080 São Paulo, SP, Brazil

^b Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP, Brazil

^c Indústria Nacional de Cimento, INC, Paraguay

ARTICLE INFO

Article history:

Received 21 October 2009

Accepted 20 April 2010

Keywords:

Western Gondwana

Neoproterozoic

Ediacaran

Paraguay belt

Rio Apa block

Palavras-chave:

Gondwana Ocidental

Neoproterozóico

Ediacarano

Faixa Paraguai

Bloco Rio Apa

ABSTRACT

The Neoproterozoic (Ediacaran) Itapucumí Group in northern Paraguay is composed of carbonate and siliciclastic rocks, including ooid grainstones, marls, shales and sandstones, containing *Cloudina* fossils in the eastern region. It is almost undeformed over the Rio Apa Cratonic Block but shows a strong deformational pattern at its western edge. A detailed structural analysis of the Itapucumí Group was conducted in the Vallemí Mine, along with a regional survey in other outcrops downstream in the Paraguay River and in the San Alfredo, Cerro Paiva and Sargento José E. López regions. In the main Vallemí quarry, the structural style is characterized by an axial-plane slaty cleavage in open to isoclinal folds, sometimes overturned, associated with N–S trending thrust faults and shear zones of E-vergence and with a low-grade chlorite zone metamorphism. The structural data presented here are compatible with the hypothesis of a newly recognized mobile belt on the western side of the Rio Apa Cratonic Block, with opposite vergence to that of the Paraguay Mobile Belt in Brazil. Both belts are related to the Late Brasiliano/Pan-African tectonic cycle with a Lower Cambrian deformation and metamorphism age. The deformation could be due to the late collision of the Amazonian Craton with the remainder of Western Gondwana or to the western active plate boundary related to the Pampean Belt. The structural and lithologic differences between the western Itapucumí Group in the Vallemí and Paraguay River region and the eastern region, near San Alfredo and Cerro Paiva, suggest that this group could be divided into two lithostratigraphic units, but more stratigraphic and geochronological analyses are required to confirm this possibility.

© 2010 Elsevier Ltd. All rights reserved.

RESUMO

O Grupo Itapucumí é constituído por rochas carbonáticas e siliciclásticas, caracterizadas pela presença de *grainstones* com oóides, margas, folhelhos e arenitos de idade neoproterozóica (ediacarana), devido à ocorrência do fóssil *Cloudina* na sua porção leste. Apresenta-se quase indeformado quando recobre o bloco cratônico do Rio Apa, porém mostra um intenso padrão deformacional na sua porção ocidental. Análise estrutural detalhada foi realizada na mina Vallemí, norte do Paraguai, bem como reconhecimento de outros afloramentos ao longo do rio Paraguai e na região entre San Alfredo, Cerro Paiva e Sargento José E. López. Na mina principal em Vallemí, o estilo estrutural caracteriza-se pelo desenvolvimento de clivagem ardosiana plano-axial de direção aproximada N–S em dobras abertas a isoclinais, por vezes com flanco inverso e associadas a empurrões com vergência para E com desenvolvimento de metamorfismo de baixo grau, na zona da clorita. Os dados estruturais levantados reforçam a hipótese da existência de uma nova faixa móvel na margem oeste do Bloco Rio Apa, com vergência oposta à da Faixa Paraguai Meridional, relacionada ao final do evento Brasiliano/Pan-Africano, com deformação e metamorfismo no Cambriano Inferior. A deformação pode ser atribuída à colisão tardia entre o craton Amazônico e o restante do Gondwana Ocidental, ou à borda de placa ativa associada à Faixa Pampeana. As diferenças estruturais e em parte litológicas, entre as exposições da parte ocidental do Grupo Itapucumí, na região

* Corresponding author. Tel.: +55 11 3091 3946; fax: +55 11 3091 4258.

E-mail address: ginaldo@usp.br (G.A.daC. Campanha).

de Vallemí, das da parte oriental, nos arredores de San Alfredo e Cerro Paiva, conduzem à possibilidade do Grupo Itapucumí vir a ser dividido no futuro em duas unidades estratigráficas distintas, o que requer estudos estratigráficos e geocronológicos mais pormenorizados para uma conclusão definitiva.

© 2010 Elsevier Ltd. All rights reserved.

R E S U M E N

Un análisis estructural detallado fue realizado en la Mina Vallemí en el norte de Paraguay. Afloran allí litotipos del Grupo Itapucumí, de edad neoproterozoica, constituido por calcarenitas oolíticas, margas, lutitas y areniscas. En la mina principal, la sucesión presenta deformación relativamente intensa, con desarrollo de clivaje de plano axial y rumbo N–S. Se observan pliegues abiertos a isoclinales, a veces con flanco invertido y asociados a cabalgamientos con vergencia al NE y E. Se registra asimismo metamorfismo de grado bajo (zona de clorita). Los datos estructurales refuerzan la hipótesis de una nueva faja móvil en el margen oeste del Bloque Río Apa, con vergencia opuesta a la del Cinturón Paraguay meridional, este último relacionado al evento Brasiliano/Pan-Africano. Las diferencias estructurales y en parte litológicas entre las exposiciones de la parte occidental del Grupo Vallemí y las de la parte oriental, en los alrededores de Colonia San Alfredo, sugieren la posibilidad de que el Grupo Itapucumí pueda ser subdividido en dos unidades litoestratigráficas distintas. Para llegar a una conclusión definitiva son necesarios estudios estratigráficos y geocronológicos más pormenorizados.

© 2010 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

The geology of northern Paraguay is dominated by extensive Phanerozoic sedimentary covers, including the Cenozoic Chaco Basin and the Paleozoic Paraná Basin. The southern portion of the Rio Apa Cratonic Block outcrops between these sedimentary covers in continuity with the exposures in the state of Mato Grosso do Sul, Brazil. The eastern side of the Rio Apa Block is flanked by the Paraguay Fold Belt and its correlated cratonic covers, represented by the Corumbá and Cuiabá groups, while its southern region is covered by the Itapucumí Group.

The Late Neoproterozoic to Cambrian tectonic evolution of this region is related to the amalgamation of Western Gondwana and its

proto-Pacific margin. The main cratonic blocks involved are the Amazonian, Rio Apa, São Francisco-Congo, Paranapanema (or Paraná), Rio de La Plata, Pampia and Arequipa-Antofalla (Fig. 1). Recent review articles about this sector of Gondwana were published by Rapela et al. (1998), Kröner and Cordani (2003), Rapela et al. (2007), Ramos and Coira (2008), Cordani et al. (2009) and Cordani (2009).

The Paraguay Fold Belt (Almeida, 1968; Alvarenga et al., 2000), sometimes referred to as the Paraguay–Araguaia Belt or the Paraguay–Pampean Belt, is a curved belt around the Amazonian and Rio Apa cratonic blocks. It has undeformed or slightly deformed sedimentary covers over the cratons, passing to a marginal fold-and-thrust belt with tectonic vergence towards the cratonic areas, and it is characterized by low-grade metamorphism (Fig. 1). The

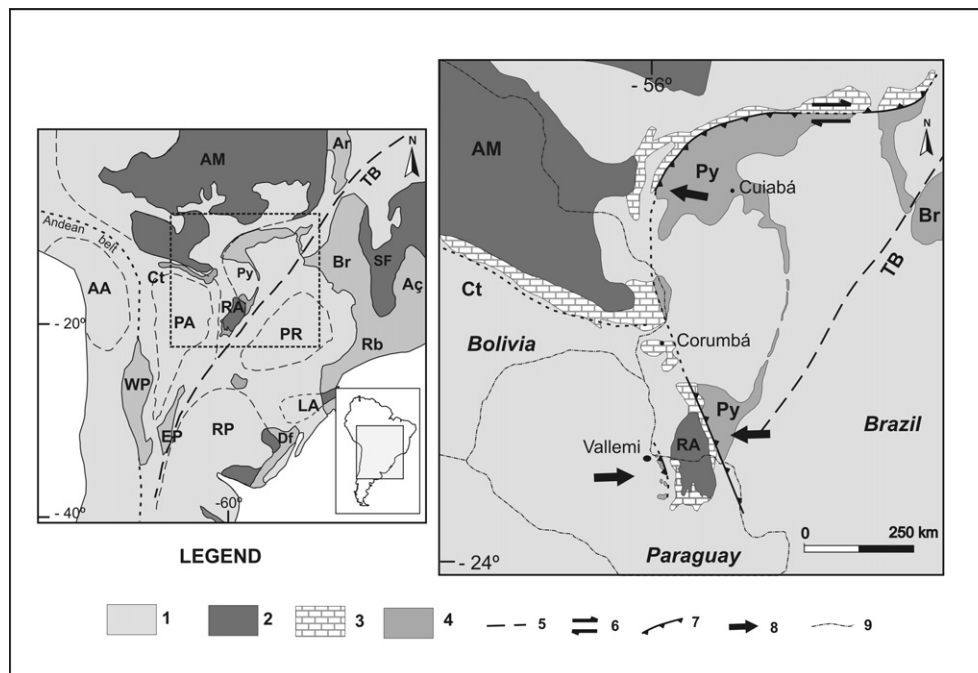


Fig. 1. Geotectonic context of the study area. (1) Phanerozoic covers; (2) cratons and cratonic blocks: AM – Amazonian, AA – Arequipa/Antofalla, LA – Luís Alves, RP – Rio de La Plata, PA – Pampia, PR – Paraná, RA – Rio Apa, SF – São Francisco; (3) Neoproterozoic cratonic covers; (4) Neoproterozoic fold belts: Rb – Ribeira, Ct – Chiquitos-Tucavaca; AÇ – Araçuaí; Br – Brasília, Df – Dom Feliciano, Py – Paraguay, Ar – Araguaia, WP – Western Pampean; EP – Eastern Pampean; (5) Transbrasiliano lineament; (6) strike-slip fault; (7) reverse fault; (8) tectonic vergence; (9) international borders (modified from Alvarenga and Trompette, 1993; Kröner and Cordani, 2003; Rapela et al., 2007; Ramos and Coira, 2008; Cordani, 2009; Ramos et al., 2010).

Chiquitos-Tucavaca Belt in Bolivia (Litherland et al., 1986) forms a branch at an angle to the northern and southern Paraguay belts, separating the Amazonian Craton from the southern Rio Apa, Pampia, and Arequipa-Antofalla blocks. Jones (1985) interpreted the combined system of the northern Paraguay, Chiquitos-Tucavaca and southern Paraguay belts as a triple (RRR) plate junction.

The eastern side of the Paraguay Belt in Brazil is covered by the Paleozoic Paraná sedimentary basin, making it difficult to establish its relationship to the Paranapanema Block and the Brasília Belt. Some authors have suggested that the Transbrasiliano Lineament separates the large Amazonian Craton, the Rio Apa Block and the Paraguay and Araguaia Belts from the Paranapanema and Rio de La

Plata Cratons and the Brasilia Belt (Ramos and Coira, 2008; Cordani, 2009).

The western and southwestern sides of the Rio Apa Block in northern Paraguay are poorly understood due to widespread Cenozoic sedimentary covers and difficult accessibility. The Paleoproterozoic and Mesoproterozoic gneissic-granitic basement (Rio Apa Complex, São Luís Group, and San Ramón Suite) is exposed mainly northeast of the San Alfredo region (Araújo et al., 1982; Cordani et al., 2005).

In northern Paraguay, terrigenous and carbonate metasedimentary successions were identified as the Itapucumí Group (Fig. 2), representing a Precambrian cratonic cover over the

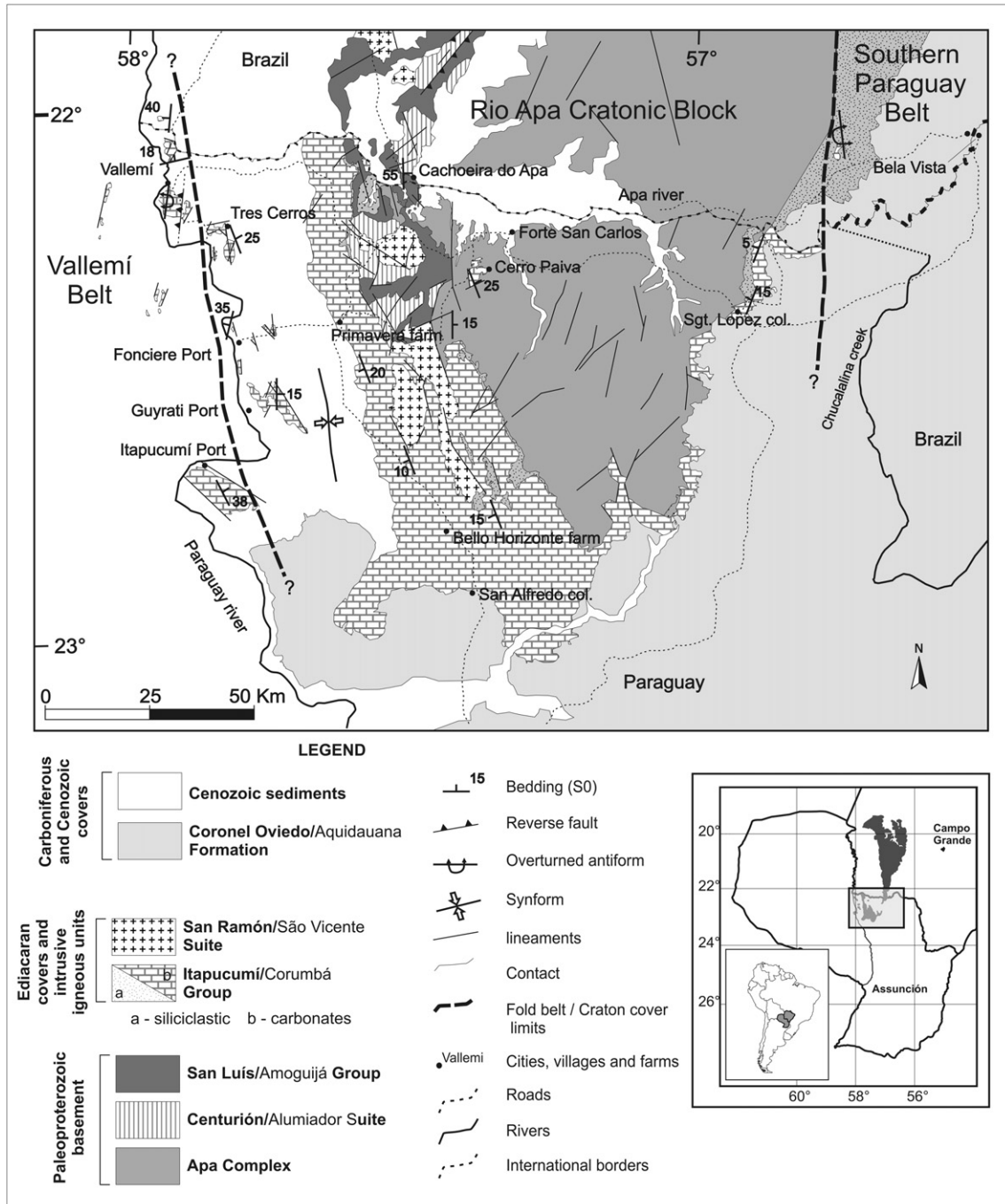


Fig. 2. Location and geologic map of the study area (based on Schobbenhaus et al., 1981; Araújo et al., 1982; Clerici, 1986; Wiens, 1986; DSGMP, 1993; Lacerda Filho et al., 2004).

southern portion of the Rio Apa Cratonic Block. The Itapucumí Group has been bio- and chrono-correlated with the Ediacaran Tamengo Formation (Corumbá Group, Almeida, 1965) of the Paraguay Belt in Brazil based on the discovery of a *Cloudina* fossil in the San Alfredo region (Boggiani and Gaucher, 2004).

In preliminary studies of the Vallemí region of northern Paraguay, Boggiani (1998) identified systems of overturned folds and thrust faults with east vergences, contrary to those identified in the Paraguay Belt.

The analysis of this region suggests that there are two distinct lithostratigraphic and structural domains for the Precambrian carbonates that outcrop in central-northern Paraguay, which are usually attributed to the Itapucumí Group. The first domain is located in the Vallemí region and the surrounding hills along the Paraguay River in the southwestern edge of the Rio Apa Cratonic Block. It is composed of siliciclastic rocks (red sandstones, siltstones, and claystones) with intercalations of basic rocks in the basal portion, overlaid by carbonate rocks (ooid grainstones) and marls that have been partially affected by low-grade metamorphism (chlorite zone) and intense deformation. The second domain is an extensive horizontal or sub-horizontal sedimentary cover over the southern portion of the Rio Apa Cratonic Block (San Alfredo – Cerro Paiva region) with shallow water sedimentary facies (breccias, thrombolites, stromatolites, grainstones with tidal bundle laminations, and ooid grainstone layers with cross-stratification, Fig. 6). To date, the *Cloudina* has been found only in this second domain.

