INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANÁLISE ESTRATRIGRÁFICA DO SILURO-DEVONIANO (FORMAÇÕES FURNAS E PONTA GROSSA) DA SUB-BACIA DE APUCARANA, BACIA DO PARANÁ, BRASIL

SÉRGIO BERGAMASCHI

Orientador: Prof. Dr. Setembrino Petri

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

BIBLICIECA STATES

Nome

Assinatura

Presidente:

Prof. Dr. Setembrino Petri

Examinadores:

Dr. Edison José Milani

Prof^a Dr^a Maria Antonieta da C. Rodrigues

Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

Prof. Dr. Vicente José Fulfaro

Vilonyc Jas Or Ofa

SÃO PAULO 1999 INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900005304



ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DO SILURO-DEVONIANO (FORMAÇÕES FURNAS E PONTA GROSSA) DA SUB-BACIA DE APUCARANA, BACIA DO PARANÁ, BRASIL

Sérgio Bergamaschi

Orientador: Prof. Dr. Setembrino Petri

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO 1999

- (...) A construção do verdadeiro parece então como um projeto histórico aberto; é uma construção humana, tendo aliás um caráter estético, na medida em que o espírito humano nela se encontra.
- (...) Esse caráter histórico não implica que se possa construir, de maneira equivalente, qualquer verdade: sabemos que as representações teóricas não são todas bem sucedidas. Na construção histórica do verdadeiro, por exemplo, encontramos uma dimensão que não dominamos e não conseguimos sequer descrevê-la inteiramente. Em filosofia, designa-se por meio de diversos termos esse limite em que o ser humano sente que ele não é tudo.

(Fourez, 1988, p. 255)

Este trabalho é dedicado:

À Tânia e ao pequeno Gabriel, constantes e amados companheiros.

Aos meus pais, Maria e Abílio, referências essenciais.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho contou com a colaboração de diversas pessoas e instituições.

Ao Prof. Dr. Setembrino Petri (IG/USP), sou grato pelo aceite na orientação desta pesquisa e pelas inúmeras sugestões e críticas oferecidas no decorrer deste período, o que tornou esta caminhada menos angustiante. A sua experiência e segurança foram fundamentais como exemplo de conduta profissional.

À Prof^a Dr^a Maria Antonieta Rodrigues (FGEL/UERJ), sou imensamente grato pelo apoio, incentivo e facilidades logísticas oferecidas por meio da concessão, através do projeto PADCT/FINEP nº 65.91.0373.00, por ela coordenado, de verbas para a realização de trabalhos de campo, análises laboratoriais e despesas fotográficas, que viabilizaram a realização desta pesquisa. A amplitude de espírito da Prof^a Antonieta, seu humanismo e seus conhecimentos vêm permitindo a estruturação e a manutenção do entrosamento da equipe de pesquisa do "Paleozóico da Bacia do Paraná" por um longo período. O convívio em meio a este grupo de pesquisa foi fundamental para a elaboração e desenvolvimento do trabalho aqui apresentado.

Minha concepção a respeito da estratigrafia da seção pré-carbonífera foi construída, em sucessivas etapas de campo, em diferentes domínios da bacia, conjuntamente com o amigo e colega de trabalho Prof. Egberto Pereira (FGEL/UERJ). Ao Egberto, sou grato também pelas incontáveis sugestões e críticas feitas nesses anos.

Às Prof^{as} Nina Paula Laranjeira (UnB) e Sandra de Fátima Oliveira (UFG, Goiânia), sou grato pelo convívio amigo mantido desde 1992, pela colaboração nas etapas de campo e pelas proveitosas discussões e sugestões mantidas em nossos encontros.

Ao Geól. José Henrique G. de Melo (Cenpes/PETROBRÁS), grande referência de competência e dedicação entre os pesquisadores da geologia sedimentar paleozóica, sou grato pelas inúmeras discussões, sugestões e esclarecimentos acerca dos aspectos bioestratigráficos e paleogeográficos do Devoniano da bacia.

Muitas de minhas concepções relacionadas à caracterização de sistemas deposicionais do Devoniano Inferior da bacia foram fortemente influenciadas por constantes e instigantes discussões com o amigo Prof. Leonardo Borghi (IG-UFRJ). Sou também grato ao Leonardo pelo convívio, marcado por estimulantes discussões de temas sempre controversos que caracterizam nosso trabalho.

Ao Prof. Dr. Renê Rodrigues (PETROBRÁS e FGEL/UERJ), sou grato pela inestimável colaboração e orientação no desenvolvimento das análises geoquímicas, como também pelos estímulos e críticas feitas nos últimos anos.

Ao Prof. Dr. Rodolfo Dino (PETROBRÁS e FGEL/UERJ), sou grato pelas discussões acerca dos aspectos bioestratigráficos do Devoniano da bacia e pelas diversas sugestões apresentadas no decorrer dos trabalhos.

Aos colegas professores Dr. Yngve Grahn e Dr. Antônio Carlos Sequeira Fernandes, da FGEL/UERJ, sou grato pelas discussões e informações relacionadas, respectivamente, à bioestratigrafia e à icnologia do pré-Carbonífero da bacia.

Aos professores Dr. Thomaz R. Fairchild e Dr. Paulo C.F. Gianinni, do IG-USP, sou grato pelas críticas e sugestões encaminhadas na defesa do exame de qualificação.

Aos professores Dr. Jorge Della Fávera e Dr. Hernani Chaves, da FGEL/UERJ, sou grato pelas positivas influências exercidas no campo da ética da Estratigrafia 'moderna', em especial na colaboração da compreensão da dinâmica de sedimentação e de preservação do registro em bacia intracratônica.

Aos colegas Geol. Marco André M. Medeiros e Prof. Pedro de Cesero, da FGEL/UERJ, sou grato pelos imprescindíveis ensinamentos na operação de programas gráficos. A colaboração de Marco André na reta final dos trabalhos foi fundamental.

Aos colegas e colaboradores Dr. Phillipe Steemans e Dr. Phillipe Gerriene, da Universidade de Liège, Bélgica, sou grato pelas importantes análises e considerações bioestratigráficas de material palinológico e paleobotânico do Devoniano Inferior da bacia.

À direção da Faculdade de Formação de Professores (FFP) da UERJ, São Gonçalo, RJ, professores Pedro Subrinho e Nadir Rocha de Oliveira e à Chefia do Departamento de Ciências da FFP, professoras Marylena Carvalho e Maria Cristina F. dos Santos, sou grato pelo empenho na permissão do afastamento de atividades didáticas para o desenvolvimento da pesquisa.

Ao Diretor da Faculdade de Geologia (FGEL) da UERJ, Prof. Rui A. dos Santos, e ao Chefe do Departamento de Estratigrafia e Paleontologia da FGEL, Prof. Pedro de Cesero, sou grato pela infra-estrutura laboratorial concedida.

Agradeço também às seguintes instituições: CAPES, pela concessão de Bolsa de Pesquisa, Modalidade Doutorado; PETROBRÁS, pela liberação de dados dos poços utilizados na pesquisa; Laboratório de Geoquímica do Cenpes/PETROBRÁS e Laboratório de Geoquímica Ambiental da FGEL/UERJ, pela realização das análises de geoquímica.

RESUMO

O registro Siluro-Devoniano da sub-bacia de Apucarana, Bacia do Paraná (formações Furnas e Ponta Grossa), é constituído por seis seqüências deposicionais de 3ª ordem. A seqüência A, de presumida idade pridoliana a eo-lochkoviana, compreende os depósitos da Formação Furnas. Nela são reconhecidos depósitos marinho-rasos de antepraia e transicionais (deltaicos e estuarinos), cuja sucessão marca um ciclo transgressivo-regressivo que configura os tratos de sistemas transgressivo e de mar alto. A seqüência B (?neolochkoviana a emsiana) assenta-se sobre a superfície transgressiva que limita as formações Furnas e Ponta Grossa, sendo constituída por depósitos marinho-rasos de costa-afora e de shoreface inferior, acumulados sob influência dominante de processos de tempestade. A superfície de inundação máxima desta seqüência, formada próximo ao limite Praguiano/Emsiano, apresenta valores máximos de COT em torno de 1,7% e teores relativamente baixos de Zn e Mn, indicativos de condições de anoxia neste intervalo. As seqüências C (neo-eifeliana-eo-emsiana), D (eifelianao), E (neo-efeliana-neogivetiana) tem em comum o fato de apresentarem uma base constituída por corpos arenosos de shoreface. Estes corpos se depositaram em resposta à regressões forçadas que deslocavam a linha de costa grandes distâncias bacia a dentro. Formaram-se, desse modo, os limites inferiores de tais seqüências que truncam pelitos de plataforma da seqüência anterior. A seqüência F (frasniana) é constituída por depósitos marinho-rasos de plataforma externa, que exibem uma tendência regressiva em direção ao topo. Em termos de ciclos de 2ª ordem, os depósitos da formações Furnas e Ponta Grossa são agrupados dentro de uma mesma seqüência deposicional. Os depósitos da Formação Furnas constituem o registro do trato de sistemas de mar baixo, enquanto que aqueles depósitos da Formação Ponta Grossa situados abaixo da superfície de inundação máxima da seqüência, idade neogivetiana/frasniana, constituem um espesso trato de sistemas transgressivo. Os depósitos regressivos frasnianos, situados acima da superfície de inundação máxima, constituem o trato de sistemas de mar alto. O limite abrupto entre as formações Furnas e Ponta Grossa representa uma superfície transgressiva no ciclo de 2ª ordem, formada presumivelmente próxima ao limite Lochkoviano/Praguiano.