The work presented here is the result of a structural characterization carried out at the Vallemí Mine (Industria Nacional de Cemento – INC, Paraguay) and the neighboring Tres Cerros area, as well as a reconnaissance along the Paraguay River in the San Alfredo, Cerro Paiva and Sargento José E. López regions. Recent advances in the exploitation of the Vallemí Mine have allowed a better understanding of the deformation pattern of these rocks.

In this article, we analyze the hypothesis that the Itapucumí Group at the southwest edge of the Rio Apa Cratonic Block (Vallemí and other exposures along the Paraguay River) represents the outcropping vestiges of a fold-and-thrust belt with a vergence opposite to that of the Southern Paraguay Belt. We also address the idea that these belts form a system of belts with centripetal vergences directed towards the Rio Apa Cratonic Block. Detailed geological and structural data are presented and compared to the regional geologic knowledge currently available.

2. The Itapucumí group

The units currently known as the Itapucumí Group in Paraguay were preliminarily described in regional geological reconnaissance studies (DuGraty, 1865; Boettner, 1947) and were named the “Itapucumi Series” by Harrington (1950), who thought that they were possibly of Ordovician age. Eckel (1959) described the succession as being about 300–400 m thick, composed of light to dark gray carbonates (locally oolitic) in erosive contact over the basement and culminating at the top with marls and pelitic rocks. The lithologic similarity of the Itapucumí Series to successions described in Brazil allowed Putzer (1962) to suggest a Cambrian or Precambrian age and a correlation with the Tamengo Formation of the Corumbá Group.

Wiens (1986) carried out the first detailed stratigraphic study of the Itapucumí Series, in which he reclassified the unit as a group. It was proposed that this group be divided into two distinct formations: the predominantly terrigenous Vallemí at the bottom and the carbonatic Camba Jhopo at the top (Fig. 3).

According to Boggiani (1998), the Vallemí quarry section is a succession with siliciclastic rocks (arkoses) at the bottom and

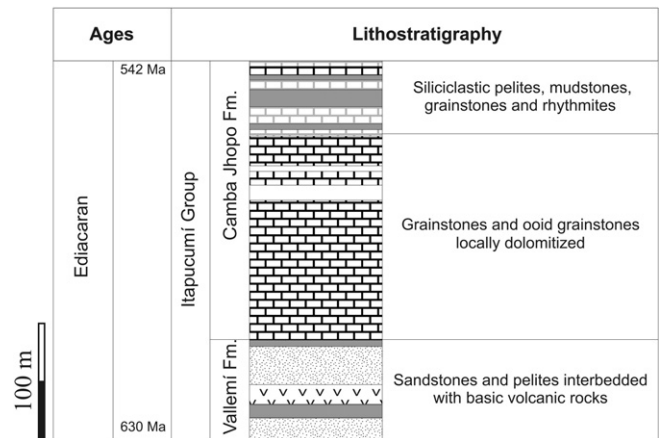


Fig. 3. Stratigraphic column of the Itapucumí Group.

calcareous rocks intercalated with marly rhythmites at the top. The calcareous rocks, predominantly ooid grainstones, were formed in oolitic sandbanks and barrier islands that had undergone post-depositional dolomitization under evaporitic conditions.

Isotopic data for the Itapucumí Group are not conclusive. Kawashita (1996), Oliveira (2004), and Cordani et al. (2005) analyzed $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopes in carbonates from the Vallemí Mine and compared them with the Proterozoic seawater variation curve (Gorokov et al., 1995). The results suggested a sedimentation age of about 560 Ma (Ediacaran). An Rb/Sr isochron obtained from calcareous samples of the Vallemí Mine (Oliveira, 2004) yielded an age of 517 ± 24 Ma, which was interpreted as an isotopic homogenization event and attributed by the author to diagenesis.

3. Local geology

The current study was carried out in the westernmost Itapucumí Group outcrops of the Vallemí region. The primary study site was the INC Mine, but additional work took place in small calcareous rock quarries in the neighboring Tres Cerros region and in outcrops following the Paraguay River southwards (Fig. 2).

The Itapucumí Group comprises the lower Vallemí Formation and uppermost Camba Jhopo Formation (Wiens, 1986; Fig. 3).

The lower Vallemí Formation comprises meter-scale layers of massive and cross-stratified arkoses as well as a decameter-scale body of basic rock, possibly effusive, overlain by intercalations of fine-grained massive red sandstones and pelites.

The basal unit is overlaid by the Camba Jhopo Formation, possibly through an unconformity. The upper unit begins with a 130-m-thick succession of massive to stratified oolitic calcareous rocks, sometimes with trough and low-angle cross-stratifications. At the top, the unit changes to a 90-m-thick succession comprised of marly rhythmite intercalations with terrigenous pelites, dark mudstones and meter- to decameter-scale layers of massive, partially dolomitized calcareous rock (Fig. 3).

3.1. Structures

The rocks in the main exploitation area of the Vallemí Mine are affected by a relatively intense deformation pattern, marked by the development of axial-plane slaty cleavage and open to isoclinal folds. Some of these folds are overturned and are associated with thrust faults (Fig. 4).

The foliation that developed under metamorphic conditions is characterized as a fine slaty cleavage in the pelitic layers (S_1 ; Fig. 5A,

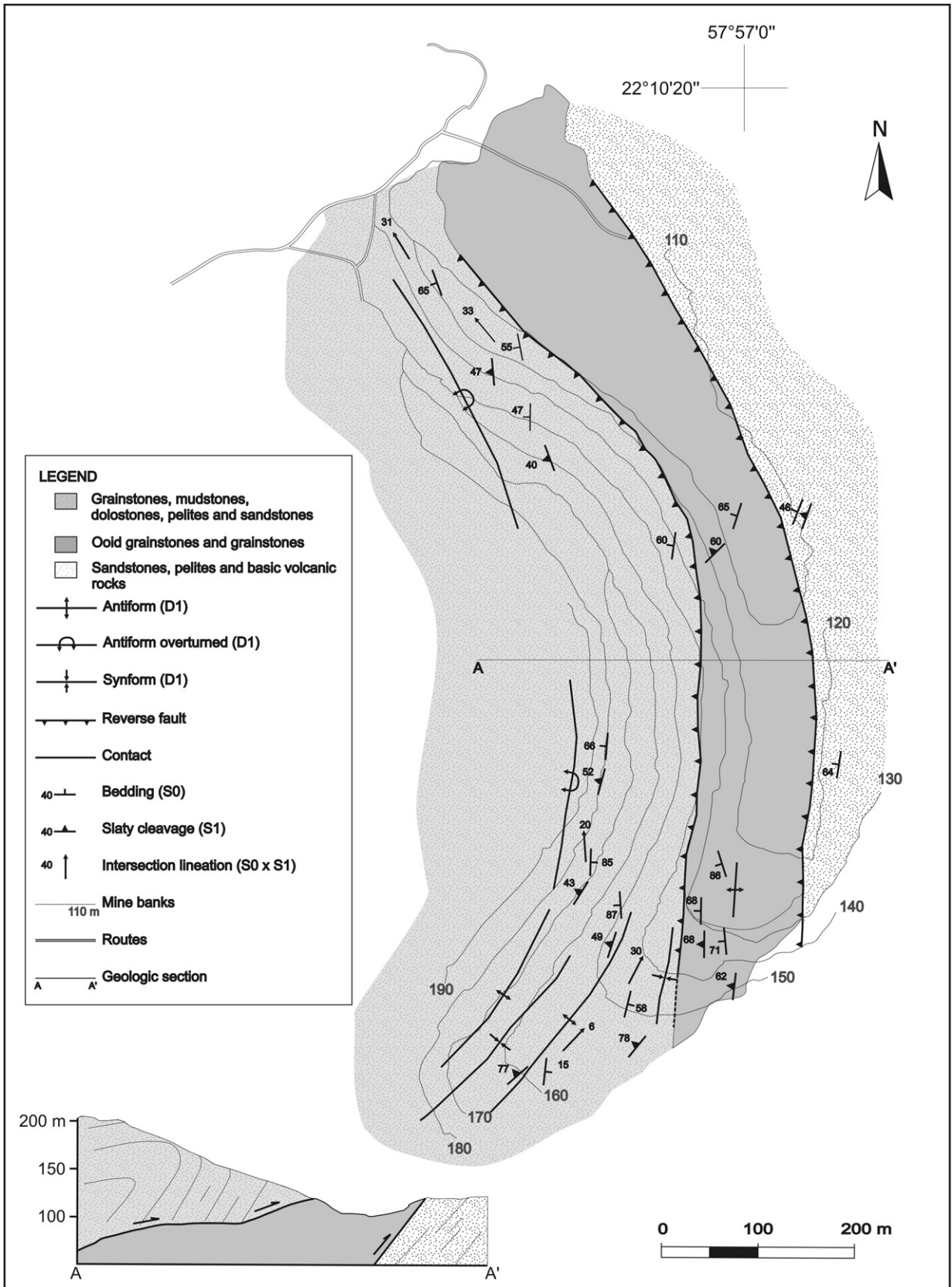


Fig. 4. Structural-geologic map and cross-section of Vallemi Mine.

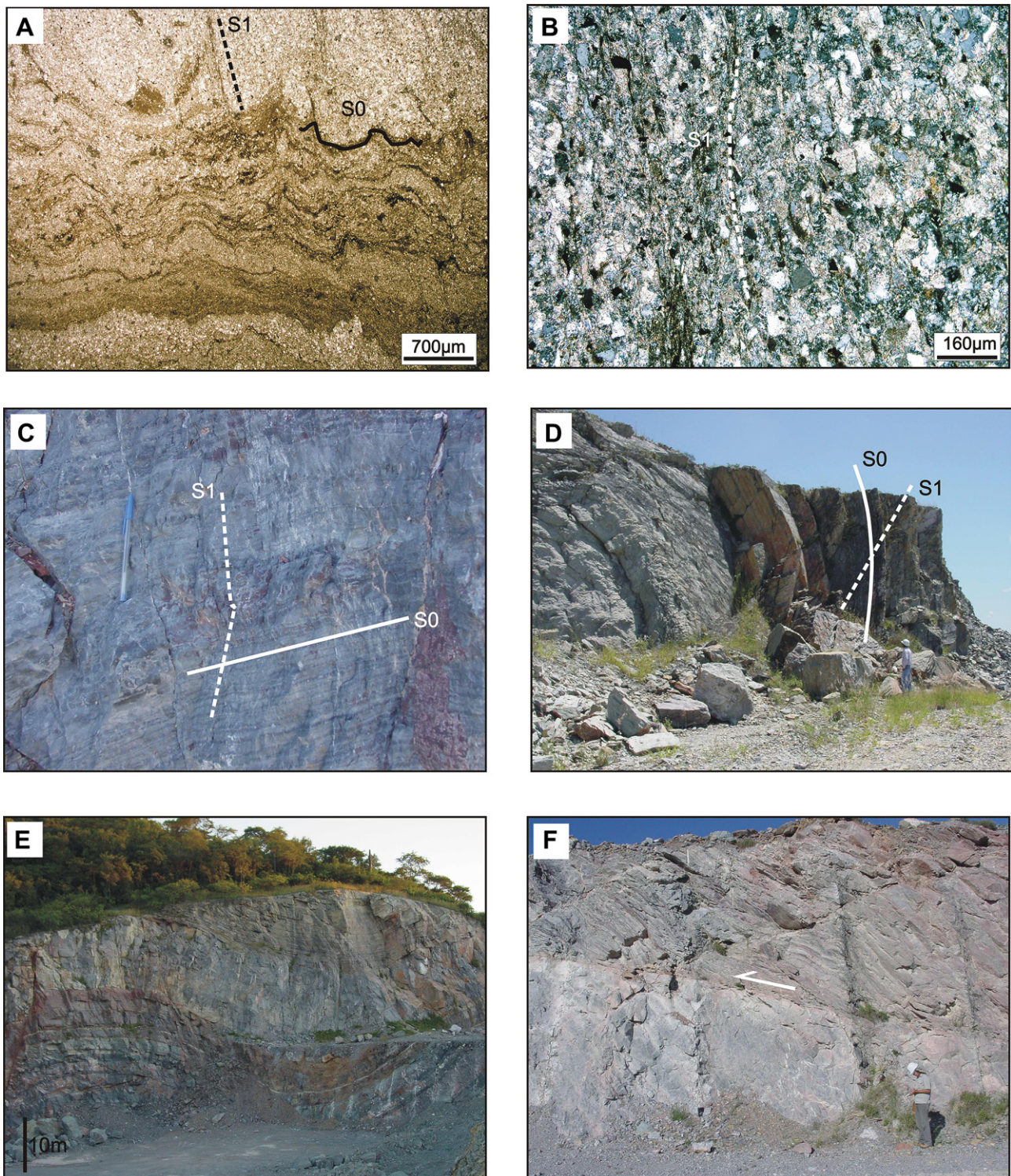


Fig. 5. Structural features of the Camba Jhopo Formation in the Vallemí Mine: (A) photomicrograph showing microfolded sedimentary bedding with axial-plane slaty cleavage (plane parallel light); (B) photomicrograph showing clastic sedimentary texture cut by slaty cleavage (crossed polarized light); (C) impure carbonate levels (marls) with well-developed rhythmic bedding and perpendicular slaty cleavage; (D) inverted limb of fold with upright sedimentary stratification and tectonic cleavage with lower dip angle; (E) southern portion of the Vallemí Mine with decameter-scale open folds affecting alternating layers of marly rhythmities and grainstones; (F) ductile-brittle shear zone of low angle (thrust fault) with pelitic marly rhythmities in the hanging wall and grainstones in the footwall; (G) detail of previous photo showing S/C structures indicating transport towards ESE; (H) conjugate kink bands indicating horizontal maximum compression (σ_1) WNW-ESE; (I) strike-slip fault in the southern portion of the Vallemí Mine, with the slip direction indicated by the attitude of the observed slickenside striae (350/10); (J) detail of the previous photo showing cataclastic breccia associated with the fault plane.

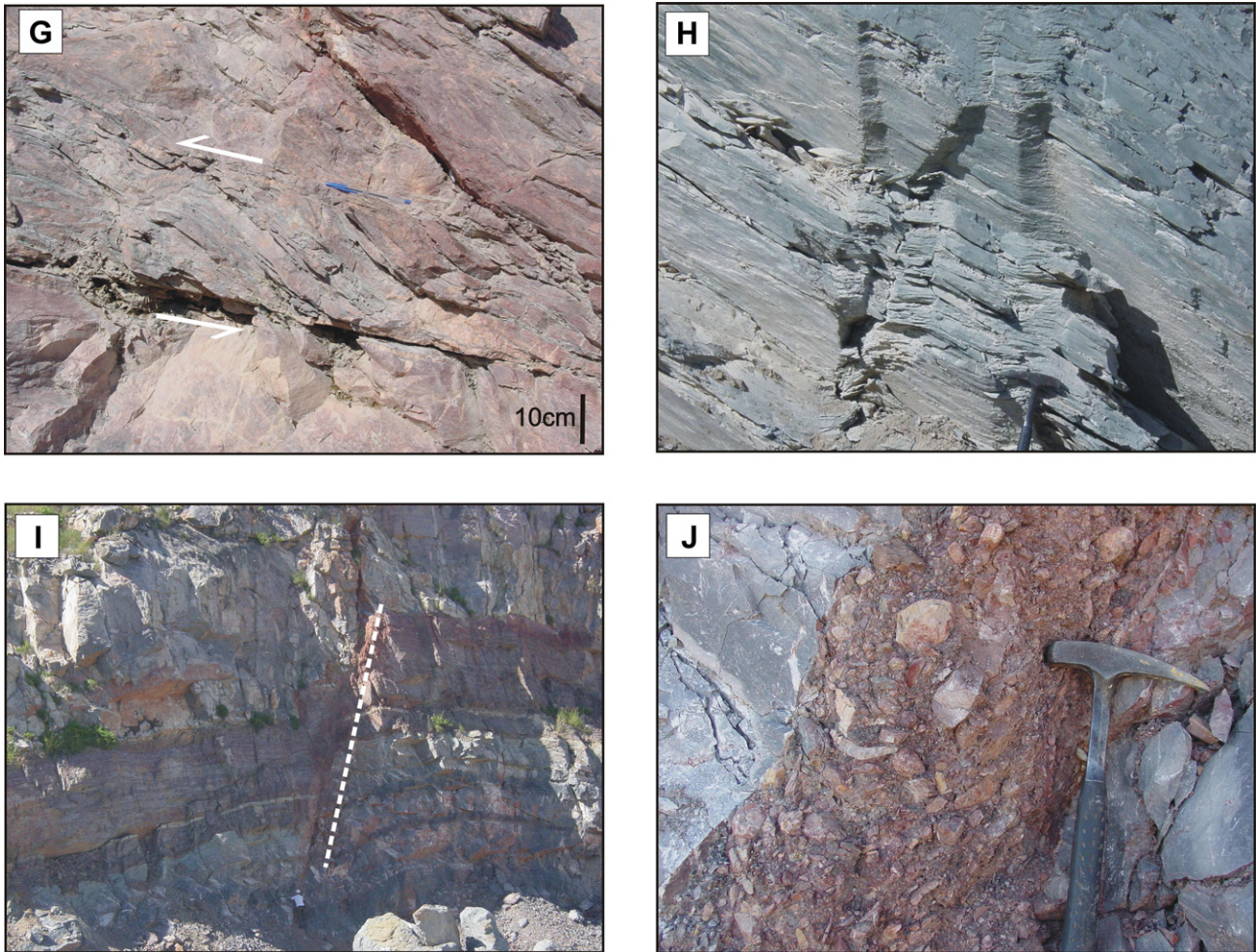


Fig. 5. (continued).

B, C and D) formed by the orientation of very fine sericite-chlorite grains. This mineral association and the absence of other metamorphic minerals (e.g., biotite) characterize a low metamorphic grade (greenschist facies, chlorite zone). This slaty cleavage has an average dip of 56° at an azimuth of 290° (Fig. 7B) and frequently cuts the sedimentary stratification (S_0) at an angle.

The sedimentary stratification (S_0) is more prominent in the impure carbonates, where it is marked by alternating layers with variable siliciclastic and carbonate contents (Fig. 5A). The bedding poles fit to a girdle in the stereonet, indicating a mean fold axis plunging 14° at an azimuth of 358° (Fig. 7A). The S_1 cleavage is in the axial-plane position. The intersection of lineations between S_0 and S_1 confirms this pattern, with an average plunge of 28° at an azimuth of 352° (Fig. 7C).

The northwest and central-eastern portions of the mine expose tight overturned folds with an axial plane that dips to the west (Fig. 5D). Most of this area is located within an inverted fold limb on top of sub-horizontal basal thrust faults.

In the southern portion of the mine, the fold pattern changes to a succession of more open antiforms and synforms (Fig. 5E). The fold axis and axial-plane foliation gradually pass from N–S in the northern portion of the mine to NNE in the southern portion (Fig. 4), which could be explained by a second-generation fold with an approximately E–W trending axial plane and a NW plunging axis, as suggested by the dispersion of S_1 poles and L_1 lineations (Fig. 7B and C). However, there is no additional evidence supporting this interpretation, e.g., axial-plane cleavages with E–W strike.

The thrust faults (Fig. 5F and G) have sub-horizontal undulating planes, which in certain locations make the faults appear extensional, but the continuity of the faults is evident in several places. The ductile-brittle character of these thrusts and the associated S/C structures are consistent with the low metamorphic grade (greenschist facies, chlorite zone) observed in the pelitic rocks. They display attitude (Fig. 7D and E) and kinematic indicators compatible with a sub-horizontal WNW-ESE maximum compressive stress (σ_1) orientation. They further display a transport direction towards ESE compatible with the observed eastward vergences of the D_1 folds and S_1 foliation. The presence of sub-horizontal tension gashes and kink bands with approximately N–S upright axial planes (Fig. 5H) corroborates this interpretation of a sub-horizontal WNW-ESE σ_1 orientation. Brittle normal and transcurrent faults (Fig. 5I and J) cut these structures, but without more precise stratigraphic or chronological data, it is difficult to precisely determine the age of these younger brittle deformation events.

This structural pattern contrasts with that found in other nearby areas. In Tres Cerros and some outcrops along the Paraguay River, such as the Fonciere and Guyrati Ports, the bedding is tilted with dips ranging from horizontal to almost 35° (Fig. 6F) but without apparent evidence of metamorphism or tectonic cleavage development.

However, at the Itapucumí Port located downstream of the Paraguay River, the westernmost quarries show a deformation pattern similar to that found in the Vallemí area. In particular, the deformation includes open to tight asymmetrical folds with upright

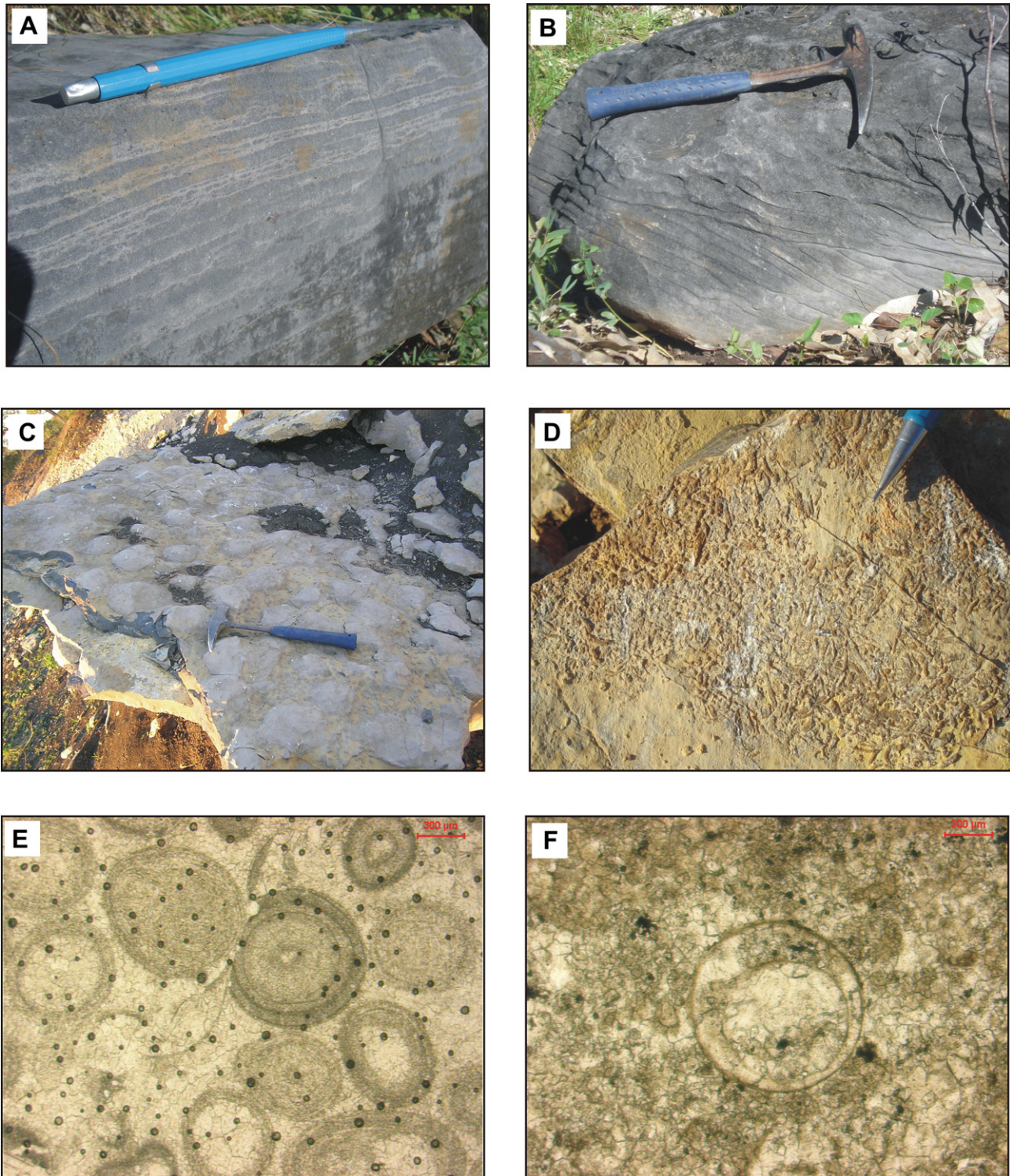


Fig. 6. Field and petrographic features of the undeformed Itapucumí Group domain in the southern Rio Apa Cratonic Block (San Alfredo and Sargento José E. López colonies, Cerro Paiva, Bello Horizonte and Primavera Farms): (A) laminated microbialitic facies composed of laterally continuous and disrupted laminae, occasionally with curls and desiccation cracks; (B) fine-grained grainstone with trough cross-stratification; (C) thrombolitic domes; *Cloudina* occurs in the troughs; (D) lenticular concentration of *Cloudina* shells; (E) photomicrograph of ooid grainstone (small dark circles are bubbles in the mounting medium); and (F) transverse section typical of *Cloudina* shells (note the excentric emplacement of the inner shell).

short limbs, slaty cleavage in the pelitic rocks and en-echelon carbonate-filled tension gashes. It is thus possible that the limit between the western deformed domain and the eastern undeformed domain is nearly N–S where it passes the Vallemí and ItapucumíPorts (Fig. 2).

Outcrops west of the Paraguay River are rare and very difficult to reach, thus impeding a full understanding of the development of deformation in the western area.

On the southeast side of the Rio Apa Cratonic Block, the limit with the Paraguay Belt (the limit between the eastern deformed

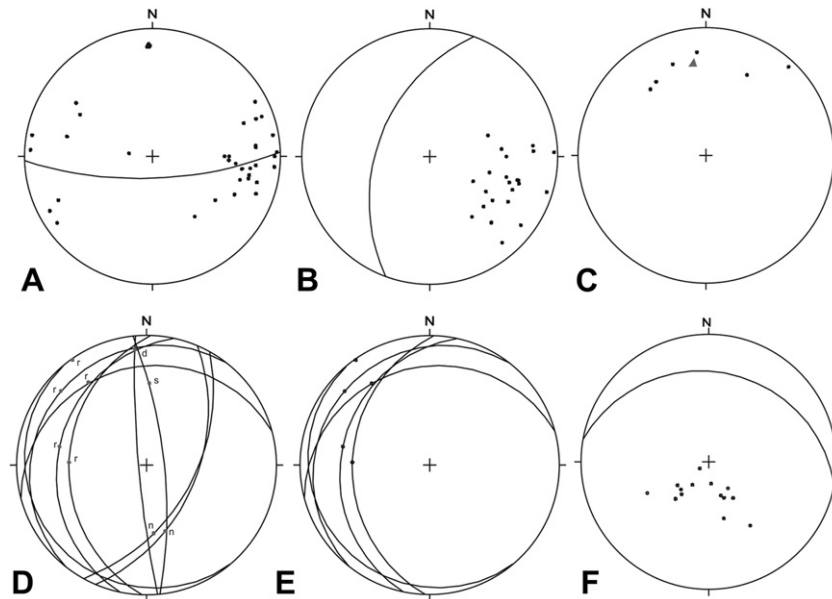


Fig. 7. Stereonets of structural data (Schmidt–Lambert diagram, lower hemisphere), Vallemí Mine: (A) poles of sedimentary stratification (S_0) with the best-fit girdle and pi axis indicated; (B) poles of slaty cleavage (S_1) with average pole and plane indicated; (C) intersection lineations between bedding and slaty cleavage (L_1) with average attitude indicated; (D) measured faults with slickensides represented as great circles and striae represented as points with the following kinematic indications: r: reverse, n: normal, d: dextral, s: sinistral; (E) the reverse faults only; (F) poles of sedimentary stratification in the Tres Cerros region with the average plane indicated.

and western undeformed domains) is roughly located between Sargento José E. López (Paraguay) and Bela Vista (Brazil).

On the south-central portion of the Rio Apa Cratonic Block near San Alfredo, Cerro Paiva, Primavera Farm and the Apa River, the Itapucumí Group (in some places the carbonatic Camba Jhopo Formation) rests unconformably on the basement (Fig. 6), with sub-horizontal to low-dipping bedding (up to 15°).

4. Discussion

The attitudes of fold axes, slaty cleavage (S_1), and axial planes in the Vallemí Mine are similar to those observed in the southern Paraguay Belt (e.g., in the Serra da Bodoquena on the Brazilian side). The most conspicuous difference is the structural vergence shown by the dip of the axial-plane cleavage, the fold asymmetry, and the kinematic indicators that indicate a westward vergence in the Paraguay Belt and an eastward vergence in Vallemí.

The Vallemí region and the southern Paraguay Belt are separated by the Rio Apa Cratonic Block (Figs. 1 and 2), which is overlain in its southern part by sedimentary carbonates of the undeformed domain of the Itapucumí Group. These rocks have been correlated with the Ediacaran Corumbá Group in the southern Paraguay Belt in Brazil based on the occurrence of *Cloudina* fossils in both regions (Boggiani and Gaucher, 2004).

Cloudina is an important index fossil associated with the Precambrian–Cambrian limit. In Oman (Ara Group, Huqf Supergroup), *Cloudina* occurs beneath an ash bed, with a U–Pb zircon concordia age of 542.0 ± 0.3 Ma (Amthor et al., 2003). Similar ages have been obtained for *Cloudina*-bearing carbonates in Namibia (Grotzinger et al., 1995). Fike et al. (2006) consider the first appearance of *Cloudina* to have occurred about 548 Ma. Thus, 542 to 548 Ma can be considered as the age range for this fossil. In Brazil, an average SHRIMP age of 543 ± 3 Ma for zircon in volcanic ash in the Tamengo Formation near Corumbá (Boggiani et al., 2005; Babinski et al., 2008) is consistent with the 542 to 548 Ma range suggested by Fike et al. (2006).

Reliable radiometric ages from Vallemí are still precarious but are also suggestive of an Ediacaran age.

Isotopic analyses of the carbonate rocks from the Vallemí Mine (Kawashita, 1996; Cordani et al., 2005) yielded an average $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value of about 0.7085, which is compatible with the end of the global increase in these values in marine water that occurred in the Ediacaran age (see Halverson et al., 2007). However, the low-grade metamorphism in Vallemí rocks could have affected this result.

The only direct radiometric age available from the Vallemí Mine was a Rb/Sr isochron age obtained by Oliveira (2004) of 517 ± 24 Ma, which was interpreted as the age of an isotopic homogenization event during diagenesis. However, it is also possible to attribute this age to the deformation and metamorphism that these rocks have undergone. If this were the case, the deformation and metamorphism of the Vallemí area would be synchronous with those of the southern Paraguay Belt, with a lower Cambrian age.

Thus, the available age information favors the hypothesis that the Itapucumí carbonate sequences in Vallemí (deformed rocks), San Alfredo (cratonic cover) and the Tamengo Formation in Brazil are chrono-correlated, with the lithologic differences arising as the result of distinct sedimentary settings.

In this context, the existence of a newly recognized Brasiliano mobile belt in the Vallemí region is a reasonable hypothesis. This belt would be parallel and symmetric to the southern Paraguay Belt, both showing centripetal vergence towards the Rio Apa Block.

Much discussion has focused on whether the Rio Apa Block is linked to the Amazonian Craton (e.g., Ruiz et al., 2005). If a new fold belt did exist in the Vallemí region, the Rio Apa Block would represent either a relatively small cratonic fragment in the context of the Western Gondwana orogeny or a narrow promontory of the southern portion of the Amazonian Craton, flanked by two mobile belts (Fig. 1).

The Ediacaran sedimentation age and the Lower Cambrian deformation age of this region are markedly younger than the orogenic ages from the eastern Brasília and Ribeira Belts, with the main peak having an age of about 630 Ma (Trompette et al., 1998;

Brito Neves et al., 1999; Alkmim et al., 2001; Valeriano et al., 2004, 2008). It has been suggested that the Paraguay–Araguaia basin was related to the Brasiliano Orogenic Chain of the Brasília and Ribeira Belts as a foreland basin (Trompette, 1994; Trompette et al., 1998). Another interpretation postulates that the sedimentation of the Paraguay Belt units evolved from a rift to a passive margin (Boggiani, 1998; Gaucher et al., 2003). In this model, an ocean should have existed to the east, but evidence of this ocean would be buried under the Paraná sedimentary basin. However, Woldemichael (2003) suggested the presence of a collision margin between the Rio Apa and Parapanema Cratons based on magnetotelluric and gravimetric data.

Paleomagnetic data (Trindade et al., 2003; Tohver et al., 2006; Cordani et al., 2009) suggest that the Amazonian Craton was not linked to Western Gondwana before Early Cambrian times. In this scenario, the collision between the Amazonian and the remainder of Western Gondwana (e.g., the São Francisco, Congo and Parapanema Cratons) would be responsible for the Paraguay–Araguaia orogeny in the Lower Cambrian. Campanha and Brito Neves (2004) proposed that a WNW–ESE to NW–SE general compression was responsible for the final amalgamation of Western Gondwana during its late stages of convergence.

On the other hand, the sedimentation and deformation ages of the Vallemí region and the Paraguay Belt are similar to the ages of the Pampean (Puncoviscan) Belt in Argentina. This belt is also characterized by Ediacaran sedimentation followed by late Neoproterozoic to Cambrian deformation, magmatism, and metamorphism, with Ordovician and Devonian post-orogenic magmatism (Rapela et al., 2007; Ramos and Coira, 2008; Siegesmund et al., 2009). A western and an eastern branches of the Pampean Belt are recognized, limiting the Pampia Cratonic Block (Fig. 1). The eastern Pampean Belt is a magmatic arc developed over the western border of the Rio de La Plata Craton (Rapela et al., 2007; Ramos and Coira, 2008; Cordani, 2009; Ramos et al., 2010). Thus, E–W compression in the Vallemí region could be related to a western active plate boundary. The deformation of the Vallemí Belt could be the distant expression of the Pampean orogeny and represent the closure of the westernmost Gondwana boundary, including the Pampia, Rio Apa, Rio de La Plata and Parapanema Cratonic Blocks.