ABSTRACT

The Silurian-Devonian record of the Apucarana sub-basin, Paraná basin (Furnas and Ponta Grossa formations) is constituted by six 3rd order depositional sequences. Sequence "A", of presumed Pridolian to Early Lochkovian age; encompasses the Furnas Formation deposits in which shallow-marine and transitional deposits can be recognized. This succession marks a transgressive-regressive cycle that configures the transgressive and highstand systems tracts.

Sequence "B" (? Late Lochkovian to Emsian age) overlies the transgressive surface that limits the Furnas and Ponta Grossa formations, being constituted by a storm-dominated shoreface and shallow-marine deposits. The maximum flooding surface of this sequence, formed close to the Pragian/Emsian limit, presents maximum COT values around 1.7% and relatively low Zn and Mn contents, showing an anoxic conditions interval.

The basal portion of the Sequences "C" (Late Eifelian to Early Emsian age), "D" (Eifelian age), and "E" (Late Eifelian to Late Givetian age) are constituted by shoreface sand bodies. These were deposited in response to the forced regressions displacing the shoreline towards offshore. This process allowed the emplacement of sequences boundaries that truncated the previous shelf pelitic deposits. Sequence "F" is constituted by shallow outer shelf deposits, and displays a regressive tending towards the top. In terms of 2nd order cycles, the deposits of the Furnas and Ponta Grossa formations could be grouped into the same depositional sequence. The Furnas Formation deposits constitute the lowstand systems tract. The deposits of Ponta Grossa Formation located below the maximum flooding surface; of Late Givetian/Frasnian ag, constitutes a thick transgressive systems tract. The Frasnian regressive deposits, located above the maximum flooding surface, constitute a high systems tract.

The abrupt basal limit between the Furnas and Ponta Grossa formations represents the main transgressive surface into a 2nd order cycle, assumed as formed close to the Lochkovian/Pragian limit.

LISTA DE FIGURAS

Fig. 01 - Mapa de localização da faixa de afloramento Furnas e Ponta Grossa no bordo leste da Ba	os das formações icia do Paraná06
Fig. 02 - Mapa de localização da área estudada	07
Fig. 03 - Relações entre fácies, ambientes deposicion sistemas deposicionais e tratos de sistemas segundo Walker (1992)	
Fig. 04 - Glossário de termos estratigráficos	10
Fig. 05 - Relação entre aloestratigrafia, estratigrafia s estratigrafia genética e estratigrafia de paras	seqüências, seqüências23
Fig. 06 - Propostas de estruturação do arcabouço teo Bacia do Paraná de Cordani <i>et al.</i> (1984) e l	ctônico da Vilani (1997) 34
Fig. 07 - Propostas cronolitoestratigráficas mais rece seção pré-carbonífera da Bacia do Paraná	ntes para a 39
Fig. 08 - Perfil III. Localidade Piraí do Sul	72
Fig. 09 - Seção I. Localidade Delta. PR-151, km 206,	, Jaguariaíva, PR 74
Fig. 10 - A) Perfil V - Localidade PISA; B) Perfil VII - Jackson de Figueiredo	Localidade 79
Fig. 11 - A) Perfil Tibagi; B) Perfil PR-092; C) Perfil V	'II 80
Fig. 12 - Correlação dos perfis do topo da Formação da Formação Ponta Grossa na região de Ja	Furnas e da base guariaíva - Arapoti 86
Fig. 13 - Mapa de localização das seções colunares Tibagi - Telêmaco Borba e Rivadávea	Jaguariaíva, 88
Fig. 14 - Seção Jaguariaíva - sedimentologia e geoq	uímica 90
Fig. 15 - Seção Jaguariaíva - curvas de carbono organdice de hidrogênio (IH), Al ₂ O3 e K ₂ O	ânico, 95
Fig. 16 - Seção Jaguariaíva - curvas de Ba, MgO, Zr	n e Mn96
Fig. 17 - Seção Jaguariaíva - curvas de Cu, Pb, V e	Cr97

Fig.	18	- Seção Tibagi - Telêmaco Borba - curva de carbono orgânico	.99
Fig.	19	- Seção Tibagi - Telêmaco Borba. Parte 1 - Praguiano e Emsiano. Estratigrafia e geoquímica	101
Fig.	20	- Seção Tibagi - Telêmaco Borba. Parte 2 - Eifeliano e ?Givetiano. Estratigrafia e geoquímica	102
Fig.	21	- Seção Tibagi - Telêmaco Borba - curvas de carbono orgânico, índice de hidrogênio (IH), Al ₂ O3 e K ₂ O	108
Fig.	22	- Seção Tibagi - Telêmaco Borba - curvas de Zn, MgO, Fe₂O₃ e Mn	109
Fig.	23	- Seção Tibagi - Telêmaco Borba - curvas de Cu, Pb, V e Cr	110
Fig.	24	Seção Rivadávea - sedimentologia e geoquímica	.113
Fig.	25	- Seqüências deposicionais de 3ª ordem e tratos de sistemas deposicionais no Siluro-Devoniano da Bacia do Paraná	119
Fig.	26	 Seção de correlação mostrando a distribuição espacial dos atributos estratigráficos das seqüências de A a F, ao longo de um corte N-S, entre os poços 2-TB-1-SP e 2 RS-1-PR 	.121
Fig.	27	 Seção de correlação mostrando a distribuição espacial dos atributos estratigráficos das seqüências de A a F, ao longo de um corte N-S, entre os poços 2-CB-1-SP e 2 LS-1-PR 	122
Fig.	28	- Seção de correlação mostrando a distribuição espacial dos atributos estratigráficos das seqüências de A a F, ao longo de um corte W-E, entre os poços 2-AN-1-PR e 1 MO-2-PR	123
Fig.	. 29	- Seção de correlação mostrando a distribuição espacial dos atributos estratigráficos das seqüências de A a F, ao longo de um corte S-N, entre os poços 2-UV-1-PR e 2 JT-1-PR	124
Fig.	. 30	- Modelo generalizado para a origem de "offshore bars" em um domínio marinho-raso	137
Fig.	. 31	- Sucessões de shoreface dominados por ondas	.138
Fig.	. 32	2- A expressão estratigráfica de regressões forçadas	139
Fig	. 33	B -Diagrama espaço-tempo para o intervalo "Furnas-Ponta Grossa", nasub-bacia de Apucarana	.145

LISTA DE TABELAS

Tab. 01 - Síntese das opiniões na literatura a respeito de ambientes	
denosicionais, idades e relações de contato propostos para	" 0
Formação Furnas	52

INDICE

AGRADECIMENTOS	iii
RESUMO	V
ABSTRACT	vi
LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	ix
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO II - MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO	4
II.1 - OBJETIVOS DA PESQUISA	4
II.2 - MÉTODOS E PROCEDIMENTOS DE TRABALHO	5
II.2.1 - Em superfície	8
II.2.1.1 - Análises geoquímicas	11
II2.2 - EM SUBSUPERFÍCIE	12
Capítulo III - METODOLOGIA	14
III.1 - ALGUMAS PREMISSAS METODOLÓGICAS	14
III.2 - OS PRECEITOS DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS	16
III.3 - AS ORIGENS E A ESTRUTURAÇÃO	
DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS	18
III.4 - A ESCOLHA DAS SUPERFÍCIES LIMITANTES DE	
SEQÜÊNCIAS	24
III.5 - AS ESPECIFICIDADES DO INTERIOR CRATÔNICO	28
Capítulo IV - BACIA DO PARANÁ - ESTUDOS RECENTES	32
IV.1 - GENERALIDADES	32
IV.2 - O SUBSTRATO DA BACIA	33
IV.3 - ESTUDOS QUE ABORDARAM A ORIGEM DA BACIA -	
UMA BREVE SÍNTESE	35