5. Conclusions

New structural data from the Itapucumí Group in northern Paraguay strengthen the hypothesis of a new Brasiliano/Pan-African mobile belt on the western margin of the Rio Apa Cratonic Block, with a vergence opposite to that of the southern Paraguay Belt. The confirmation of this idea would have implications for the regional tectonic framework of the region. In particular, the Rio Apa Block would consist of a smaller cratonic fragment surrounded by the southern Paraguay Belt to the east and by the newly proposed mobile belt to the west.

The deformation and metamorphism of the Vallemí area would be synchronous with those of the southern Paraguay Belt and the Pampean Belt, suggesting a lower Cambrian age. The deformation could then be attributed either to the late collision of the Amazonian Craton with the remainder of Western Gondwana or to the western active plate boundary related to the Pampean Belt.

Lithological and structural differences observed between the western (Vallemí) and eastern (San Alfredo) exposures of the Itapucumí Group suggest the division of the Itapucumí Group in Paraguay into two distinct stratigraphic units. Support for this hypothesis requires more detailed stratigraphic and geochronological studies.

Acknowledgements

The authors would like to thank Victor A. Ramos and the anonymous referees for their reviews and suggestions. Financial support for this research came from the CNPq (*Conselho Nacional de Pesquisa do Brasil*; PROSUL Project – Grant 490234/2005–4 to P.C.B.) and FAPESP (*Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo*; Grant 04/012330 to P.C.B.). The authors are indebted to geologist Mr. José Paradedo of INC, PY (National Industry of Cement, Paraguay) for logistic support and geologist Júlio César Galeano Inchausti of the Ministry of Mines and Energy of Paraguay. This paper represents a contribution to IGCP project 478.

References

- Alkmim, F.F., Marshak, S., Fonseca, M.A., 2001. Assembling west Gondwana in the Neoproterozoic: clues from the São Francisco Cráton region, Brazil. *Geology* 29, 319–322.
- Almeida, F.F.M.de., 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), vol. 219. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral, DNPM, 1–96.
- Almeida, F.F.M.de., 1968. Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozoico superior. Anais da Academia Brasileira de Ciências, (Suplemento Simpósio de Manto Superior) 40, 285–296.
- Alvarenga, C.J.S., Trompette, R., 1993. Evolução Tectônica Brasileira da Faixa Paraguai: a Estruturação da Região de Cuiabá. *Revista Brasileira de Geociências* 23 (1), 18–30.
- Alvarenga, C.J.S.de, Moura, C.A.V., Gorayeb, P.S.S., de Abreu, F.A.M., 2000. Paraguay and Araguaia belts. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A. and Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, pp. 183–193.
- Amthor, J.E., Grotzinger, J.P., Schröder, S., Bowring, S.A., Ramezani, J., Martin, M.W., Matter, A., 2003. Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. *Geology* 31, 431–434.
- Araújo, H.J.T., Santos, Neto A., Trindade, C.A.H., Pinto, J.C.A., Montalvão, R.M.G., Dourado, T.D.C., Palmeira, R.C.B., Tassinari, C.C.G. 1982. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL, Folha SF 21, Rio de Janeiro, vol. 28, 23–124.
- Babinski, M.; Boggiani, P.C.; Fanning, M.; Simon, C.M.; Sial, A.N., 2008. U–Pb SHRIMP geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, southern Paraguay belt, Brazil. In: VI South American Symposium on Isotope Geology, San Carlos de Bariloche. Proceedings.
- Boettner, R., 1947. Estudio geológico desde Puerto Foncière hasta Toldo-Cué. *Revista de la Facultad de Química y Farmacia de la Universidad Nacional del Paraguay* 3, 9–14.
- Boggiani, P.C., 1998. Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozoico) – Mato Grosso do Sul. Unpubl. Ph.D. Thesis, University of São Paulo, Brazil, 181 pp.
- Boggiani, P.C., Gaucher, C., 2004. *Cloudina* from the Itapucumí Group (Vendian, Paraguay): Age and Correlations. In: Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic Events in SW-Gondwana, 1, Extended Abstracts, IGCP Project 478, Second Meeting, Brazil, pp. 13–15.
- Boggiani, P.C., Babinski, M., Yamamoto, J.K., Fairchild, T.R., Ricomini, C., Diratgitch, A.A., Liu, D., 2005. U–Pb SHRIMP investigation of ash beds in the Corumbá Group (Ediacaran), Paraguay Belt, Brazil. In: 2nd Symposium on Neoproterozoic – Early Paleozoic Events in southwestern Gondwana, 2, Windhoek – Namibia, Abstracts, IGCP-478, pp. 8–9.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C., Fuck, R.A., 1999. From Rodinia to western Gondwana; an approach to the Brasiliano-Pan African cycle and orogenic collage. *Episodes* 22 (3), 155–166.
- Campanha, G.A.C., Brito Neves, B.B., 2004. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian Shield. *Episodes* 27 (4), 255–259.
- Clerici, A.M.V.C., 1986. Reavaliação da Geologia do Paraguai Oriental. Unpubl. Ph.D. Thesis, University of São Paulo, Brazil, 141 pp.
- Cordani, U.G., Oliveira, D.M., Boggiani, P.C., 2005. Caracterização geoquímica das rochas carbonáticas neoproterozóicas do Mato Grosso do Sul e Paraguai. In: X Congresso Brasileiro de Geoquímica e II Simpósio de Geoquímica dos Países do Mercosul, Porto Galinhas, Pernambuco, CD-ROM.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research* 15, 396–407.
- Cordani, U.G., 2009. From Rodinia to Gondwana: tectonic significance of the Transbrasiliano Lineament. In: Simpósio 45 anos de geocronologia no Brasil, Boletim de Resumos Expandidos, São Paulo, pp. 32–40.
- DSGMP – Dirección de Servicio Geográfico Militar de Paraguay, 1993. Mapa Oficial de la Republica del Paraguay, escala 1:2.000.000, 11a ed.
- DuGraty, A., 1865. *La Republique de Paraguay*, 2a ed. C. Muquardt, Brussels, 407 pp.
- Eckel, E.B., 1959. *Geology and Mineral Resources of Paraguay: A Reconnaissance*, vol. 327. USGS Professional Papers, pp. 1–110.
- Fike, D.A., Grotzinger, J.P., Pratt, L.M., Summons, R.E., 2006. Oxidation of the Ediacaran Ocean. *Nature* 444, 7447.
- Gaucher, C., Boggiani, P.C., Sprechmann, P., Sial, A.N., Fairchild, T.R., 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá

- Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiological implications. *Precambrian Research* 120, 241–278.
- Gorokov, I.M., Semikhatov, M.A., Baskakov, A.V., Kutuyavin, E.P., Mel'nikov, N.N., Sochava, A.V., Turchenko, T.L., 1995. Sr isotopic in Riphean, Vendian, and lower Cambrian carbonates from Sibéria. *Stratigraphy and Geological Correlation* 3 (1), 1–28.
- Grotzinger, J.P., Bowring, S.A., Saylor, B.Z., Kaufman, A.J., 1995. Biostratigraphic and Geochronologic constraints on Early Animal evolution. *Science* 270, 598–604.
- Halverson, G.P., DudásÖ, F., Maloof, A.C., Bowring, S.A., 2007. Evolution of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of Neoproterozoic seawater. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 256, 103–129.
- Harrington, H.J., 1950. *Geología del Paraguay Oriental*. Contribuciones Científicas la Facultad de Ciencias Exactas. Físicas y Naturales de Buenos Aires, 82 pp.
- 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.
- Kawashita, K., 1996. Rochas carbonáticas neoproterozóicas da América do Sul: idades e inferências quimioestratigráficas. Unpubl. Ph.D. Thesis, University of São Paulo, Brazil, 126 pp.
- Kröner, A., Cordani, U.G., 2003. African, southern Indian and South American cratons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics* 375, 325–352.
- Lacerda Filho, J.V., Valente, C.R., Lopes, R.C., Oliveira, I.W.B., Oliveira, C.C., Sachs, L.L.B., Silva, V.A., Batista, I.H., 2004. Folha Campo Grande SF 21, escala 1:1.000.000. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, CD ROM.
- Litherland, M., Annells, R.N., Appleton, J.D., Berrangé, J., Bloonfield, K., Burton, C.C.J., Darbyshire, D.P.F., Fletcher, C.J.N., Hawkins, M.P., Klink, B.A., Llanos, A., Mitchell, W.I., O'connor, E.A., Pitfield, P.E.J., Power, G., Weeb, B.C., 1986. The Geology and Mineral Resources of the Bolivian Precambrian Shield. In: *Overseas Memoir*, vol. 9. British Geological Survey, London, 153 pp.
- Oliveira, D.M. de, 2004. Caracterização geoquímica elementar e isotópica de rochas carbonáticas neoproterozóicas: inferências quimioestratigráficas – sequências sedimentares do Mato Grosso do Sul e Paraguai. Unpubl. undergraduate monograph, University of São Paulo, Brazil, 58 pp.
- Putzer, H., 1962. *Geologie Von Paraguay*. Gebrüder Borntraeger, Berlin–Nikolassee, 118 pp.
- Ramos, V.A., Coira, B., 2008. Evolución Tectónica Preandina de la Provincia de Jujui y areas aledañas. In: *Relatorio del XVII Congreso Geológico Argentino*, Jujui, pp. 401–417.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., 2010. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics* 50, 243–255.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C., Fanning, C.M., 1998. The Pampean orogeny of the southern proto-Andes: evidence for Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Special Publication, vol. 142. Geological Society of London, pp. 181–217.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C., Dahlquist, J., 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews* 83, 49–82.
- Ruiz, A.S., Simões, L.S.A., Brito Neves, B.B., 2005. Maciço Rio Apa: Extremo Meridional do Cráton Amazônico. In: *X Simpósio de Estudos Tectônicos, Anais do X Simpósio de Estudos Tectônicos*, Curitiba, vol. 1, pp. 301–304.
- Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R., Asmus, H., 1981. Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente. DNPM, Brasília, escala 1:2.500.000.
- Siegesmund, S., Steenken, A., Martino, R.D., Wemmer, K., Luchi, M.G.L., Frei, R., Presnyakov, S., Guerreschi, A., 2009. Time constraints on the tectonic evolution of the eastern Sierras Pampeanas (Central Argentina). *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)* (published online: 19 August 2009).
- Tohver, E., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., 2006. Paleomagnetic record of Africa and south America for the 1200–500 Ma interval, and evaluation of Rodinia and Gondwana assemblies. *Precambrian Research* 147, 193–222.
- Trindade, R.I.F., Font, E., D'Agrella-Filho, M.S., Nogueira, A.C.R., Riccomini, C., 2003. Low-latitude and multiple geomagnetic reversals in the Neoproterozoic Puga cap carbonate, Amazon craton. *Terra Nova* 15, 441–446.
- Trompette, R., 1994. *Geology of Gondwana (2000–500 Ma)*. Brasiliano/Pan-African Aggregation of South America and Africa. Balkema, Rotterdam, 350 pp.
- Trompette, R., Alvarenga, C.J.S., Walde, D., 1998. Geological evolution of the Neoproterozoic Corumbá graben system (Brazil). Depositional context of the stratified Fe and Mn ores of the Jacadigo group. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 587–597.
- Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.A., Seer, H.J., Simões, L.S.A., 2004. U–Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research* 130, 27–55.
- Valeriano, C.M., Pimentel, M.M., Heilbron, M., Almeida, J.C.H., Trouw, R.A.J., 2008. Tectonic Evolution of the Brasília Belt, Central Brazil, and Early Assembly of Gondwana, vol. 294. Geological Society, London, Special Publications, pp. 197–210.
- Wiens, F., 1986. Zur lithostratigraphischen, petrographischen und strukturellen entwicklung des Rio Apa-Hochlandes, Nordost-Paraguay. *Clauthaler Geowissenschaftliche Dissertationen*, vol. 19, 280 pp.
- Woldemichael, S.F. 2003. Estruturas geotectônicas crustais da bacia do Pantanal e Faixa Paraguai: implicações tectônicas. Unpubl. Ph.D. Thesis, University of São Paulo, Brazil, 189 pp.

ANEXO 2 - *“First occurrence of in situ Cloudina, thrombolites, and possible soft-bodied organisms in Ediacaran sediments (Itapucumi Group, Paraguay).”* Artigo submetido para o periodico *Terra Nova*.

First occurrence of *in situ* *Cloudina*, thrombolites, and possible soft-bodied organisms in Ediacaran sediments (Itapucumi Group, Paraguay)

L. V. Warren^{1*}, T. R. Fairchild¹, C. Gaucher², P. C. Boggiani¹, D. G. Poiré³, L. E. Anelli¹, J. C. G. Inchausti⁴.

¹*Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo (USP), Rua do Lago, 562, São Paulo, 05508-080, BR.* ²*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, calle Iguá 4225, Montevideo, 11400, UY.* ³*Centro de Investigaciones Geológicas, UNLP-CONICET, calle 1, n. 644, La Plata, 1900, AR.* ⁴*Viceministerio de Minas y Energía, Ministerio de Obras Publicas y Comunicaciones, calle Oliva, n. 411, Assunción, 1221, PY.*

ABSTRACT

An assemblage of *in situ* *Cloudina*, thrombolites, an ichnofossil (cf. *Planolites*), and a possible body fossil (*Nimbia?*), together with fragments of *Corumbella weneri* is here reported from a shallow, tidally influenced, lagoonal setting on a carbonate ramp within the Itapucumi Group, Paraguay. The association of *Cloudina* with thrombolites is comparable to other terminal Neoproterozoic occurrences, but the co-existence of *in situ* shelly and soft-bodied organisms is apparently unique. This discovery is of considerable importance for elucidating the diversity, distribution and paleoecology of shelled organisms in late Ediacaran time.

INTRODUCTION

Recent years have seen significant advances in our understanding of climatic, tectonic, and evolutionary events that marked the end of the Neoproterozoic era. Low-latitude glaciation (Hoffman *et al.*, 1998; Hoffman and Schrag, 2002) and the breakup of the supercontinent Rodinia (Hoffman, 1999; Li *et al.*, 2008) set the stage for the appearance of

increasingly varied macroscopic organisms (Grotzinger *et al.*, 1995; Knoll and Carroll, 1999; Grey *et al.* 2003) and the subsequent escalation of the biosphere in surficial geological processes (Knoll and Bambach, 2000). It was in this context that the putative macroscopic metazoans of the Ediacara biota appeared around 575 Ma (Narbonne and Gehling, 2003), followed at about 550 Ma by the worldwide advent of organisms capable of producing mineralized skeletal parts, likely in response to predation (Germs, 1972; Grant, 1990; Hofmann and Mountjoy, 2001; Bengtson, 2002). These innovations elevated ecologic dynamics to a new plateau, which triggered the explosive radiation of shelly faunas at the beginning of the Cambrian.

Initial access to this plateau is marked by the widespread occurrence of calcareous bioclasts of the late Ediacaran tubular shelly fossil *Cloudina* in grainstones from wave- or tide-dominated depositional settings, but it is more faithfully represented by the associations of skeletal remains of *Cloudina* spp. and *Namacalathus*, with or without *Namapoikia* and possible calcareous algae, in microbial build-ups (stromatolites, thrombolites) in Namibia (Nama Group), Canada (Miette Group), and Oman (Huqf Supergroup), as well as by associations of *Cloudina* and *Corumbella* in Brazil (Corumbá Group) and *Cloudina* and *Sinotubulites* in China (Dengying and Gaojiashan formations) (Hahn *et al.*, 1982; Zaine and Fairchild, 1987; Wood *et al.*, 2002; Hua *et al.*, 2007). This evidence suggests that *Namacalathus* inhabited microbial bioherms and *Cloudina*, low-energy settings protected by microbial build-ups (Conway-Morris *et al.*, 1990; Hofmann and Mountjoy, 2001; Grotzinger *et al.*, 2000) or banks of ooids (Oliveira, 2010).

Although fragments of *Cloudina* were previously reported by Boggiani and Gaucher (2004) from float samples in the Itapucumi Group of eastern Paraguay, the discovery of outcrops containing whole shells of *Cloudina* preserved *in situ*, together with concentrated bioclasts of *Cloudina* and scattered fragments of the supposed scyphozoan *Corumbella*, in association with thrombolitic biostromes, corroborates previous observations and extends the geographic range of *Cloudina* and, more significantly, *Corumbella* as well (Hahn *et al.*, 1982; Zaine and Fairchild, 1985; Grant, 1990; Zaine, 1991; Gaucher, 2000; Gaucher *et al.*, 2005), but also opens an important new frontier in South America for research on the paleobiology and paleogeography of late Neoproterozoic skeletal fossils.

Cloudina has long been known in the Tamengo Formation in southwestern Brazil, generally in grainstones and more rarely as fragments in poorly fossiliferous, thinly bedded rhythmic fine grainstones and marls. Shales in this formation harbour *Corumbella wernerii*,

vendotaenids and a depauperate *Bavlinella*-dominated acritarch assemblage (Zaine, 1991; Gaucher *et al.*, 2003). In Uruguay, *Cloudina*, putatively in living position, has been reported in siltstones of the Yerbal Formation, Arroyo del Soldado Group (Gaucher and Sprechmann, 1999; Gaucher, 2000) and better preserved, silicified specimens have been observed in limestones of the overlying Polanco Formation. Siltstones of the Yerbal Formation also host other skeletal fossils, the most notable being *Titanotheca coimbrae*, interpreted as an agglutinated foraminifer, and *Waltheria marburgensis*, purportedly possessing a phosphatic shell (Gaucher, 2000). *Cloudina* has also been reported from limestones of the Loma Negra Formation in Tandilia, Argentina (Gaucher *et al.*, 2005).

We document here for the first time in South America *Cloudina* preserved *in situ* with thrombolites and microbial mats from two localities 10 km apart in the Itapucumi Group in Paraguay (22° 46.18'S / 57° 29.10'W; 22° 42.57'S / 57° 30.35'W), an association analogous to others previously described in Namibia, Canada, and Oman (Germs, 1972; Grant, 1990; Conway-Morris *et al.* 1990). Fragments of *Corumbella weneri* at both localities significantly extend the geographic range of this species outside its type area of Corumbá, southwestern Brazil, southward by approximately 400 km. Worldwide, the only other fossils attributed to *Corumbella* are two poorly preserved specimens, presumably of a different species, in sandstones of the Wood Canyon Formation, California (Hagadorn and Waggoner, 2000).

GEOLOGICAL SETTING

The Itapucumi Group (Harrington, 1950) crops out within the Rio Apa Block in an area 40 by 60km east of and paralleling the Paraguay river in northeastern Paraguay (Fig. 1A). It grades upward from mostly terrigenous rocks at its base to oolitic and clastic limestones and marls. Despite the intense deformation of this group to the west, its similarity, in the east, to the Tamengo Formation of southwest Brazil has long sustained the suspicion that the two groups are correlatable. The presence of the index fossil *Cloudina* in both successions confirms their correlation and indicates latest Ediacaran age (548-542 Ma, Grotzinger *et al.* 1995, Amthor *et al.* 2003), an age corroborated by recent geochronological work by Babinski *et al.* (2008) and Boggiani *et al.* 2010.

Fossils were found in two outcrops from the eastern portion of Itapucumi Group exhibiting massive to cross-stratified calcareous grainstone facies, followed by heterolithic facies

of grainstones and calcareous mudstones (Fig. 1B) and tidal bundle stratification. Intercalated within these facies are centimeter-thick beds of intraformational breccias, including tepee structures, and laminated microbialites plus domed thrombolitic biostromes. These biostromes consist of laterally extensive, relatively low domes (up to 10 cm in relief) and irregular nodules, covered by lime mud (containing dispersed grains of quartz sand) and minimally abraded, platy microbial intraclasts evidently eroded from nearby microbial mats and thrombolites and redeposited without imbrication. The microbial mats were exposed periodically, as evidenced by the tepee structures and intraformational breccias. This facies association is thus interpreted as representative of a shallow-water intertidal to supratidal setting on a carbonate ramp.

FOSSIL DESCRIPTION

The fossils identified here as *Cloudina* consist of fragmented to entire, straight to markedly curved, generally cylindrical tubes, closed at their rounded proximal (basal) end and open distally (Fig. 2A-C), that were preserved parallel, perpendicular or slightly oblique to bedding surfaces. The succession of nested, eccentrically emplaced, ring-like wall segments observed in these specimens is typical of the genus *Cloudina* Germs, 1972. Wall segments do not always overlap regularly and may flare outward slightly at their distal ends (Fig. 2B-D), thus imparting an annular ornamentation to the tubes. In transverse cross-section the tubes are slightly elliptical to circular with diameters from 1.0 to 3.5 mm. Complete specimens may reach 35 mm in length (Fig. 2A, G-I). These fossils, smaller than *C. hartmannae* Germs, 1972, and larger than *C. riemkeae* Germs, 1972, from Namibia, are comparable to the species *Cloudina lucianoii* (Beurlen and Sommer), 1987 of the Tamengo Formation, to which they are here assigned (Beurlen and Sommer 1957; Zaine and Fairchild, 1985). The specimens of *Corumbella* in the Itapucumi Group occur as fragments of flattened tubes of uniform width, between 1.4 and 2.9 mm, and varied length, 3.0 to 4.6 mm, made up of articulated, non-phosphatic, non-calcareous, apparently organic, annular elements, approximately four per millimeter of length.

Submillimetric, lath-like isolated rings, no thicker than 0.25 mm (Fig. 2E and F), possibly correspond to rod-like skeletal elements in conulariid scyphozoan cnidarians (Babcock *et al.* 2005). These fossils are attributed to *Corumbella weneri* Hahn *et al.*, 1982, first described from the Tamengo Formation, rather than to a possible second species, *Corumbella* sp., proposed for

two specimens in sandstones from the Wood Canyon Formation, California, USA (Hagadorn and Waggoner, 2000).

A single, slightly curved, unornamented, unbranched, linear horizontal structure preserved in positive hyporelief (Fig. 2L) is interpreted as a feeding trace made by a soft-bodied worm-like organism near the sediment-water interface. This structure is 27.1 mm long and varies in width from 2.5 mm at one extremity to 5.3 mm at the other. A slightly offset central depression divides the structure longitudinally into two unequal lobes (Fig. 2L), possibly the result of the collapse of the burrow belonging to the ichnogenus *Planolites*. It occurs with abundant *in situ* shells and fragments of *C. lucianoi*, and, like them, was preserved by rapid burial.

The elliptical structure measuring 6.6 by 8.6 mm preserved in positive hyporelief in fine grainstone illustrated in Fig. 2M exhibits slightly elevated borders 1.7 mm wide and a central, slightly elevated elliptical structure, 3.8 by 1.3 mm. Like other simple depressions in Ediacaran rocks, this object is tentatively considered the mold of a soft-bodied organism, possibly a medusoid cnidarian (Fedonkin, 1980), and is here considered a dubiofossil (see Hofmann, XXX) possibly akin to *Nimbia occlusa* Fedonkin, 1980.

Millimetric to centimetric fragments of poorly preserved, elongate, unornamented tubular structures varying in diameter between medial and apical portions were observed in depressions between thrombolitic domes (Fig. 2N). Although they may represent poorly preserved *C. lucianoi*, other possible affinities (calcareous algae?), are under investigation.

DISCUSSION

Fossils in the Itapucumi Group include abundant fragments and complete specimens of *Cloudina*, much less abundant, short segments of *Corumbella*, and single specimens of an ichnofossil and a dubiofossil similar to *Nimbia occlusa* Fedonkin, 1980 (Fig. 2C-N). Shells of *Cloudina* form thin, lenticular coquina in shallow tidal channels and in troughs between low-amplitude wave and current ripples. Additionally, *Cloudina* occurs in very fine grainstones between thrombolitic domes as fragments but also, and more importantly, disarticulated segments and prostrate whole specimens (Fig. 2H-I), at least two of which exhibit were anchored in the sediment. As clearly shown by the spar-filled tubes of *Cloudina* evident on the irregular vertical fracture plane in fig. 3. This observation suggests that at least part of the circular sections of shells on the bedding plane (Fig. 2H) are *in situ* basal (proximal) portions of shells. These

features indicate that these fossils were preserved in place as obrution deposits, possibly as overwash fans when unconfined suspended lime mud and fine calcareous sand smothered the protected areas associated with the thrombolitic domes. The great majority of the shells consists of tubes filled by sparry calcite, which we interpret as representing organisms killed by the burial event, the carcass effectively blocking infilling of the shell by sediment until after necrolysis. The resulting void was later filled by sparry calcareous cement.

Corumbella, on the other hand, occurs as parautochthonous/allochthonous fragments and disarticulated segments along with fragmented *Cloudina*, a situation previously described, but very rare, in the Tamengo Formation, near Corumbá (Zaine, 1991). The differences observed in abundance and biostratigraphic signatures in the fossil assemblages of the Itapucumi Group reflect differences in habitat preference - protected carbonate settings for *Cloudina* and shaley settings for *Corumbella weneri*, as evident in the type locality in the Tamengo Formation (Zaine, 1991; Babcock *et al.*, 2005), and the rigidity of the shells of *Cloudina* and greater flexibility of the skeleton in *Corumbella*.

The present discovery thus provides the fourth example of coquinoïd limestones containing *Cloudina* plus at least one other skeletal fossil in association with microbial buildups on Neoproterozoic carbonate platforms, albeit on a smaller scale than in Namibia, Canada, and Oman. For example, the *Cloudina-Namacalathus* associations in the thrombolites/stromatolites in Namibia and Oman, and probably in Canada (Hofmann and Mountjoy, 2001), extend for several kilometers as bioherms/biostromes tens to hundreds of meters thick. In the Itapucumi Group, as in the examples cited above, the microbialites may extend for up to 10 km, the distance between the two studied sections, but are no more than 10 m thick. Despite evidence of current action in the reef-like buildups in Namibia and the platy stromatolites and bioherms in Canada, the commonly good preservation of the thin-walled calcareous shells at all four localities, suggests that *Cloudina* (and *Namacalathus*) either grew within the buildups themselves or were derived from nearby protected areas.

CONCLUSIONS

The Itapucumi Group contains a late Ediacaran assemblage of shelly fossils including *in situ* individuals and fragments of the index fossil *Cloudina* plus fragments of *Corumbella weneri*, reported here for the first time outside its type area. This assemblage is associated with

thrombolitic microbialites, an ichnofossil and a possible soft-body impression . This discovery thus corroborates previous reports of the co-existence of well-preserved *Cloudina* with microbialites in Africa, Oman and Canada and with simple trace fossils in China. It also significantly extends the geographic range of the *Cloudina-Corumbella* association in South America , indicating that *Corumbella* is more common in the *Cloudina* biozone in western Gondwana than previously registered. Moreover, the presence of *in situ* presence of skeletal organisms, trace fossils and a possible *Nimbia*-like body mold represents the first example of these fossil types in the same Ediacaran strata. Evidently, at least locally, there were no ecological barriers impeding the coexistence of soft-bodied and shelly animals in the same environment. Hence, the lack of similar fossil assemblage in the paleontological record likely reflects differences in the sedimentation and taphonomic processes. Thus, the Itapucumi assemblage represents a potential landmark in South American paleontology that may provide important new perspectives on late Ediacaran paleoecology.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors thank the Viceministerio de Minas y Energía de Paraguay for logistic support in the field; and IGCP – 478 “Neoproterozoic-Early Events in SW Gondwana”, CNPq and CAPES for financial support.

REFERENCES

- Amthor, J.E., Grotzinger, J.P., Schröder, S., Bowring, S.A., Ramezani, J., Martin, M.W., Matter, A., 2003. Extinction of *Cloudina* and *Namacalathus* at the Precambrian-Cambrian boundary in Oman. *Geology*, **31**(5), 431-434.
- Babcock, L.E., Grunow A.M., Sadowski G.R., Leslie S.A., 2005. *Corumbella*, an Ediacaran-grade organism from the Late Neoproterozoic of Brazil. *Palaeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **220**, 7-18.
- Babinski, M., Boggiani, P.C., Fanning, C.M., Fairchild, T.R., Simon, C.M., Sial, A.N., 2008. U-PB SHRIMP geochronology and isotope chemostratigraphy (C, O, Sr) of the Tamengo Formation, Southern Paraguay Belt, Brazil. In: *VI South American Symposium on Isotope Geology*, San Carlos de Bariloche, *Abstracts*, pp. 160.
- Bengtson, S., 2002. Origins and early evolution of predation. *Paleont. Soc. Papers*, **8**, 289-317.

- Beurlen, K., and Sommer, F.W., 1957. Observações estratigráficas e paleontológicas sobre o Calcário Corumbá. *DNPM, Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, **168**, 1-35.
- Boggiani, P.C., and Gaucher, C., 2004. *Cloudina* from the Itapucumi Group (Vendian, Paraguay): age and correlations. In: *1st Symposium on Neoproterozoic - Early Paleozoic Events in SW-Gondwana*, São Paulo-Brazil, Abstracts, pp. 13-15.
- Boggiani, P.C., Gaucher, C., Sial, A.N., Babinski, M., Simona, C.M., Riccomini, C., Ferreira, V.P., Fairchild, T.R., 2010. Chemostratigraphy of the Tamengo Formation (Corumbá Group, Brazil): A contribution to the calibration of the Ediacaran carbon-isotope curve. *Precambrian Res.*, **182**, 382-401.
- Conway-Morris, S., Mattes, B.W., and Menge, C., 1990. The early skeletal organism *Cloudina*: new occurrences from Oman and possibly China. *Am. J. Sci.*, **290**, 245-260.
- Fedonkin, M.A., 1980. Novye predstaviteli dokembriyskikh kishchnopolostnykh na severe Russkoy platformy (New Precambrian Coelenterata in the north of Russian platform). *Paleont. Zhurnal*, **2**, 7-15.
- Gaucher, C., 2000. Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria*, **26**, 1-120.
- Gaucher, C., Poiré, D.G., Gómez Peral, L., and Chiglino, L., 2005, Litoestratigrafía, bioestratigrafía y correlaciones de las sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico del Cratón del Rio de la Plata (Uruguay y Argentina). *Lat. Am. J. S. Basin. Ana.*, **12**, 145-160.
- Gaucher, C., Boggiani, P.C., Sprechmann, P., Sial, A.N., and Fairchild, T., 2003. Integrated correlation of the Vendian to Cambrian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Res.*, **120**, 241-278.
- Gaucher, C., and Sprechmann, P., 1999. Upper Vendian skeletal fauna of the Arroyo del Soldado Group, Uruguay. *Beringeria*, **23**, p. 55-91.
- Germis, G.J.B., 1972. New shelly fossils from Nama Group, South West Africa. *Am. J. Sci.*, **272**, 752-761.
- Grant, S.W.F., 1990. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the terminal Proterozoic. *Am. J. Sci.*, **290**, 261-94.

- Grey, K., Walter, M.R., and Calver, C.R., 2003. Neoproterozoic biotic diversification: Snowball Earth or aftermath of the Acraman impact? *Geology*, **31**, 459-462.
- Grotzinger, J.P., Bowring, S.A., Saylor, B.Z., and Kaufman, A.J., 1995. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science*, **270**, 598-604.
- Grotzinger, J.P., Watters, W.A., and Knoll, A.H., 2000. Calcified metazoans in thrombolite stromatolite reefs of the terminal Proterozoic Nama Group, Namibia. *Paleobiol.*, **26**, 334-359.
- Hagadorn, J.W., and Waggoner, B., 2000. Ediacaran fossils from the southwestern Great Basin, United States. *J. Paleont.*, **74**, 349-359.
- Hahn, G., Hahn, R., Leonardos, O.H., Pflug, H.D., and Walde, D.H.G., 1982. Körperlich erhaltene Scyphozoen-Reste aus dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geol. et Paleont. [Marburg]*, **16**, 1-18.
- Harrington, H.J., 1950. *Geología del Paraguay Oriental*. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, Contribuciones Científicas, Buenos Aires.
- Hoffman, P.F., Kaufman, A.J., Halverson, G.P., and Schrag, D.P., 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. *Science*, **281**, 1342-1346.
- Hoffman, P.F., 1999. The break-up of Rodinia, birth of Gondwana, true polar wander and the snowball Earth. *J. Afri. E. Sci.*, **28**, 17-33.
- Hoffman, P.F., and Schrag, D.P., 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. *Terra Nova*, **14**, 129-155.
- Hofmann, H.J., and Mountjoy, E.W., 2001. *Namacalathus-Cloudina* assemblage in Neoproterozoic Miette Group (Byng Formation), British Columbia: Canada's oldest shelly fossils. *Geology*, **29**, 1091-1094.
- Hua, H., Zhe, C., and Xunlay, Y., 2007. The advent of mineralized skeletons in Neoproterozoic Metazoa - new fossil evidence from the Gaojiashan Fauna. *Geol. J.*, **42**, 263-279.
- Knoll, A.H., and Carroll, S.B., 1999. Early animal evolution: emerging views from comparative biology and geology. *Science*, **284**, 2129-2137.
- Knoll, A.H., and Bambach, R.K., 2000. Directionality in the history of life: diffusion from the left wall or repeated scaling of the right? *Paleob.*, **26**, 1-14.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, D.P., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lu, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K., and Vernikovsky, V., 2008. Assembly,

configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Res.*, **160**, 179-210.

Narbonne, G.M., and Gehling, J.G., 2003. Life after snowball: the oldest complex Ediacaran fossils. *Geology*, **31**, 27-30.