CAPÍTULO V - SECÃO PRÉ-CARBONÍFERA DA BACIA	40
V.1 - SEÇÃO PRÉ-DEVONIANA - HISTÓRICO E CONTROVÉRSIAS	40
V.2) SEÇÃO DEVONIANA - HISTÓRICO E CONTROVÉRSIAS	50
CAPÍTULO VI - ANÁLISE DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS	61
VI.1 - FORMAÇÃO FURNAS (NEO-SILURIANO - EODEVONIANO) -	
A ETERNA BUSCA DE UM MODELO EVOLUTIVO	61
VI.1.1 - INTRODUÇÃO	61
IV.1.2 - DISCUSSÕES SEDIMENTOLÓGICAS E CARACTERIZAÇÃO	
DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS	63
VI.1.2.1 - Intervalo Furnas inferior	63
VI.1.2.2 - Intervalo Furnas intermediário	64
VI.1.2.2 - Intervalo Furnas superior	75
VI.1.2 - A BUSCA DE UM MODELO EVOLUTIVO PARA A FORMAÇÃO FURNAS	82
VI.2 - FORMAÇÃO PONTA GROSSA (EO A NEODEVONIANO) -	
DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DAS SEÇÕES COLUNARES	87
VI.2.1 - SEÇÃO COLUNAR JAGUARIAÍVA	87
VI.2.1.1 - Caracterização e discussão	87
VI.2.1.2 - Análises Geoquímicas	93
VI.2.2 - SEÇÃO COLUNAR TIBAGI - TELÊMACO BORBA	98
VI.2.2.1 - Caracterização e discussão	100
VI.2.2.2 - Análises Geoquímicas	107
VI.2.3 - SEÇÃO COLUNAR RIVADÁVEA	112
VI.2.3.1 - Caracterização e discussão	112
VI.2.3.2 - Análises Geoquímicas	115
CAPÍTULO VII - SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS	117
VIII.1 - INTRODUÇÃO	117
VIII.2 - ARCABOUÇO DE 3ª ORDEM	118
VII.2.1 - Seqüência Deposicional "A" (Seq. A):	
? Pridoliano - Lochkoviano	125
VII.2.1 - Seqüência Deposicional "B" (Seq. B):	
? Neo-Lochkoviano - Emsiano	131
VII.2.1 - Seqüência Deposicional "C" (Seq. C):	
? Neo-Emsiano - ?Eo-Eifeliano	134
VII.2.1 - Seqüência Deposicional "D" (Seq. D): Eifeliano	140

VII.2.1 - Seqüência Deposicional "E" (Seq. E):	
? Neo-Eifeliano - Neo-Givetiano	125
VII.2.1 - Seqüência Deposicional "F" (Seq. F):	
Frasniano	140
VIII.3 - ARCABOUÇO DE 3ª ORDEM	142
CAPÍTULO VIII- REPRESENTAÇÃO EM DIAGRAMA ESPAÇO - TEMPO PARA O INTERVALO "FURNAS-PONTA GROSSA" E	
CONSIDERAÇÕES FINAIS	144
CAPÍTULO VII- CONCLUSÕES	148
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	151

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

Laboratório natural dos mais visitados e estudados há várias décadas, a Bacia do Paraná guarda inúmeros aspectos pouco compreendidos, podendo-se dizer, que estes aspectos são proporcionais à sua extensão areal - mais de 1.400.000 km² espalhados pelo Brasil, Paraguai, Argentina e Uruguai, sendo mais de 1.000.000 km² somente no Brasil. Mas quais as prováveis causas de uma bacia sedimentar tão estudada sob diferentes pontos de vista por tanto tempo apresentar um grau de compreensão de sua história evolutiva ainda considerado impreciso? Por certo não há uma causa única. Entre as prováveis causas podem ser destacadas aquelas relacionadas à baixa densidade de dados de subsuperfície existentes, como também causas relacionadas à metodologia de abordagem.

Historicamente, a Bacia do Paraná foi abordada segundo a ótica da Estratigrafia clássica, onde a litoestratigrafia ocupou papel central. Esta concepção direcionou as análises rumo à priorização de correlações litológicas, centralizadas no rastreamento de membros, formações e grupos bacia adentro, conduzindo a uma proliferação de nomes de unidades litoestratigráficas, em geral com aplicabilidade apenas local - normalmente criadas para permitir o fechamento do modelo de padrão tabular de correlação das unidades litológicas -, em detrimento de estudos com foco mais genético, conjugados a preocupações com concepções de modelos cronoestratigráficos.

No entanto, nas últimas décadas, a sensível evolução no campo da análise de bacias, fruto, entre outros fatores, dos avanços na tecnologia computacional e aquisição de dados sísmicos - responsáveis pela rápida emergência da Sismoestratigrafia -, mas também dos avanços da sedimentologia, no que diz respeito à compreensão dos processos e sistemas deposicionais, tem propiciado a

elaboração de novas concepções no campo da Estratigrafia. Entre estas concepções, destacam-se aquelas relacionadas à sedimentação episódica e à percepção de ciclos e eventos em diferentes escalas hierárquicas. Assim, a Estratigrafia progressivamente se tornou uma disciplina mais dinâmica e integradora. Neste contexto, o surgimento da Estratigrafia de Seqüências assume a pretensão de guiar estudos de fácies geneticamente relacionadas agregados a um arcabouço de superfícies de significado cronoestratigráfico.

Desta forma, os pesquisadores atuais podem contar com ferramentas de análise ancoradas em concepções que podem abrir novos caminhos de percepção no campo da análise de bacias. No âmbito da Bacia do Paraná, em especial, onde a base de dados é extremamente limitada - em relação à bacias que passaram por uma campanha exploratória de hidrocarbonetos mais intensa - e o arcabouço bioestratigráfico encontra-se pobremente detalhado, a aplicação dos conceitos da Estratigrafia de Seqüências, como ferramenta de análise e predição de litologia e padrões estratais baseando-se na interpretação de ciclicidade no registro estratigráfico, pode contribuir na elaboração de propostas com melhores percepções que aquelas disponíveis a partir de abordagens litoestratigráficas mais convencionais.

O presente estudo se coloca nesta perspectiva de contribuir na busca de uma aproximação a uma melhor concepção estratigráfica no Paleozóico da Bacia do Paraná a partir de uma análise apoiada nos conceitos da Estratigrafia de Seqüências. O objeto de estudo é a seção Siluro-Devoniana (formações Furnas e Ponta Grossa) presente na porção sul da Bacia do Paraná. A escala de análise se refere à caracterização de seqüências deposicionais de 3ª ordem - detalhamento ainda não proposto nessa seção.

Especial atenção foi dada à coleta de material para análises bioestratigráficas e geoquímicas, em particular nas seções de importantes inundações marinhas do sistema, uma vez que tais seções podem se constituir em intervalos de referência para correlações estratigráficas, assumindo caráter cronoestratigráfico, além de despertarem interesses sob o ponto de vista econômico, no que se relaciona à possibilidade de geração de gás natural no âmbito da Formação Ponta Grossa.

Trabalhos integrados com especialistas em bioestratigrafia resultaram em interessantes reavaliações sobre o posicionamento cronoestratigráfico de alguns intervalos investigados nesta pesquisa (*q.v;* Dino *et al.*, 1995; Grahn *et al.*, no prelo; Gerriene *et al.*, em prep.). Novas reavaliações cronoestratigráficas são conduzidas neste trabalho, agora apoiadas no arcabouço de seqüências de 3ª ordem aqui proposto.

CAPÍTULO II

MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO

A presente pesquisa foi conduzida com dados de superfície e de subsuperfície.

A área investigada em superfície abrange a faixa de afloramentos das unidades devonianas no bordo leste da Bacia do Paraná, região do Arco de Ponta Grossa, que se estende pelo leste do Estado do Paraná e sudeste do Estado de São Paulo (Fig. 01).

Em subsuperfície foram utilizados 16 poços perfurados pela PETROBRÁS e pelo Consórcio CESP/IPT (Paulipetro) na Sub-Bacia de Apucarana (relacionados na Fig. 02).

Em termos geográficos a área abrangida por esta pesquisa está compreendida entre os paralelos 22°00' e 26°30' de latitude Sul e pelos meridianos 49°00' e 54°00' de longitude Oeste (Fig. 02).