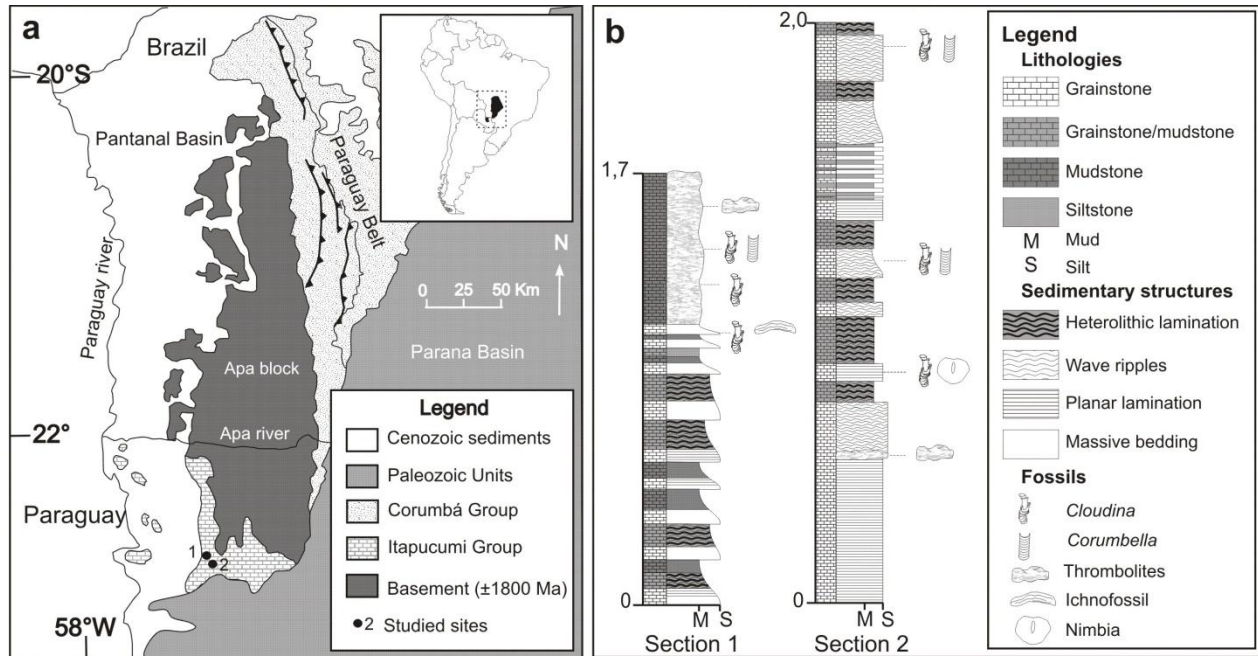
Oliveira, R.S., 2010. Depósitos de rampa carbonática ediacarana do Grupo Corumbá, região de Corumbá, Mato Grosso do Sul. Unpubl. Master's thesis, Universidade Federal do Pará, Belém, 88 pp.

Wood, R.A., Grotzinger, J.P., and Dickson, J.A.D., 2002. Proterozoic modular biomineralized metazoan from the Nama Group, Namibia. *Science*, **296**, 2383-2386.

Zaine, M.F., and Fairchild, T.R., 1985. Comparison of *Aulophycus luciano* Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus *Cloudina* Germs, Ediacaran of Namibia. *An. da Aca.Bras. de Ciên.*, **57**, 130. Zaine, M.F. & Fairchild, T.R., 1987. Novas considerações sobre os fósseis da Formação Tamengo, Grupo Corumbá, SW Brasil. In: CONG. BRAS. PALEO., 10, *Anais*, Rio de Janeiro, RJ. Sociedade Brasileira de Paleontologia, v.2, p. 797-807 .

Zaine, M.F., 1991. Análise dos fósseis de parte da Faixa Paraguai (MS, MT) e seu contexto temporal e paleoambiental. Unpubl. Doctoral dissertation, Universidade de São Paulo, São Paulo, 218 pp.

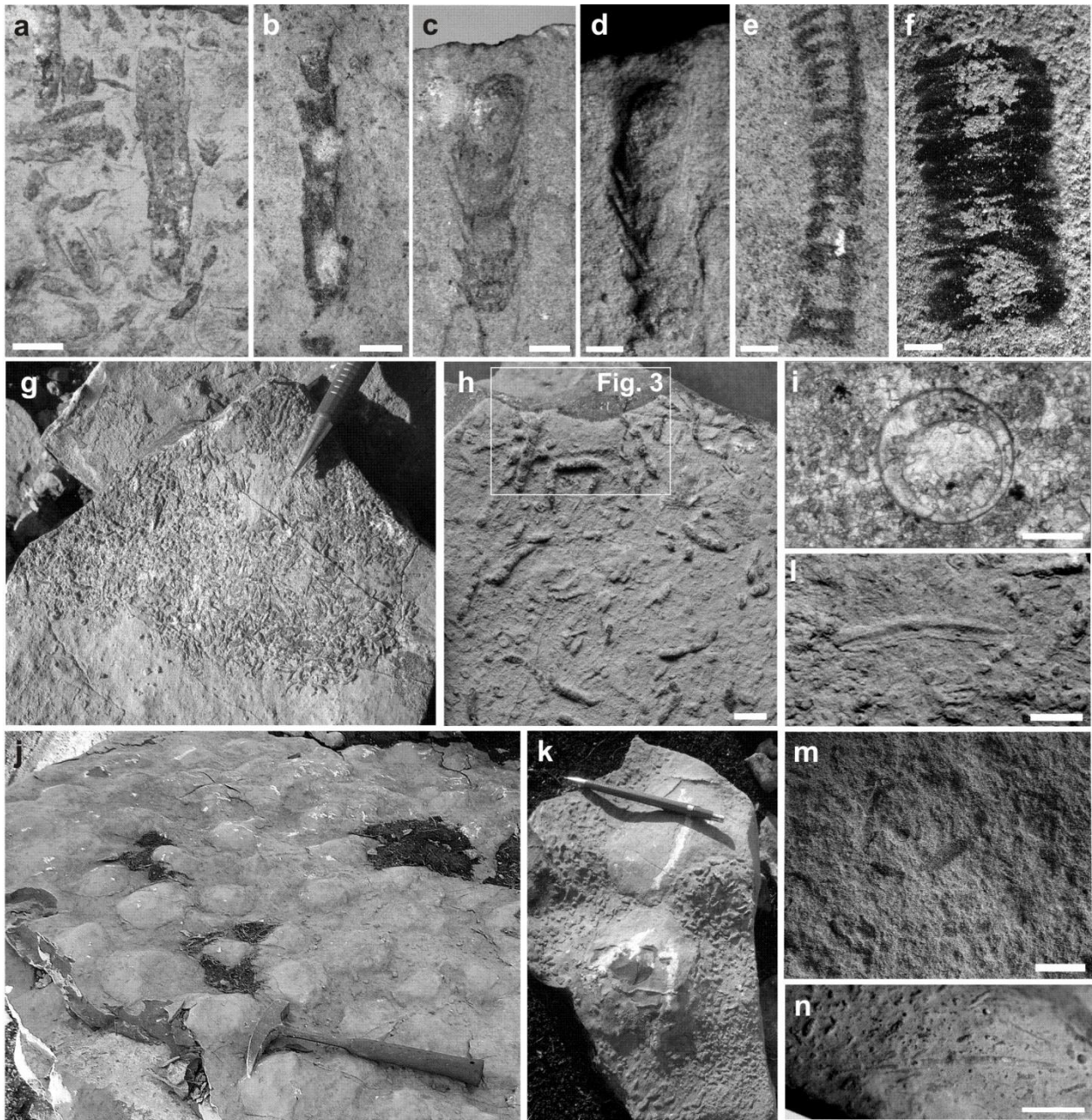
FIGURES



Warren *et al.*

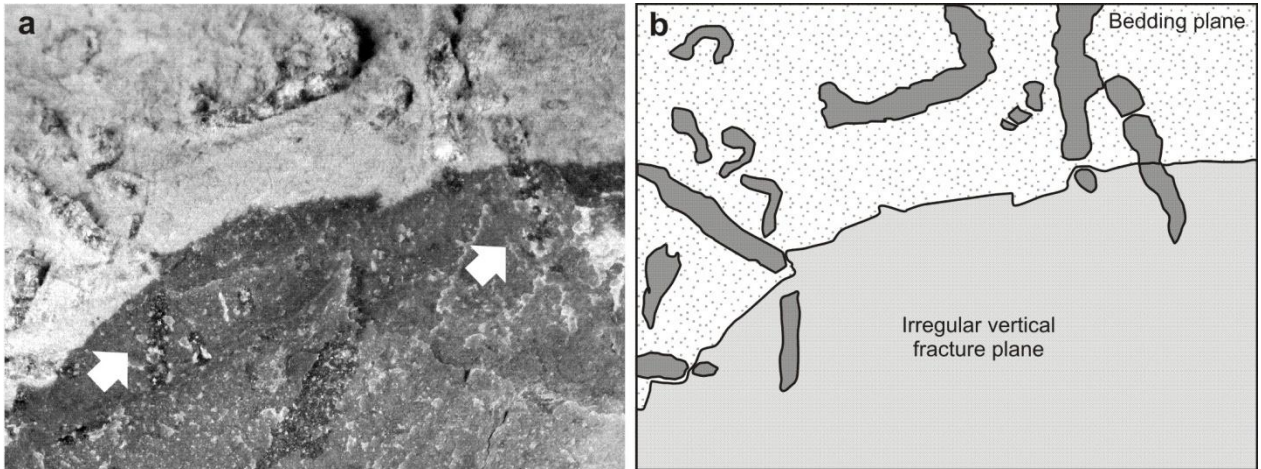
Figure. 1 - Locality map (a) and stratigraphic sections (b) of fossiliferous sites.
Corel Draw file (.cdr)

Figure 1. A and B: Locality map and stratigraphic sections from the Ediacaran-age Itapucumi Group, northeastern Paraguay.



Warren *et al.*
 Fig. 2 - Ediacaran fossils and thrombolites from Itapucumi Group, Paraguay.
 Corel Draw file (.cdr)

Figure 2. Fossil assemblage of Itapucumi Group. A to D: *Cloudina lucianoii* exhibiting typical cone-in-cone construction. E and F: Fragments of *Corumbella wernerii*. G: Coquina of *C. lucianoii* in a shallow trough. H: Autochthonous assemblage of toppled specimens and in-place circular basal sections of *C. lucianoii*. I: Petrographic detail of basal section of *C. lucianoii* showing cone-in-cone arrangement. J and K: Domical thrombolites. Note the small microbialitic intraclasts in the irregular depressions between domes. L: Bed-parallel trace fossil, cf. *Planolites*, associated with *in situ* specimens of *C. lucianoii*. M: Discoidal dubiofossil with small ellipsoidal central elevation similar to *Nimbia*. N: Cylindrical tubular structures, possibly represents poorly preserved *C. lucianoii* or fragments of calcareous algae. Scale bar represents 1 cm for figures A, B, C, D, H, I, L and N; 500 μ m for E and F; 2 mm for M.



Warren *et al.*
Figure 3 - *Cloudina In situ*
Corel Draw file (.cdr)

Figure 3. *Cloudina in situ*. Oblique view of sample showing sparry internal molds in relief parallel to bedding plane (light grey) and normal to bedding (arrows) on the nearly vertical broken margin (darker grey).

ANEXO 3 – Tabela de Estações de coleta de dados em campo

N.	X (m) UTM SAD 69 (21K)	Y (m) UTM SAD 69 (21K)	Referências e toponímia	Tipo de Afloramento	Unidade Litoestratigráfica	Descrição do ponto	Medidas (notação CLAR)	Amostras
Município de Vallemi, Paraguai (Pedreira INC e arredores, Três Cerros)								
1	0400077	7545821	- Margem esquerda do Rio Paraguai, abaixo do porto da INC	- Paredões expostos	- Gp. Itapucumi	- <i>Ooidgrainstone</i> maciço, apresentando níveis brechados com clastos ripiformes, orientados segundo o acamamento.	-	VLM-01-A e B
2	0402461	7546292	- Margem esquerda do Rio Paraguai, abaixo do porto da INC	- Paredões expostos	- Gp. Itapucumi	- Intercalação rítmica de fácies de <i>ooidgrainstones</i> com <i>mudstones</i> , gradando para <i>mudstones</i> maciços para o topo.	S0 - 107/61	-
3	0401681	7549535	- Margem esquerda do Rio Paraguai, nas proximidades da Armada	- Paredões expostos	- Gp. Itapucumi	- <i>Mudstone</i> calcífero maciço.	-	VLM-03-A
4	0401449	7551047	- Pedreira principal da INC	- Paredões expostos	- Gp. Itapucumi	- <i>Ooidgrainstone</i> maciço.	-	VLM-04-A
5	0402278	7547335	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 120)	- Gp. Itapucumi	- Falha sub-horizontal colocando em contato <i>ooidgrainstone</i> na base e ritmito no topo (<i>ooidgrainstone/mudstone</i>).	S0 - 295/60; 275/70 S1 (clivagem) - 317/60; 360/60; 300/60 Falha (estria) - 345/25 (325/23); 345/16 (322/15)	-
6	0402078	7546779	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 150)	- Gp. Itapucumi	- Dobras isoclinais abertas	S0 - 125/62; 097/15; 120/55 S1 (clivagem) - 320/77 Lineação inters. - 043/60 Falha (estria) - 084/79 (357/10)	-
7	0402108	7547097	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 190)	- Gp. Itapucumi	- Dobra inclinada com flanco invertido	S0 - 277/66 S1 (clivagem) - 285/52 Lineação inters. - 340/25 Falha (estria) - 265/85 (000/37)	-
8	0402113	7547025	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 170)	- Gp. Itapucumi	- Flanco inverso da dobra principal	S0 - 093/85 S1 (clivagem) - 302/43 Lineação	-

								inters. - 355/20	
9	0402176	7546839	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 140)	- Gp. Itapucumi	- Flanco inverso da dobra principal		S0 - 103/58 S1 (clivagem) - 307/78 Lineação inters. - 027/30	-
10	0402167	7546915	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 140)	- Gp. Itapucumi	- Flanco inverso da dobra principal		S0 - 100/85; 250/80; 250/80 S1 (clivagem) - 292/59; 285/40	-
11	0402132	7546854	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 140)	- Gp. Itapucumi	- Nível lateralmente contínuo, de espessura irregular (max. 30 cm), de coloração ocre amarelada e textura pulverulenta. Possível nível de tufo. Camada intercalada em pacotes espessos de <i>grainstones</i> cinza escuro.		-	VLM-11-A, B, C, D e F
12	0401940	7547610	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 120)	- Gp. Itapucumi	- Flanco inverso da dobra principal		S0 - 250/65 S1 (clivagem) - 300/32 Lineação inters. - 326/31	-
13	0402032	7547527	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 110)	- Gp. Itapucumi	- Pacotes espessos de <i>grainstones</i> maciços intercalados com níveis pelíticos		S0 - 275/55 S1 (clivagem) - 264/47 Lineação inters. - 320/33 Kinks - 95/75; 108/80	VLM-13-A
14	0402055	7547523	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 110)	- Gp. Itapucumi	- Contato por falha de empurrão entre <i>oidgrainstone</i> na base e ritmito no topo (<i>oidgrainstone/mudstone</i>).		Falha - 272/40 (mov. para SE)	-
15	0402369	7547070	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 110). Parede de estéril a leste.	- Gp. Itapucumi	- Camadas de siltitos laminados de coloração vermelha intercalados com níveis de <i>mudstones</i> cinza escuros maciços.		S0 - 278/60; 281/66; 283/66	-
16	0402374	7546998	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 110)	- Gp. Itapucumi	- Camadas de siltitos laminados de coloração vermelha intercalados com níveis de <i>mudstones</i> cinza escuros maciços.		-	-
17	0402053	7547479	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 140)	- Gp. Itapucumi	- Camada de ritmito (<i>oidgrainstone/mudstone</i>).		S0 - 273/50 S1 (clivagem) - 285/61	-
18	0402215	7547321	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 140)	- Gp. Itapucumi	- Camadas de siltitos laminados de coloração vermelha intercalados com níveis de <i>mudstones</i> cinza escuros maciços.		S0 - 270/47 S1 (clivagem) - 250/40	-
19	0402340	7547355	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 140)	- Gp. Itapucumi	- Camada de ritmito (<i>oidgrainstone/mudstone</i>).		S0 - 278/60	-
20	0402239	7547693	- Pedreira	- Bancada a NE	- Gp. Itapucumi	- Camadas de siltitos		Lineação	-

			principal da INC	da pedreira.		laminados de coloração vermelha intercalados com níveis de <i>mudstones</i> cinza escuros maciços e camadas de ritmito (<i>oidgrainstone/mudstone</i>). Na base da seção ocorrem arenitos arcoseanos de granulação média.	inters. - 270/50; 325/48	
21	0402015	7547746	- Pedreira principal da INC	- Base da cota 85	- Gp. Itapucumi	- Intercalações de camadas métricas de siltitos laminados avermelhados e arenitos arcoseanos de granulação média a média-grossa. Possível corpo concordante de rocha básica intrudido na sucessão.	-	VLM-21-A, B e C
22	0402143	7547466	- Pedreira principal da INC	- Base da cota 90	- Gp. Itapucumi	- Dique de rocha máfica, de estrutura maciça, fanerítica fina com fenocristais de biotita/flogopita (lamprófito)	Orient. do dique - 030/85	-
23	0402021	7546753	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 120)	- Gp. Itapucumi	- Falha sub-horizontal colocando em contato <i>oidgrainstone</i> na base e ritmito no topo (<i>oidgrainstone/mudstone</i>). Sucessão seccionada por falhas normais.	Falha horizontal (lineação de esti.) – 230/09 (325/00) Falha horizontal (lineação de esti.) – 308/14 (311/11) Falha normal (lineação de esti.) – 113/58 (165/49) Falha normal (lineação de esti.) – 119/69 (177/50) (mov. para SE)	-
24	0402125	7546837	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 160)	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA E AMOSTRAS PARA ISOTOPIA - Sucessão de intercalações de <i>oidgrainstones</i> , <i>mudstones</i> betuminosos, ritmitos e pelitos. - Seção das dobras isoclinais abertas.	-	-
25	0410196	7539093	- Pedreira principal de Três Cerros (Cantera Uno)	- Bancadas de exploração	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA, PALEOCORRENTES E AMOSTRAS PARA ISOTOPIA E ZIRCÕES DETRÍTICOS - Sucessão espessa de <i>oidgrainstones</i> com estratificações cruzadas acanaladas.	Falha (estria) – 135/68 (127/70, downdip) S0 – 025/36; 010/40; 025/40; 090/28; 056/30; 054/60; 032/35; 020/39;	VLM-25-A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M, N, O e P VLM-25-Zn