I.1 - OBJETIVOS DA PESQUISA

No sentido de contribuir para uma busca de um melhor entendimento acerca da evolução estratigráfica do Devoniano da Sub-Bacia de Apucarana, Bacia do Paraná, colocam-se como objetivos deste trabalho: 1) Reconhecimento de fácies e associações de fácies, bem como caracterização de sistemas deposicionais em afloramentos, perfis de raios gama e em testemunhos de sondagem; 2) utilização da geoquímica como ferramenta para o reconhecimento e caracterização de superfícies de inundação marinha no âmbito da Formação Ponta Grossa e avaliação de sua aplicabilidade em estudos de superfície; 3) caracterização e interpretação de

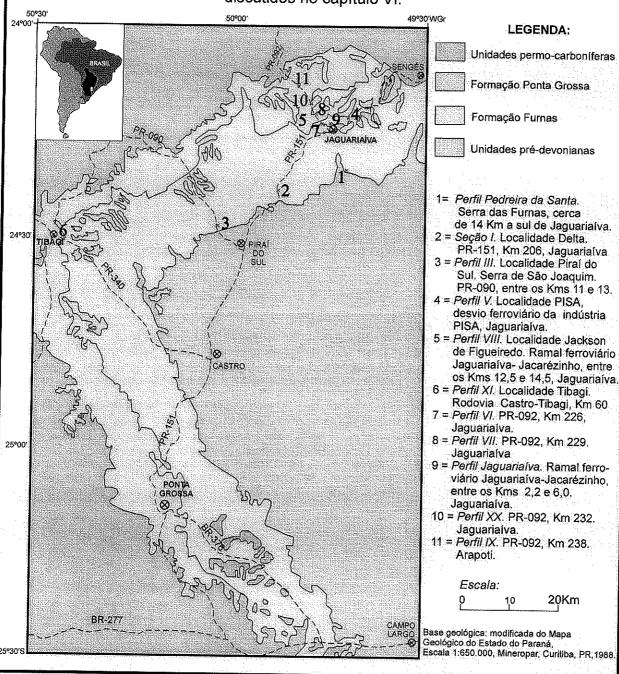
seqüências deposicionais de 3ª ordem (1 a 10 Ma) e seus tratos de sistemas associados, em superfície e subsuperfície; 4) avaliação da aplicabilidade dos conceitos da Estratigrafia de Seqüências em domínio de interior cratônico; 5) confecção de seções estratigráficas a partir dos dados de subsuperfície para rastreamento das seqüências reconhecidas; 6) discussão a respeito do relacionamento entre as unidades litoestratigráficas formais e as unidades aloestratigráficas informais reconhecidas; 7) discussão a respeito da evolução da seção areno-siltica da porção intermediária da Formação Ponta Grossa à luz da Estratigrafia de Seqüências; 8) discussão a respeito da reavaliação de posicionamentos cronoestratigráficos no Devoniano da bacia, elaborada a partir de trabalhos conjuntos com especialistas em bioestratigrafia, bem como com base no arcabouço de seqüências de 3ª ordem aqui estabelecido; 9) discussão da evolução deposicional do Devoniano na Sub-Bacia de Apucarana a partir dos resultados obtidos.

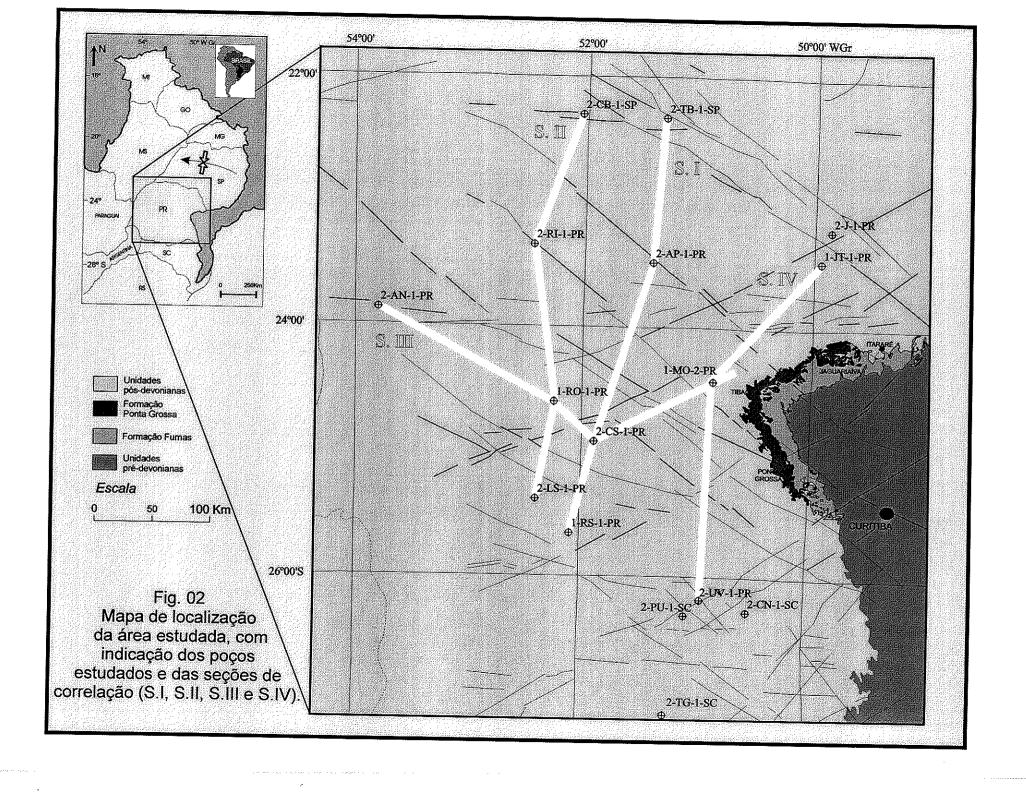
II.2 - MÉTODOS E PROCEDIMENTOS DE TRABALHO

O trabalho constituiu-se basicamente da análise de dados de campo e de laboratório, acompanhada de uma análise crítica da bibliografia relevante, bem como de uma síntese a respeito dos avanços da Estratigrafia de Seqüências nos últimos anos. Em cada uma destas etapas um procedimento diferente foi adotado. Nas análise dos dados de campo e de subsuperfície podem ser destacados os seguintes aspectos.

Em síntese, o procedimento geral de trabalho seguiu a forma de trabalho no campo da geologia sedimentar (Fig. 3). Assim, de acordo com Walker (1992), fácies individuais são agrupadas em associações de fácies (Fig. 4), as quais podem constituir os elementos arquiteturais de um ambiente sedimentar específico. As fácies também tendem a acorrer em sucessões de fácies específicas. As sucessões de fácies são normalmente limitadas por mudanças abruptas na litologia por meio

Fig. 01 - Mapa de localização da faixa de afloramentos das formações Furnas e Ponta Grossa no bordo leste da Bacia do Paraná, com indicação de localidades onde foram descritos perfis e seções discutidos no capítulo VI.



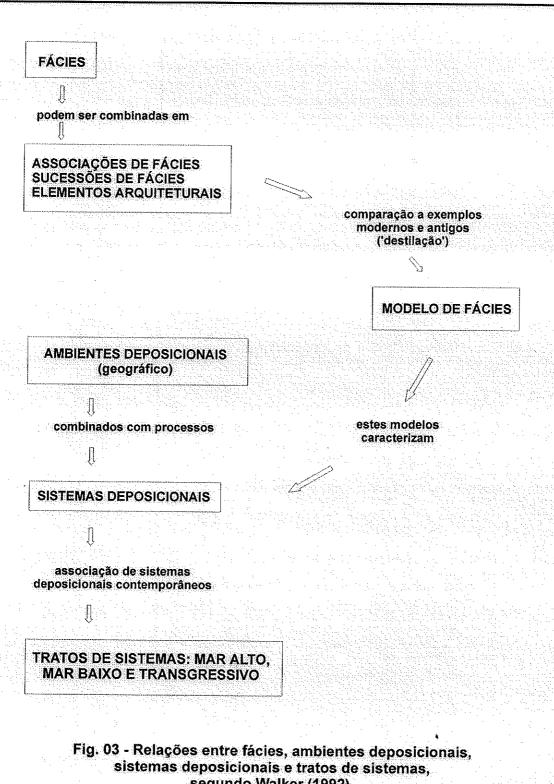


de descontinuidade de algum tipo; *i.e.*, superfícies de erosão ou superfícies de não deposição.

O esquema estratigráfico descritivo tradicional realizado através da subdivisão de rochas sedimentares antigas, envolve a definição de unidades litologicamente homogêneas (formações) que podem ser subdivididas (membros) ou combinadas (grupos). Esquemas estratigráficos alternativos, que vêm assumindo importância crescente, enfatizam as decontinuidades limitantes antes que as homogeneidades litológicas internas. Este tipo de subdivisão em sido formalizado como aloestratigrafia. A aloestratigrafia é puramente descritiva. A estratigrafia de seqüências (Van Wagoner et al., 1990) também reconhece unidades definidas por descontinuidades, mas as relaciona a ciclos de flutuações do nível do mar. Os tratos de sistemas são elos de sistemas deposicionais contemporâneos. Entretanto, diferentes sistemas deposicionais ocorrem em diferentes posições da curva relativa do nível do mar e permite a definição dos três principais tratos de sistemas: de mar baixo, transgressivo e de mar alto (Walker, 1992, p. 2).