							025/40; 359/28; 355/33; 050/35; 015/12; 026/40; 049/50; 015/38; 021/04; 023/45; 010/40; 006/58; 047/40; 355/55; 354/37	
26	0410265	7539195	- Cava a NE da pedreira principal de Três Cerros	- Bancadas de exploração	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA - Sucessão espessa de <i>ooidgrainstones</i> com estratificações cruzadas acanaladas.	S0 – 057/50; 063/45; 035/15; 040/24; 020/31; 073/50; 030/30; 030/30; 047/38; 000/31; 053/25; 038/41; 063/47	-
27	0410408	7539136	- Cava a NE da pedreira principal de Três Cerros	- Bancadas de exploração	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA, PALEOCORRENTES E AMOSTRAS PARA ISOTOPIA - Sucessão espessa de <i>ooidgrainstones</i> com estratificações cruzadas acanaladas. - Nível lateralmente contínuo, com espessura de até 30 centímetros, brechado, silicificado com estruturas do tipo <i>tepee</i> (possível evaporito).	S0 - 053/25	VLM-27-A, B, C e D
28	0410064	7538913	- Estrada de acesso a pedreira principal de Três Cerros (Cantera Uno)	- Afloramento em planta e talude na margem da estrada	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA, PALEOCORRENTES E AMOSTRAS PARA ISOTOPIA - Arenitos avermelhados de granulação muito fina a fina, com laminação cruzada por onda, intercalados com camadas de pelitos maciços e laminados. Gretas de contração.	S0 - 327/50; 326/28; 337/25; 340/23; 324/21; 045/25; 035/18, 042/32	VLM-28-A, B
29	0410349	7539184	- Cava a NE da pedreira principal de Três Cerros	- Bancadas de exploração	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA, PALEOCORRENTES E AMOSTRAS PARA ISOTOPIA - Sucessão espessa de <i>ooidgrainstones</i> com estratificações cruzadas acanaladas.	S0 – 345/38; 053/07; 354/14; 040/22; 057/50; 037/46; 055/40; 080/50	-
30	0410538	7539196	- Antiga pedreira e entrada para a Caverna de	- Bancadas de exploração e lajes expostas	- Gp. Itapucumi	- Entrada para cavernas	-	-

31	0408801	7538800	Três Cerros - Cava desativada na base dos morros de Três Cerros	- Bancadas de exploração	- Gp. Itapucumi	- <i>Ooidgrainstones</i> e <i>mudstones</i> brancos/rosados, intensamente dolomitizados	S0 – 015/35; 050/40	VLM-31-A
32	0402128	7547540	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 100)	- Gp. Itapucumi	- Falha de empurrão colocando em contato <i>ooidgrainstones</i> na base e pelitos laminados e ritmitos no topo.	Falha – 282/32	-
33	0402323	7547110	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 100)	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA - Sucessão de <i>ooidgrainstones</i> maciços, raramente apresentando estratificações cruzadas acanaladas.	-	VLM-33-A e B
34	0402282	7546954	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 110)	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA - Sucessão de <i>ooidgrainstones</i> maciços, raramente apresentando estratificações cruzadas acanaladas.	S0 – 055/80; 284/73	-
35	0402244	7546927	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 120)	- Gp. Itapucumi	- Contato entre <i>ooidgrainstone</i> na base e ritmo no topo (<i>ooidgrainstone/mudstone</i>).	S0 – 250/75 S1 (clivagem) – 287/85 Lineação inters. – 285/60; 305/50; 268/87; 264/70	-
36	0402271	7546910	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 120)	- Gp. Itapucumi	- Contato entre <i>ooidgrainstone</i> na base e ritmo no topo (<i>ooidgrainstone/mudstone</i>).	S0 – 062/80	-
37	0402280	7546890	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 130)	- Gp. Itapucumi	- Contato entre <i>ooidgrainstone</i> na base e ritmo no topo (<i>ooidgrainstone/mudstone</i>).	S0 – 260/85; 265/70	-
38	0402199	7546853	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 130)	- Gp. Itapucumi	- <i>Mudstone</i> com laminação pouco proeminente e clivagem penetrativa.	-	-
39	0402125	7546837	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 160)	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA E AMOSTRAS PARA ISOTOPIA (idem pto. 24) - Sucessão de intercalações de <i>ooidgrainstones</i> , <i>mudstones</i> betuminosos, ritmitos e pelitos. - Seção das dobras isoclinais abertas (topo da seção da Pedreira Vallemí)	S0 – 105/30	VLM-39-A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M, N, O, P, Q (falta), R, S, T, U, V e X
40	0401938	7547552	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 110)	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA	-	VLM-40-A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M, N, O e P
41	0401938	7547552	- Pedreira principal da INC	- Bancadas de exploração (cota 110)	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA	-	VLM-41-A, B, C, D, E, F, G, H, I e J

Colônia de San Alfredo e fazendas próximas à rodovia para o município de Vallemi, Paraguai

42	0454502	7483763	- Estrada da colônia San Alfredo à Vallemí, próximo a estância Bello Horizonte	- Pequena cava para extração de brita	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA E AMOSTRAS PARA PALEONTOLOGIA - Depósitos de <i>grainstones</i> tabulares maciços e com laminação cruzada por onda, intercalados com mudstones, e ritmitos em direção ao topo da seção. Presença de <i>Cloudina</i> e possivelmente <i>Corumbella</i> .	S0 – 210/15	- Amostras não numeradas com fósseis A	
43	0440273	7515737	- Estrada da colônia San Alfredo à Vallemí, próximo a entrada para Puerto Fonciere	- Blocos <i>in situ</i> e remobilizados	- Gp. Itapucumi	- <i>Grainstones</i> maciços intensamente recristalizados. Blocos de <i>oidgrainstones</i> muito grossos a grânulos, com gradação normal, intercalados com <i>grainstones</i> com <i>hummockys</i> . Presença de estilólitos retilíneos e retangulares e denteados.	-	-	
44	0456573	7478772	- Estância Bello Horizonte	- Blocos <i>in situ</i> e remobilizados	- Gp. Itapucumi	- <i>Grainstones</i> finos e médios laminados, intercalados com maciços, com laminação cruzada por onda e níveis decimétricos com laminação microbialítica. Camadas decimétricas de brechas com clastos centimétricos de <i>mudstone</i> em <i>rip-up</i> . Intercalações de feixes de maré (<i>tidal bundles</i>) e trombólitos.	-	VLM-44-A, B e C	
45	0450205	7490552	- Rota paralela a estrada da colônia San Alfredo à Vallemí	- Afloramentos de blocos <i>in situ</i> , lajes e paredes em encosta de morro	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA E AMOSTRAS PARA ISOTOPIA - <i>oidgrainstones</i> maciço, médios, com estratificação cruzada acanalada de médio porte na base. Sucessão monótona de <i>grainstones</i> médios e finos com laminação cruzada por onda e apresentando estratificação cruzada de baixo ângulo.	- S0 – 240/32; 250/30; 235/10; 260/10; 210/05; 200/05; 225/15; 245/30; 232/10; 187/20; 185/25; 230/20; 184/30	VLM-45-A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M, N, O, P, Q, R, S, T, U, V, W, X, Y e Z. VLM-72-1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 (falta), 12, 13, 14 e 15	
Município de Vallemi, Paraguai (Pedreira INC e arredores, Três Cerros, Cerro Pucu, Cerro Paiva, Cerro Morado e Puerto Fonciere)									
46	0401450	7550757	- Pequena pedreira de calcário para cal a NW de Vallemí (Cerro Pucu)	- Bancadas de exploração	- Gr. Itapucumi	- Camadas decamétricas de dolomitos maciços intensamente recristalizados. Porção estratigráfica superior do pacote de calcários do Grupo Itapucumi.	-	VLM-46-A, B	
47	0401607	7551136	- Pequena pedreira de calcário para cal a NW de Vallemí (Cerro Pucu)	- Bancadas de exploração	- Gr. Itapucumi	- Camadas decamétricas de dolomitos maciços intensamente recristalizados. Porção estratigráfica superior do pacote de calcários do	-	VLM-47-A, B, B ₂	

						Grupo Itapucumi. <i>Sill</i> concordante de rocha básica (basalto).		
48	0420781	7553353	- Pequena pedreira de calcário para cal a NW de Vallemí (Cerro Santa Helena)	- Bancadas de exploração e pequena cava	- Gr. Itapucumi	- Camadas decamétricas de dolomitos maciços intensamente recristalizados. Porção estratigráfica superior do pacote de calcários do Grupo Itapucumi. - Mudstone cinza escuro a preto, finamente laminado, possíveis níveis com laminação microbialítica intercalados.	-	VLM-48-A VLM-76-A, B, C, D, E e F
49	0443899	7517457	- Estrada particular para Cerro Paiva	- Afloramento em laje próxima a estrada.	- Complexo. Rio Apa	- Sericita quartzo xisto foliado e dobrado, com veios de quartzo com muscovita grossa e turmalina.	- S1 – 90/15; 04/42	-
50	0452215	7522721	- Estrada particular para Cerro Paiva (Faz. San Luís)	- Afloramento em laje próxima a estrada.	- Complexo. Rio Apa	- Granitos faneríticos muito grossos, maciços, inequigranulares, com fenocristais de feldspato potássico.	-	-
51	0458303	7532627	- Face oeste do Cerro Paiva	- Afloramentos em pequenas paredes e lajes	- Gp. Itapucumi	- COLUMNA ESTRATIGRÁFICA - Intercalação de fácies de <i>grainstones</i> fino laminado, laminação cruzada por onda e níveis com laminação microbialítica. Para o topo, camadas decimétricas com ooid <i>grainstones</i> , muito grossos a granulo, com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte apresentando gradação normal.	- S0 – 015/25	VLM-51-A, B, C, D e E
52	0409504	7534596	- Pedreira de calcário para cal em Cerro Morado	- Bancadas de exploração	- Gr. Itapucumi	- COLUMNA ESTRATIGRÁFICA E AMOSTRAS PARA ISOTOPIA - Camadas tabulares de <i>ooidgrainstones</i> (grânulos a areia média) maciços, ocasionalmente laminados, apresentando gradação normal. Contato erosivo discordante com pacote superior constituído por <i>ooidgrainstones</i> com estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte. Níveis brechados na base dos estratos.	- S0 – 283/15	VLM-52-A, B, C, D, E, F e G
53	0402162	7547636	- Pedreira principal da INC	- Corte para canaleta de escoamento de águas pluviais na base da cota 85	- Gr. Itapucumi	- COLUMNA ESTRATIGRÁFICA E AMOSTRAS PARA DATAÇÃO RADIOMÉTRICA - Intercalação de camadas de arenitos grossos arcosianos na base, maciços e fracamente estratificados e nível de rocha vulcânica básica,	- S0 – 016/55	VLM-53-A, B e C

						preta. Para o topo, retornam a aparecer arenitos e siltitos laminados avermelhados que passam para os calcários com possíveis <i>conophytun</i> (base da seção estratigráfica da Pedreira de Vallemí)		
54	0413409	7513697	- Pedreira de calcário para cal em Puerto Fonciere	- Bancadas de exploração	- Gr. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA - Camadas decimétricas a métricas constituídas por <i>oidgrainstones</i> com estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte. Contato retilíneo com pacote superior composto por dolomito rosado maciço de granulação muito grossa.	-	VLM-54-A

Colônia de San Alfredo e fazendas próximas à rodovia para o município de Vallemi, Paraguai

55	0444286	7497607	- Estrada particular da estância Isla Real	- Pequena cava para extração de brita e exposições em lajes e blocos no solo	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA E AMOSTRAS PARA ISOTOPIA - Sucessão faciológicamente heterogênea. A base se inicia por trombólitos e possíveis estromatólitos que gradam para níveis com brechas e grainstones finos laminados, com laminação cruzada por onda e com estratificação cruzada de baixo ângulo. Ocorrem intercaladas para o topo, fácies de <i>grainstones</i> com cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte, níveis de trombólitos, e raros níveis de <i>oid grainstones</i> com graduação normal.	-	VLM-55-A, B, C, D, E, F, G, H, I, J e K
56	0446520	7487469	- Estrada particular para a estância Arrecife	- Pequena cava para extração de brita	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA E AMOSTRAS PARA PALEONTOLOGIA - Depósitos de <i>grainstones</i> tabulares maciços e com laminação cruzada por onda, intercalados com <i>mudstones</i> , heterolíticas e ritmitos em direção ao topo. Na porção superior do pacote de ritmitos, ocorrem níveis decimétricos de trombólitos com laminação grumosa e aspecto em planta tipo “caixa de ovos”. Presença de <i>Cloudina</i> e <i>Corumbella</i> .	- S0 – 080/10; 230/20	VLM-56-A (mais amostras com fósseis)

Município de Vallemi, Paraguai (Cerro Santa Helena)

57	0420781	7553353	- Pequena pedreira de calcário para cal a NW de Vallemí (Cerro Santa Helena)	- Bancadas de exploração e pequena cava	- Gr. Itapucumi	<p align="center">- COLUNA ESTRATIGRÁFICA</p> <p>- Sucessão faciológica homogênea (~ 25 m) constituída por <i>ooïd grainstones</i> grossos a muito grossos organizados em séries métricas de cruzadas de baixo ângulo de médio a grande porte. Ocasionalmente ocorrem intercalações de níveis pelíticos centimétricos e bandas métricas dolomitizadas em direção ao topo. A feição mosqueada de alguns estratos é também atribuída a dolomitização diferencial do tipo padrão “zebrado”.</p>	- S0 – 350/18	VLM-57-A, B e C
----	---------	---------	--	---	-----------------	---	---------------	-----------------

Ilha Peña Hermosa e puertos Guyrati, Itaquá e Itapucumi

58	0412580	7522393	- Paredões na porção N da ilha Peña Hermosa	- Paredões expostos	- Gp. Itapucumi	- Sucessão com cerca de 6 metros de intercalações rítmicas entre camadas tabulares de <i>grainstones</i> com laminação plano paralela e cruzada e pelitos avermelhados. Presença de nível de cerca de 50 cm de dobras convolutas apresentando flanco rompido e superfície de descolamento na base (<i>slump</i>)	- S0 – 284/35	-
59	0417553	7507911	- Pedreiras para cal em Puerto Guyrati	- Bancadas de exploração	- Gp. Itapucumi	- Sucessão monótona de séries métricas de <i>ooïd grainstones</i> muito grossos, ocasionalmente com seixos calcários e <i>grapstones</i> , organizados em séries de cruzadas acanaladas de médio porte. Presença de intercalação de camadas métricas de margas verdes para o topo (topo da Fm. Camba Jhopo). A rocha encontra-se muito recristalizada o que confere aparência maciça a maioria das camadas.	-	VLM-59-A
60	0415525	7511211	- Pedreiras para cal em Puerto Itaquá	- Bancadas de exploração	- Gp. Itapucumi	- Sucessão muito semelhante à descrita em Puerto Guyrati. Presença de oncóides de até 4 cm envoltos em película de material orgânico escuro. Processo de carstificação avançado, com pequenas cavernas e condutos.	-	VLM-60-A
61	0414916	7507936	- Margem esquerda do Rio Paraguai em Puerto Guyrati	- Lajes e pequenos afloramento na beira do rio	- Gp. Itapucumi	<p align="center">- COLUNA ESTRATIGRÁFICA E CONTAGEM DE CLASTOS</p> <p>- Conglomerados clasto suportados, polimíticos (clastos de quartzito, <i>grainstones</i>, marga, e quartzito de veio), arcabouço</p>	- S0 – 300/15; 90/15 - Imbricamento dos seixos – N20E	VLM-61-A, B, C e D

						desde seixo até matacão, bem arredondados, média esfericidade, matriz na fração areia grossa a grânulos constituída por oóides e, secundariamente, areia de quartzo. Presença de intercalações decimétricas de níveis de arenitos siliciclásticos e <i>oid grainstones</i> com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte.		
62	0407332	7493000	- Pedreira principal em Puerto Itapucumi	- Bancadas de exploração	- Gp. Itapucumi	<p>- COLUNA ESTRATIGRÁFICA ESQUEMÁTICA.</p> <p>- Sucessão de aproximadamente 50 metros de espessura de camadas métricas de <i>oid grainstones</i> maciços e apresentando cruzadas acanaladas e de baixo ângulo intercalados com camadas de <i>mudstone</i> preto carbonoso laminado.</p> <p>- A sucessão encontra-se intensamente dobrada e tectonizada (alta recristalização e estiramento dos clastos), apresentando contatos entre pacotes de diferentes litologia por falhamentos inversos.</p>	- S0 – 18/38; 360/18	VLM-62-A e B

Correlação das áreas na fronteira Brasil/Paraguai – Fazenda Ingazeira, Cachoeira do Apa, pedreiras Bodoquena e Oro Ytê, Bela Vista e Colônia Sargento José Lopez (Puentezinho).