II.1.1 - EM SUPERFÍCIE

Durante o reconhecimento de campo, envolvendo viagens à faixa de afloramentos no bordo leste da Bacia do Paraná, foram descritos, em pontos chaves selecionados, perfis sedimentológicos verticais, discriminando-se as fácies sedimentares presentes e reconhecendo-se as orientações das estruturas. Este procedimento é expedito e de fácil realização. Contudo, não é completo, uma vez que a geometria total do sistema (envolvendo a relação lateral das fácies) é desprezada. Assim, seções sedimentológicas foram também obtidas através de técnicas fotográficas em painéis e com posterior interpretação através de recurso de overlays. Desta forma, buscou-se uma análise da arquitetura deposicional (sensu Miall, 1985). Uma especial atenção foi dada ao comportamento direcional dos elementos da arquitetura. Concomitantemente, foram coletadas amostras para análises palinológicas e paleobotânicas, visando contribuir principalmente na datação das camadas, e também amostras para análises geoquímicas, com o intuito de se caracterizar os valores de carbono orgânico total (COT), índice de hidrogênio (IH) e os teores de alguns outros elementos químicos. As análises bioestratigráficas



segundo Walker (1992).

Fig. 04 - GLOSSÁRIO DE TERMOS ESTRATIGRÁFICOS (Fonte: Walker, 1992, sua Tabela 1 - p. 2))

Aloestratigrafia - subdivisão do registro estratigráfico em corpos de rochas mapeáveis "definidos e identificados com base em suas descontinuidades limitantes" (NACSN, 1983, p. 865).

Ambiente Deposicional - área geográfica e/ou geomórfica

Associação de Fácies -grupos de fácies geneticamente relacionadas umas às outras as quais têm algum significado ambiental. **Descontinuidade Limitante** - uma descontinuidade lateralmente identificável, pode ser uma discordância, superfície de ravinamento, superfície de *onlap* ou *downlap*, horizonte condensado ou *hardground*.

Discordância - "uma superfície separando estratos mais jovens de estratos mais antigos, ao longo da qual há evidência de truncamento erosional subaéreo ...ou exposição subaérea, com um significante hiato indicado" (Posamentier *et al.*, 1988, p. 110). Esta é uma definição extremamente restrita; Posamentier (comunicação pessoal, 1990) agora aceita que a "evidência" pode ser inferida antes que real.

Downlap - a situação onde "uma camada inicialmente inclinada termina downdip contra uma superfície inicialmente horizontal ou inclinada" (Mitchum et al., 1977, p 58).

Elemento Arquitetural - uma subdivisão morfológica de um sistema deposicional particular caracterizada por uma assembléia distintiva de fácies, geometrias de fácies e processos deposicionais.

Estratigrafia de Sequência - "o estudo do relacionamento das rochas dentro de um arcabouço cronoestratigráfico no qual a sucessão de rochas é cíclica e composta de unidades estratais geneticamente relacionadas (sequências e tratos de sistemas)" (Posamentier et al. 1988, p.110).

Estratigrafia Sísmica - "uma abordagem geológica para a interpretação estratigráfica de dados sísmicos" (Vail & Mitchum, 1977, p. 51).

Eustasia - uma mudança de âmbito mundial do nível relativo do mar em relação a um ponto fixo tal como o centro da terra. As mudanças eustáticas resultam de variações no volume de água das bacias oceânicas (controle glacial), ou uma variação do volume das bacias em si (relacionadas à taxas de construção de dorsais oceânicas e taxas de espalhamento do fundo oceânico). A curva eustática do nível do mar descreve mudanças cíclicas no nível do mar.

Fácies - um corpo de rocha caracterizado por uma combinação particular de litologia, estruturas físicas e biológicas que confere um aspecto ("fácies") diferente dos corpos de rochas acima, abaixo e lateralmente adjacentes

Litoestratigrafia - "um corpo definido de estrato sedimentar que é distinguido e delimitado com base em características líticas e posição estratigráfica" (NACSN, 1983). É internamente litologicamente homogêneo.

Onlap - a situação onde "um estrato inicialmente horizontal sobrepõe progressivamente uma superfície inicialmente inclinada" (Mitchum et al., 1977, p. 57-58).

Modelo de Fácies - um sumário geral de um sistem deposicional específico, envolvendo muitos exemplos individuais de sedimentos recentes e rochas antigas.

Parasseqüência - "uma sucessão relativamente concordante de camadas ou conjuntos de camadas geneticamente relacionadas limitada por superfícies de inundação marinha e suas superfícies correlativas" (Posamentier et al., 1988, p. 110). Seqüência - "uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados limitados no seu topo e base por discordâncias e suas concordâncias relativas ...é composta de uma sucessão de tratos de sistemas e é interpretada ter se depositado entre pontos de inflexão de quedas eustáticas" (Posamentier et al., 1988, p. 110).

Seqüência Estratigráfica Genética - "o produto sedimentar de um episódio deposicional" (Galloway, 1989, p. 125), onde um episódio deposicional "é limitado por superficies estratais que refletem reorganizações principais no arcabouço paleogeográfico da bacia" (Galloway, 1989, p. 128). Estas superficies estratais são superficies de inundação máxima, e não as discordâncias utilizadas para definir sequências estratigráficas.

Sistema Deposicional - "assembléia tridimensional de litofácies, geneticamente unidas por processos e ambientes ativos ou inferidos' (Posamentier *et al.*, 1988, p. 110). Abarca ambientes deposicionais e os processos neles atuantes.

Sucessão de Fácies - uma sucessão vertical de fácies caracterizada por uma mudança progressiva em um ou mais parâmetros, e.g. abundância de areia, tamanho dos grãos ou estruturas sedimentares.

Superfície de Inundação Marinha - "uma superfície separando estratos mais jovens de estratos mais antigos através da qual há evidência de um incremento abrupto na profundidade da lâmina d'água" (Van Wagoner et al., 1990, p. 8)

Superfície de Inundação Máxima - uma superfície separando um trato de sistemas transgressivo (abaixo) de uma trato de sistemas de mar alto (acima). É comumente caracterizada por um horizonte condensado refletindo deposição muito lenta; marca no trato de sistemas sobreposto downlap na Superfície de Inundação Marinha.

Superfície de Ravinamento - uma superfície de erosão produzida durante transgressão marinha de um ambiente anteriormente subaéro.

Trato de Sistemas - "um elo de sistemas deposicionais contemporâneos" (Posamentier et al. 1988, p. 110).

foram realizadas com a colaboração dos seguintes especialistas: Dr. Yngve Grahn (quitinozoários); Dr. Phillipe Steemans (esporos); Dr. Phillipe Gerriene (paleobotânica); Dr. Rodolfo Dino (esporos).

Analisando-se estes dados, procurou-se estabelecer grandes domínios faciológicos (com seus respectivos sistemas deposicionais associados).

Vale destacar alguns procedimentos relativos à análise sedimentológica de dados de campo. Procurou-se, sempre que possível, proceder a observações criteriosas em campo, sendo que as percepções a respeito de uma interpretação genética estiveram dominantemente influenciadas pela concepção de sistemas deposicionais. A concepção de sistemas deposicionais envolve uma abordagem holística¹ (cf., Della Fávera, 1990, 1995a). Deste modo, a noção do contexto, no caso da interpretação de sistemas deposicionais, assume um caráter preponderante. Assim, teve-se ter em mente que nesta visão as relações entre os objetos são mais importantes que o objeto em si. No caso da análise faciológica, a percepção de associações de fácies adquire maior importância que a fácies em si. Neste caso, as relações entre objetos (fácies) levam o nome de posição na seqüência (Della Fávera, 1995a).

II.2.1.1 - Análises Geoquímicas

Com o intuito de caracterizar com um grau mais preciso as superfícies de inundação e de fornecer subsídios para discussões a respeito da importância destas seções como marcos cronoestratigráficos, foram realizadas análises geoquímicas dentro do pacote dominantemente pelítico do Devoniano Inferior e do Devoniano Médio. As análises em pauta referem-se à determinação do teor de carbono orgânico total (COT), do índice de hidrogênio (IH) e dos teores de diversos elementos químicos (Al, K, Ba, Mg, Zn, Mn, Cu, Pb, V, Cr).

¹ A abordagem holística considera o universo como uma teia dinâmica de eventos relacionados. Nenhuma das propriedades de qualquer parte desta teia é fundamental; todas elas decorrem das outras partes do todo e a coerência total de suas inter-relações determina a estrutura da teia. Segundo essa filosofia, a natureza não pode ser reduzida a entidades fundamentais, como elementos basilares da matéria, mas tem que ser inteiramente entendida por meio da autocoerência (Della Fávera, 1995a).

Para uma análise geoquímica de detalhe, foram selecionadas três seções colunares (Jaguariaíva, Tibagi - Telêmaco Borba e Rivadávea. O motivo da escolha destas seções residiu na qualidade da preservação das características originais do material sedimentar e na continuidade vertical dos depósitos sedimentares. Nestas seções, foram coletadas amostras a cada 30 cm, segundo orientação do Dr. Renê Rodrigues. Tal amostragem foi procedida somente nos intervalos onde as rochas exibiam um grau razoável de preservação de matéria orgânica. Salienta-se que os 'buracos' de amostragem observados nas seções estudadas resultam (i) da ausência de afloramentos no nível estratigráfico em questão, ou (ii) da atuação acentuada dos processos intempéricos, ou ainda (iii) da presença de intrusões magmáticas nas proximidades deste nível de amostragem, afetando termicamente o intervalo.

Não foram utilizadas as amostras de subsuperfície referentes aos poços estudados por não se mostrarem favoráveis às análises geoquímicas, principalmente aquelas referentes à geoquímica orgânica. Isto em função da alta freqüência de intrusões magmáticas neste intervalo estratigráfico, cuja influência termal introduziu significativas variações no COT e nos valores do IH, modificando sensivelmente os valores originais (em relação às áreas sem o efeito das intrusivas).

11.2.2 - EM SUBSUPERFÍCIE

Os perfis geofísicos de poços, em especial as curvas de raios gama, foram utilizados na interpretação dos termos litológicos, das seqüências verticais de fácies, de sistemas deposicionais e na localização de descontinuidades (e.g., superfícies de inundação, de discordância, etc).

Através destes perfis, investigou-se os episódios deposicionais importantes na evolução do sistema, em escala de análise de ciclos de 3ª ordem. Foram assim demarcados os intervalos que melhor representassem as superfícies de inundação máxima (SIM). Tais superfícies foram tomadas como marcos de correlação para

elaboração de seções estratigráficas regionais, sendo utilizados como referências para mapeamento estratigráfico. O passo seguinte consistiu na escolha das descontinuidades demarcadoras dos limites de seqüências (*i.e.*, superfícies de discordância). Em face da grande escassez de testemunhos, do pobre controle bioestratigráfico e do grande distanciamento entre poços, o peso maior nesta etapa recaiu sobre as considerações acerca dos padrões de empilhamento estratal. Foram assim caracterizados ciclos (seqüências deposicionais) de 3ª ordem e, dentro destes, analisados os arranjos espaciais de sistemas deposicionais; o que constituiu o caminho para o reconhecimento dos tratos de sistemas deposicionais.

Assim, a análise dos perfis de poços consistiu na principal ferramenta para o estabelecimento de um arcabouço de seqüências deposicionais (sensu Van Wagoner et al. 1990), o qual foi correlacionado com aquele estabelecido para a faixa de afloramentos.

Os testemunhos, em função de seu grande espaçamento vertical, foram utilizados para atestar as interpretações de raios-gama e para amostragens micropaleontológicas, tomadas na medida das necessidades.

Reunindo o montante final dos dados, em uma integração tentativa das áreas estudadas (superfície e subsuperfície), propõe-se obter, como produto final, modelos que contribuam no estudo da evolução estratigráfica do intervalo em investigação.

CAPÍTULO III

METODOLOGIA

III.1 - ALGUMAS PREMISSAS METODOLÓGICAS

O presente estudo foi guiado pelas concepções metodológicas da 'Estratigrafia Moderna', englobada hoje na Estratigrafia de Seqüências. A Estratigrafia Moderna, apresenta concepção holística e baseia-se nos preceitos da sedimentação episódica (sensu Dott, 1983); se opondo assim à Estratigrafia "antiga", que era dominada pelo gradualismo e enfatizava sobremaneira a litoestratigrafia.

Esse novo paradigma no campo da Geologia Sedimentar foi acompanhado de uma profunda reformulação em alguns aspectos do *princípio do Uniformitarismo*: um dos substratos epistemológicos mais caros da Geologia.

Formulado por James Hutton, ao final do século XVIII, e defendido por Charles Lyell, no início do século XIX, o uniformitarismo pode ser dividido em duas pressuposições básicas: as *metodológicas* e as *substantivas* (*cf.*, Gould, 1984, *apud*, Della Fávera, 1995a).

As pressuposições metodológicas, que tratam de guias ou procedimentos do método científico, são as *uniformidade da lei* e a *uniformidade do processo*, esta última conhecida como *Atualismo*.

A uniformidade da lei diz que as leis naturais são invariáveis no espaço e no tempo. Este postulado na realidade é a base do método científico. Se as leis mudassem, qualquer hipótese sobre causa e efeito não teria suporte a partir das várias observações (inferência indutiva). Esta pressuposição é na realidade a base da ciência sendo o fundamento principal do método científico. Apesar de ser negada por alguns, é admitida pela maioria.

A uniformidade do processo (Atualismo). Não é exclusiva da Geologia. Sempre que possível explica o passado como produto de causas que ainda operam na face da Terra. Pelo uso do Atualismo, gerantir-se-ia o emprego do Princípio da

Simplicidade (Navalha de Occam), que diz que as hipóteses mais simples seriam as mais plausáveis.

As pressuposições substantivas compreendem a uniformidade de variação (Gradualismo) e a uniformidade de condições (estado dinâmico estável).

A uniformidade de variação implica que as mudanças da face da Terra se dão de forma lenta e gradual. Lyell acreditava que esta lentidão seria tão extensa que, para um observador humano, tudo pareceria estático. Entretanto, a imensidão do tempo geológico produziria os enormes resultados em acumulação.

Com relação à uniformidade de condições, Lyell admitia que a Terra era um lugar de constante mudança, apesar da permanência de seus aspectos. Admitia em termos de evolução que a extinção de grandes grupos não implicava em qualquer direcionamento da história da vida (Della Fávera, 1995a, p. 6).

Atualmente existe uma forte tendência em se revogar as pressuposições substantivas do Uniformitarismo. Os argumentos principais que sustentam essa tendência relacionam-se tanto a aspectos inerentes à própria organização estratigráfica (cronoestratigráfica), como também aos novos preceitos da sedimentação episódica. (cf., Della Fávera, 1995a, pp. 6-10).

Os preceitos da sedimentação episódica ganharam forte estruturação no decorrer da década de 70 deste século em meio aos ataques ao gradualismo lyelliano. Algumas concepções nitidamente anti-gradualistas, como aquelas manifestadas por Ager (1984) ["... a história da terra se assemelha à vida dos soldados: longos períodos de tédio e breves instante de terror"] nos dão a idéia do teor das discussões que estavam em pauta. A partir do começo da década de 80, as concepções acerca da sedimentação cíclica e por eventos são estruturadas, particularmente com a publicação de referência de Einsele & Seilacher (1982).

Entretanto, conforme destaca Della Fávera (1995a), em 1983, Dott (1983) e Hsü (1983) exprimem um ponto de vista que deverá se tornar uma norma entre os geólogos de rochas sedimentares: "o registro sedimentar seria formado por episódios de sedimentação, alternados por períodos de não deposição, estes marcadamente refletidos nos planos de estratificação. Alguns desses episódios, que envolvem a manifestação de um elevado grau de energia num curto espaço de tempo, são eventos raros, pelo menos em termos humanos. Entretanto, em muitas situações, seus depósitos predominam sobre o dos processos 'normais' do dia-a-dia - graduais e contínuos -, formados em condições de bom tempo. A freqüência dos

eventos raros é inversamente proporcional à intensidade dos fenômenos envolvidos" (Della Fávera, 1995a, p. 7).

Isso implica, segundo Della Fávera (1995a), que a sedimentação se fará por episódios consecutivos, a partir de um processo inicial, até a sua acumulação no registro.

(...) o material desagregado física ou quimicamente, existente numa montanha, que é uma área de erosão, descerá para o primeiro sítio de deposição pela ação de fortes chuvas. A acumulação inicial num depósito de leque aluvial continuará, por pulsos sucessivos, através de rios entrelaçados e meandrantes (fixação em barras de rios entrelaçados ou barras em pontal), também por episódios ligados a inundação, até um delta. Parte deste material fluirá, por exemplo, até a quebra da plataforma, caso este delta prograde até aquele sítio. Qualquer instabilidade provocará o escorregamento desta massa, já depositada, pelo talude até um sítio de deposição, presumivelmente final, no leque submarino ou na planície abissal. Assim, cada evento de sedimentação episódica vale-se de um outro anterior que acumulou determinado depósito Della Fávera (1995a, p. 8):.