63	0402118	7559171	- Pequeno morrote nas cercanias da Fazenda Ingazeira. - Cerca de 1,5 Km da fronteira do Apa.	- Blocos <i>in situ</i> e pequena cava abandonada	- Gp. Itapucumi	<p>- Afloramentos de camadas de <i>oid grainstones</i> de granulação grossa a muito grossa muito recristalizados, maciços ou apresentando estratificação cruzada acanalada de pequeno e médio porte. Localmente encontram-se intercalados níveis centimétricos a decimétricos de margas e porções dolomitizadas (topo da Fm. Camba Jhopo).</p> <p>- Evidências de falhas <i>sin</i> sedimentares.</p>	- S0 – 264/40	-
64	0446796	7548011	- Cachoeira do Apa.	- Lajes nas margens e leito do Rio Apa	- Complexo Amoguijá (unidade de rochas siliciclásticas)	<p>- Sucessão de aproximadamente 120 metros de quartzo arenitos de granulação média a muito fina (ocasionalmente grossa), mal a bem selecionados, alta esfericidade organizados em séries de estratificação tipo <i>swalley</i>, cruzadas acanaladas e tabulares (médio e pequeno porte), laminação plano-paralela e estratificação de baixo</p>	- S0 – 92/45	VLM-64-A

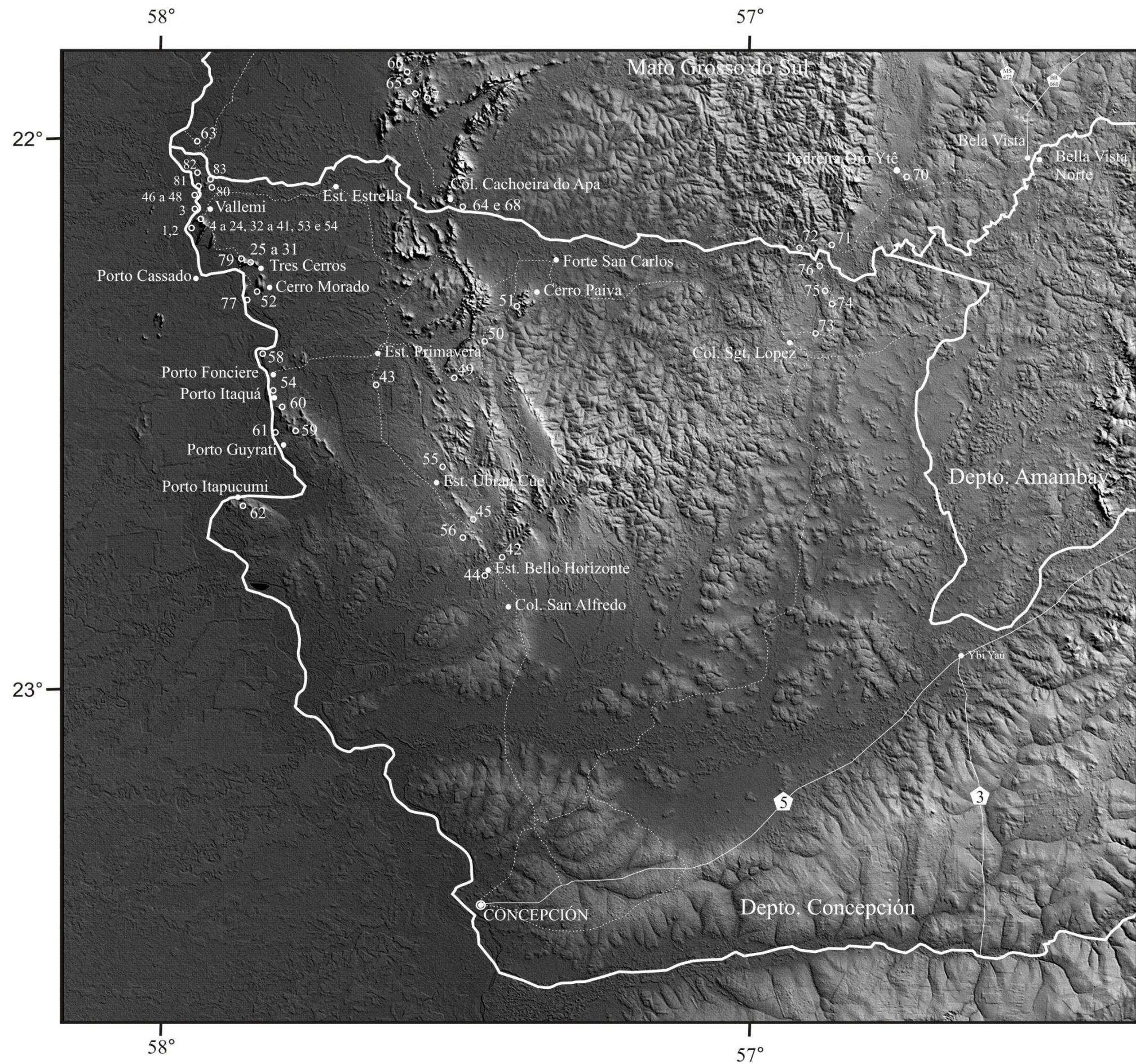
						ângulo. Presença de níveis apresentando dobras <i>sin</i> sedimentares em sedimento liquefeito.		
65	0438399	7574474	- Estrada de terra de acesso a Cachoeira do Apa.	- Lajes e afloramentos nas margens da estrada de terra.	- Complexo Amoguijá (unidade de rochas efusivas e siliciclásticas)	- Controle estrutural do Grupo Amoguijá. Até este ponto todas as rochas do perfil são piroclásticas e efusivas ácidas e apresentam mergulho mais ou menos concordante (120/40). - Presença de fácies de arenitos maciços e estratificados apresentando porções conglomeráticas, com seixos arredondados a sub-esféricos de quartzo de veio.	- S0 – 124/28	-
66	0437871	7574513	- Estrada de terra perpendicular a estrada de acesso a Cachoeira do Apa.	- Lajes e afloramentos nas margens de córrego não identificado.	- Complexo Amoguijá (unidade de rochas efusivas)	- Riolitos vermelhos, maciços, porfiríticos, inequigranulares muito finos com fenocristais de k feldspato euhédricos e quartzo β bi-piramidais.	- S0 – 72/35	VLM-66-A
67	0438197	7572245	- Estrada de terra de acesso a Cachoeira do Apa.	- Lajes e afloramentos nas margens de córrego não identificado.	- Complexo Amoguijá (unidade de rochas efusivas)	- Sucessão de riolitos semelhantes aos do ponto 66 intercalados com níveis decimétricos de tufos de coloração cinza a avermelhada.	- S0 – 100/27	-
68	0446532	7548082	- Cachoeira do Apa.	- Lajes nas margens e leito do Rio Apa	- Complexo Amoguijá (unidade de rochas siliciclásticas)	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA E PALEOCORRENTES - Idem descrição do ponto 64.	- S0 – 70/65; 102/60; 74/50; 72/70; 96/25; 66/45; 100/35; 42/35; 66/75; 96/50; 72/50; 46/55; 100/50; 76/55; 58/40; 122/50; 80/55; 94/65; 90/55 ; 76/55; 50/35; 72/35; 90/40; 82/60; 62/55; 58/55; 98/45; 118/35; 48/40; 74/75; 110/45; 56/55; 80/65; 44/35; 70/40; 28/45; 74/65; 86/65; 50/45	-
69	0541528	7615231	- Pedreira Calcário Bodoquena no município de Jardim. - Cerca de 60 Km da fronteira do Apa.	- Bancadas de exploração	- Grupo Corumbá (Fm. Tamengo)	- Camadas tabulares de <i>grainstones</i> de granulação fina a muito fina, intensamente recristalizados, localmente apresentando estratificação cruzada de baixo ângulo e laminação plano-paralela. Raramente ocorrem níveis sub-centimétricos de arenitos finos e camadas centimétricas de filitos intercaladas.	- S0 – 230/25; 120/70; 238/45 - Falha – 116/50	-

						- A sucessão encontra-se intensamente deformada, com <i>boudinamento</i> de camadas, dobras isoclinais com vergência para SW e falhas inversas com mov. para NW.		
70	0526054	7556391	- Pedreira Oro Ytê, Bela Vista. - Cerca de 15 Km da fronteira do Apa.	- Bancadas de exploração	- Grupo Corumbá (Fm. Tamengo)	- Situação estrutural e litológica semelhantes às encontradas na Pedreira Bodoquena. - Predominância de <i>grainstones</i> de granulação fina a muito fina, intensamente recristalizados, localmente apresentando estratificação cruzada de baixo ângulo e laminação plano-paralela. Presença de níveis dolomitizados embutidos por falhas inversas em meio aos pacotes de <i>grainstones</i> .	- S0 – 60/65; 70/65; - Falha – 10/60	-
71	0513498	7543002	- Estrada de terra entre a Mineração Oro Ytê e Forte San Carlos.	- Lajes e afloramentos nas margens do rio Arutaguê.	- Grupo Corumbá (Fm. Cerradinho)	- Arenitos finos a médios, mal selecionados, intensamente recristalizados, organizados em séries de cruzadas acanaladas de médio porte.	-	-
72	0502968	7542333	- Estrada de terra entre a mineração Oro Ytê e Forte San Carlos.	- Corte na estrada de terra.	- Complexo Apa.	- Afloramento de ortognaisses cinza claros muito alterados apresentando bandamento composicional.	-	-
73	0510952	7527609	- Estrada de terra entre a Col. Sgt. Lopez e fronteira do rio Apa.	- Lajes e afloramentos nas margens do rio Itaky.	- Gp. Itapucumi	- Afloramento de <i>grainstones</i> muito finos, cinza escuros apresentando laminação plano paralela.	- S0 – 300/15	-
74	0513725	7532618	- Estrada de terra entre a Col. Sgt. Lopez e fronteira do rio Apa.	- Blocos remobilizados e <i>in situ</i> nas margens da estrada.	- Gp. Itapucumi	- Afloramento de <i>grainstones</i> muito finos a finos apresentando estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte.	-	VLM-74-A
75	0513316	7533181	- Estrada de terra entre a Col. Sgt. Lopez e fronteira do rio Apa.	- Pequena cava abandonada nas margens da estrada.	- Gp. Itapucumi	- Porção basal da Fm. Tagatiya Guazú, próximo ao contato com a Fm. Cerradinho. Contato entre siltitos com cimento carbonático e sucessão de cerca de 2 metros de camadas tabulares decimétricas e centimétricas de <i>grainstones</i> finos laminados intercalados com níveis de silito laminado. - Na base do afloramento ocorre uma camada de cerca de 20 centímetros de arenitos mal selecionados apresentando cristais milimétricos piramidais euhédricos de quartzo β.	- S0 – 315/5	-

76	0510786	7537153	- Estrada de terra entre a Col. Sgt. Lopez e fronteira do rio Apa.	- Corte na estrada de terra.	- Complexo Apa.	- Granitos muito alterados (aparência sacaroidal) foliados, inequigranulares, faneríticos grossos a muito grossos constituídos por grãos de quartzo, k feldspato, plagioclásio e biotita.	-	-
Cercanias de Vallemi, Cerro Rizzo, Pucu, Santa Helena e San Lazaro								
77	0409860	7534051	- Caverna localizada em Cerro Rizzo.	- Afloramentos na entrada da caverna.	- Gp. Itapucumi	- <i>Ooid grainstones</i> de coloração cinza com estratificação cruzada acanalada de médio porte. - Presença de caneluras cársticas (<i>lapiás</i>).	-	-
78	0410741	7538913	- Estrada de acesso a pedra principal de Três Cerros (Cantera Uno, ponto 28).	- Afloramento em planta e talude na margem da estrada	- Gp. Itapucumi	- Pelitos e arenitos vermelhos apresentando laminação cruzada por onda. Presença de estruturas do tipo <i>wrinkle</i> .	- S0 – 353/35	VLM-78-A
79	0409329	7539638	- Caverna Santa (encosta da primeira elevação topográfica de Três Cerros).	- Afloramentos na entrada da caverna.	- Gp. Itapucumi	- <i>Ooid grainstones</i> de coloração cinza com estratificação cruzada acanalada de médio porte. - Presença de níveis dolomitizados concordantes e discordantes ao acamamento da rocha.	-	-
80	0402643	7553201	- Pequenas pedreiras localizadas a leste do Cerro Santa Helena.	- Pequena cava para extração de calcários e dolomitos para produção de cal.	- Gp. Itapucumi	- Afloramentos de <i>ooid grainstones</i> apresentando intensa dolomitização pervasiva e intenso padrão de deformação. Níveis dolomitizados brechados decimétricos a métricos.	-	-
81	0401683	7553124	- Pequenas pedreiras localizadas no flanco sul do Cerro Santa Helena.	- Pequena cava para extração de calcários e dolomitos para produção de cal.	- Gp. Itapucumi	- <i>Ooid grainstones</i> grossos a muito grossos organizados em séries métricas de cruzadas de baixo ângulo de médio a grande porte apresentando dolomitização diferencial em padrão “zebrado”.	-	-
82	0401410	7553475	- Pedreiras localizadas no flanco norte do Cerro Santa Helena.	- Pequena cava para extração de calcários e dolomitos para produção de cal.	- Gp. Itapucumi	- COLUNA ESTRATIGRÁFICA E PALEOCORRENTES - Contato entre <i>ooid grainstones</i> com estratificações de baixo ângulo e dolomitização em padrão “zebra” e níveis intensamente dolomitizado em direção ao topo. Na porção superior da pedra ocorrem margas constituídas por níveis dolomitizados intercalados com níveis pelíticos vermelhos.	- S0 - 71/17 ; 22/19; 46/30; 90/05; 49/19; 40/15; 57/35; 84/50; 60/22; 40/88; 100/70; 106/35; 118/58; 74/31; 78/30; 114/04; 110/25; 94/40; 78/32; 94/20; 70/20; 06/22; 80/35; 104/44; 42/38; 132/45	VLM-82-A e B
83	0402985	7554885	- Pequenas pedreiras localizadas em	- Pequena cava para extração de calcários e	- Gp. Itapucumi	- <i>Ooid grainstones</i> grossos a muito grossos organizados em séries	- S0 – 150/20	-

			elevação topográfica em San Lazaro.	dolomitos para produção de cal.		métricas de cruzadas de baixo ângulo de médio a grande porte apresentando dolomitização diferencial em padrão “zebrado”.		
--	--	--	-------------------------------------	---------------------------------	--	--	--	--

ANEXO 4 - Mapa de estações de coleta de dados de campo



USP **GEOCIÊNCIAS**

Mapa de localização das estações de coleta de dados

LEGENDA

- 21 Estações de coleta de dados
- CONCEPCIÓN Capital do departamento
- Vallemi Cidades, vilarejos e estâncias
- Rodovias pavimentadas
- - - Rodovias não pavimentadas

Mapa de localização regional

Map showing the location of the study area within the context of the states of Mato Grosso do Sul and Depto. Amambay, and the city of Assunción. The map includes a scale bar (0, 25, 50 Km) and a north arrow.

Mapa desenvolvido sobre imagem SRTM georreferenciada, com informações de Wien 1986. Sistema geodésico de referência: South America Datum (SAD 69)

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR (UTM)