III.2 - OS PRECEITOS DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Este estudo é realizado na perspectiva de um entendimento da evolução estratigráfica do Sistema Devoniano de uma porção da Bacia do Paraná. Assim, a partir de uma análise calcada nos preceitos da Estratigrafia de Seqüências, procuraremos sintetizar neste capítulo, à luz de artigos recentes colhidos na literatura, os aspectos mais relevantes do seu desenvolvimento. Finalmente, enfocaremos a utilização da Estratigrafia de Seqüências como instrumento da análise estratigráfica no domínio do interior cratônico.

A análise dos periódicos recentes de geologia sedimentar revela uma tendência de utilização dos preceitos da Estratigrafia de Seqüências na análise de estratos mesozóicos e cenozóicos. A análise de estratos paleozóicos segundo esta perspectiva é limitada a um número relativamente pequeno de artigos e representa ainda uma área de fronteira para a Estratigrafia de Seqüências, particularmente no que se refere à análise de bacias do interior cratônico.

A Estratigrafia de Seqüências vem passando, desde a sua fase inicial na década de 70, por importantes reformulações, seguindo uma tendência geral de abandonar o seu dogmatismo inicial centrado na forte determinação de aplicação de um modelo geral para todas as realidades, independentes de suas histórias e idiossincrasias, em favor de uma visão mais flexibilizada e integradora. Os recentes textos didáticos que tratam da Estratigrafia de Seqüências (q.v. Posamentier & Allen, 1994) afastaram-se das controvérsias iniciais que lhes dizem respeito [e.g., a crença de que o controle principal na criação de espaço deposicional seria exercido pelos movimentos eustáticos, em detrimento de causas tectônicas] e estão centrados na argumentação a favor da defesa da aplicabilidade dos princípios básicos da Estratigrafia de Seqüências na análise de bacias em diferentes posicionamentos geológicos. Há também uma tendência em se assumir a Estratigrafia de Seqüências como uma ferramenta de análise, uma metodologia, antes que um modelo único ao qual todos os conjuntos de dados precisam se adequar (e.g., Posamentier & James, 1993; Posamentier & Allen, 1994).

Esta nova tendência é claramente expressa por Posamentier & Allen (1994) como se segue:

Contrariamente ao que pode ter sido sugerido nos artigos pioneiros, o 'modelo' da Estratigrafia de Seqüências não é e não pode ser fielmente retratado por qualquer bloco diagrama único ou conjunto de blocos diagramas, tais como aqueles publicados por Haq et al. (1987) (sua Fig. 1) ou Posamentier et al. (1988) (suas Figs. 1-6). ... O 'modelo' da Estratigrafia de Seqüências terá numerosas variações em resposta a fatores geológicos locais que exercem variáveis graus de controle sobre as fácies sedimentares e arquitetura estratal. ... As incontáveis variações nas relações estratigráficas incorporadas no registro estratigráfico são geradas por 'taxas', as quais são infinitamente variáveis tanto no tempo quanto no espaço. Por exemplo, taxas de subsidência, fluxo sedimentar e tamanho dos grãos, energia da bacia, atividade biogênica, etc, todos variam através de um contínuo de valores, conduzindo a um arranjo sem-fim de combinações e permutações que juntos encerram o registro litológico" (Posamentier & Allen, 1994, p.1).

A partir desta nova tendência têm-se argumentado que a Estratigrafia de Seqüências tem aplicabilidade praticamente universal, uma vez que é independente da escala - da lâmina à seqüência - e do tempo, e que a sedimentação é controlada pelos mesmos princípios e pode ser abordada pela mesma teoria.

III.3 - AS ORIGENS E A ESTRUTURAÇÃO DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Segundo o entendimento de Posamentier & Allen, (1994), a origem dos conceitos modernos da Estratigrafia de Seqüências pode ser creditada ao trabalho de Suess (1904; apud Posamentier & Allen, 1994), que introduziu e expôs o conceito de eustasia e o seu controle em escala global na origem das discordâncias. Conceitos de "time stratigraphy", por sua vez, foram desenvolvidos por estratígrafos europeus no início do século, os quais subdividiram sucessões de rochas em estágios limitados por discordâncias. Estes conceitos foram posteriormente refinados por Wheeler (1958, 1959; apud Posamentier & Allen, 1994), Weller (1960; apud Posamentier & Allen, 1994) e Sloss (1962, 1963; apud Posamentier & Allen, 1994), que reconheceram o significado e a utilidade da correlação de superfícies síncronas através de seções geológicas. As aplicações da cronoestratigrafia à análise estratigráfica que estes pesquisadores estabeleceram produziram, em muitas instâncias, melhores percepções que aquelas disponíveis a partir de abordagens litoestratigráficas mais convencionais, prevalecentes entre estratígrafos daquela época. Muito do que estes pesquisadores descreveram pode prontamente ser remodelado no que hoje referimos como um arcabouço de Estratigrafia de Sequências.

Ainda segundo Posamentier & Allen (1994), a abordagem defendida por Wheeler, Weller e Sloss não tomou raiz na comunidade geológica na mesma extensão em que a Estratigrafia de Seqüências moderna o fez porque faltou aqueles pesquisadores um ingrediente crítico que se tornaria disponível somente a partir das décadas de 60 e 70. Este ingrediente está relacionada aos dados de reflexão sísmica multi-canal de alta qualidade.

O surgimento dos dados de reflexão sísmica multi-canal de alta qualidade propiciou a criação da disciplina estratigrafia sísmica. Em termos gerais, a estratigrafia sísmica envolve a interpretação estratigráfica de dados. Na publicação de referência, Memoir 26 da AAPG, Peter Vail e seus colegas da Esso (Vail et al., 1977a) observaram que detalhadas informações estratigráficas poderiam ser

interpretadas através de dados sísmicos. A suposição fundamental em que Vail e seus colegas basearam seus trabalhos foi de que as superfícies de reflexão sísmica aproximam-se de superfícies correlativas ao tempo. Segundo a argumentação de Vail e equipe, uma vez que os refletores sísmicos seguem linhas de tempo, pode ser assumido que os dados sísmicos descrevem a arquitetura estratal, não obstante à baixa resolução. Os padrões de *onlap* costeiro e as descontinuidades estratais foram interpretados e confirmados pela integração de dados disponíveis de testemunhos de sondagem.

Estas observações sugeriram que uma nítida ciclicidade esteve presente nas sucessões litológicas, e, além disso, que padrões similares de ciclicidade existiram dentro destes intervalos cronoestratigráficos, em diferentes bacias sedimentares ao redor do mundo. Vail e equipe argumentaram que, para explicar tal aparente sincronismo global de eventos, um mecanismo causal efetivamente global deveria estar ativo. Este mecanismo, segundo eles, foi a variação global do nível do mar, i.e., eustasia. Desta forma, as primeiras curvas eustáticas globais sismicamente fundamentadas foram publicadas (Vail et al., 1977).

Tais curvas globais de variação do nível do mar foram caracterizadas por ciclicidade expressas em diferentes ordens de magnitude. O ciclo mais comum observado foi o chamado ciclo de terceira ordem, com períodos variando de 0,5 a 3,0 Ma. As superfícies escolhidas para empacotar as sucessões litológicas cíclicas foram as descontinuidades estratais definidas por terminações de refletores. Vail e equipe inferiram que estas deveriam representar superfícies de discordâncias. Assim, tendo como base as idéias de Sloss (1963), as discordâncias foram identificadas como superficies constituintes de unidades éstratigráficas fundamentais, definidas como següências deposicionais (Mitchum, 1977). A ênfase deste tipo de análise, da qual posteriormente evoluiu a Estratigrafia de Sequências, priorizou inicialmente a predição de idade antes que a predição de litologia.

Segundo destacam Posamentier & Allen (1994), estes artigos iniciais não chegaram ao ponto de analisar a conexão entre variação do nível do mar e arquitetura estratal; nem tampouco foram adequadamente voltados para o papel de fatores outros que eustasia para explicar a distribuição das litofácies. O próximo

salto substancial no desenvolvimento dos conceitos da Estratigrafia de Seqüências veio com a publicação do *SEPM Special Publication 42* (Wilgus *et al.*, 1988), onde a ligação entre arquitetura estratal e variação relativa do nível do mar foi analisada. Os artigos contidos nesta publicação argumentaram que os conceitos da Estratigrafia de Seqüências, construídas ao redor da noção de *acomodação de sedimentos*, poderiam ser aplicados não somente para dados em escala de sísmica convencional mas também para base de dados de menor escala, tais como dados de afloramento e de testemunho - o que veio a ser claramente demonstrado em Van Wagoner *et al.* (1990).

Entre as principais inovações propostas nesta fase, destacam-se as abaixo relacionadas, segundo síntese de Holz (1998):

- 1 a definição e detalhamento dos tratos de sistema, vinculados com a curva eustática e as discordâncias do tipo 1 e 2 (trabalho de Posamentier *et al., in* Wilgus *et al, op.cit.*);
- 2 o estabelecimento de cartas cronoestratigráficas e de variação do nível do mar mais detalhadas devido à descrição e datação de rochas marinhas em diversas partes do mundo e não só baseada no *onlap* costeiro como a "Curva de Vail" de 1977, criando um documento mais abrangente e confiável (trabalho de Haq *et al.*, *in* Wilgus *et al.*, *op.cit*);
- 3 a conceituação de accomodation (acomodação de sedimentos em função do espaço criado pela interação eustasia/subsidência) para explicar por que ocorre deposição em algumas áreas, erosão e bypass em outras (trabalho Jervey., in Wilgus et al., op.cit);
- 4 a modificação do conceito de discordância (em relação aquele de 1977), envolvendo necessariamente truncamentos erosivos ou exposições subaéreas, e, deste modo, hiatos significativos, além da classificação em tipos (1 e 2) que facilitam a interpretação (trabalho de Vail, 1987); (...)
- 5 a modificação da curva eustática, que deixa de ter forte assimetria da sua predecessora de 1977 e apresenta subidas e descidas mais suaves; com isso ocorre a introdução da idéia de que a curva de variação eustática é uma curva matematicamente tratável, com dois pontos de inflexão R e F, de subida (raise) e descida (fall), como pode ser demonstrado pela derivação dessas curvas (Posamentier et al., in Wilgus e al., op.cit);
- 6 o conceito de parassequência como unidade menor e operacional (do trabalho de Van Wagoner, 1985); na verdade uma expansão do conceito dos punctuated aggradacional cycles, de Goodwin & Anderton (1985) (Holz, 1998, p. 19).

Recentemente, algumas abordagens alternativas têm sido propostas para subdividir as sucessões litológicas cíclicas. Entre estas, há a abordagem referida como estratigrafia genética, proposta por Galloway (1989). Tal abordagem envolve a subdivisão das sucessões estratigráficas cíclicas tomando como limites as seções condensadas ou superfícies de inundação máxima. Com exceção do debate

relacionado à escolha do limite das seqüências, as duas abordagens são, segundo Posamentier & Allen (1994), perfeitamente similares.

Uma outra abordagem utilizada recentemente é aquela adotada por Roger G. Walker (e.g., Walker, 1992). Walker defende a Aloestratigrafia. Para ele, segundo destacado por Holz (1998, p. 21), "o paradigma é a interpretação da Formação Cardium do Turoniano de Alberta/Canadá, sendo a principal característica o reconhecimento de discordâncias geradas por subidas do nível do mar, resgatando o modelo de retração erosiva do shoreface preconizado por Numedal & Swift (1987)".

Neste aspecto, um ponto importante a se destacar refere-se a diferença de enfoque entre a Aloestratigrafia e a Estratigrafia de Seqüências sensu Esso. Ambas trabalham com seqüências deposicionais, que são corpos sedimentares delimitados por discordâncias. Para a Aloestratigrafia, no entanto, a causa de formação dessas discordâncias - se por queda, se por subida eustática, se por influência tectônica - representa um aspecto irrelevante para a classificação estratigráfica. Já para a Escola da Esso, por sua vez, a caracterização de uma seqüência traz em si um forte condicionante conceitual: a discordância tem que ter sido gerada por queda do nível do mar e reconhecida como tal (Holz, 1998, pp. 21-22) (Fig. 5).

Sendo assim, a seqüência deposicional (sensu, Jervey, 1988; Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1990) é definida em relação à curva do nível relativo do mar (nível-base) e é limitada por discordância subaérea e sua concordância correlativa. A implantação da discordância subaérea é geralmente relacionada ao estágio de queda do nível-base (Posamentier et al., 1988), enquanto que atualmente considera-se que a formação da concordância correlativa esteja associada ao final da queda relativa (Hunt & Tucker, 1992; apud, Catuneau et al., 1998). A seqüência deposicional compreende quatro tratos de sistemas com distintos padrões de empilhamento estratal: o trato de sistemas de mar alto (highstand systems tract, TSMA), formado durante o final da subida relativa, quando a taxa de sedimentação excede à taxa de subida relativa na região da linha de costa (regressão normal); o trato de sistemas de estágio descendente (falling stage systems tract, TSED) [designado por Posamentier & Allen (1994) como early lowstand systems tract],

formado durante quedas relativas (regressões forçadas); o trato de sistemas de mar baixo (lowstand systems tract, TSMB), formado durante o início da subida relativa, quando a taxa de sedimentação excede à taxa de subida relativa na região de linha de costa (regressão normal); e o trato de sistemas transgressivo (transgressive systems tract, TST), o qual se forma quando a taxa de subida relativa do nível do mar na região da linha de costa excede à taxa de sedimentação. Os três primeiros tratos de sistemas (TSMA, TSED e TSMB) constituem um empacotamento progradacional conhecido como trato de sistemas regressivo (regressive systems tract, TSR; Embry & Johannessen, 1992; apud, Catuneau et al., 1998). Um TSR seguido por um TST constitui uma seqüência estratigráfica genética (Galloway, 1989), limitada por superfícies de inundações máximas (SIM). A combinação de um TST seguido por um TSR produz uma seqüência transgressiva-regressiva (T-R) (Embry & Johannessen, 1992 e Embry, 1992; apud, Catuneau et al., 1998), limitada por superfícies transgressivas concordantes na porção marinha da bacia. O correlato não-marinho da superfície transgressiva concordante não é identificável dentro da sucessão fluvial sobrejacente à superfície de discordância uma vez que pode ser erodido pela superfície de ravinamento. Nestes casos, a superfície de discordância pode ser escolhida para representar o limite da seqüência T-R na sucessão não marinha (Embry, 1992, 1995; apud, Catuneau et al., 1998).

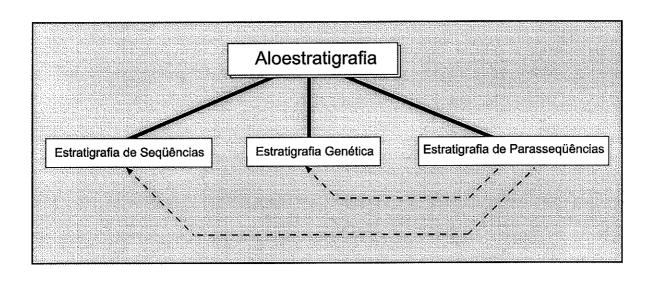


Fig. 05 - Relação entre aloestratigrafia, estratigrafia de seqüências, estratigrafia genética e estratigrafia de parassequências. Cada uma delas envolve o reconhecimento de descontinuidades, embora o significado relativo de cada tipo de descontinuidade varia de uma abordagem para outra. A abordagem aloestratigráfica envolve a identificação de todas a descontinuidades, sem necessariamente atribuir importância incrementada para qualquer tipo em particular. Em contraste, a abordagem da estratigrafia de seqüências enfatiza a importância de discordâncias, ao passo que a abordagem da estratigrafia genética enfatiza a importância das superfíces de inundação. A estratigrafia de parasseqüências envolve o reconhecimento de sucessões shallowing-upward limitadas por superfícies associadas com incremento abrupto da profundidade da água. Nota-se que as parassegüências formam os blocos constituintes de unidades identificadas tanto na estratigrafia de següências quanto na estratigrafia genética.

Fonte: Posamentier & James, 1993.

III.4 - A QUESTÃO DA ESCOLHA DAS SUPERFÍCIES LIMITANTES DE SEQÜÊNCIAS

Os padrões de sedimentação cíclica que dominam as sucessões depositadas em ambientes costeiros e plataformais geralmente são observados em uma amplitude de escala variando de poucos metros ou menos a várias centenas ou milhares de metros. De acordo com Posamentier & Allen (1994), estas sucessões cíclicas são pontuadas geralmente por quebras maiores ou variações nos padrões de sedimentação, as quais podem ser usadas como superfícies limitantes para compreendendo unidades estratigráficas subdividir os sedimentos em essencialmente sedimentação contínua. Estas superfícies incluem discordâncias (i.e., superfícies regionais de erosão ou não deposição que separam estratos mais jovens de estratos mais antigos e representam um intervalo de tempo significativo) (Mitchum, 1977), superficies transgressivas (i.e., superficies que marcam a primeira transgressão significante seguindo um período de regressão) (Posamentier & Allen, 1994) e superfícies de inundação máxima (i.e., superfícies que marcam o tempo de máxima transgressão da plataforma) (Posamentier et al., 1988).

A questão sobre qual destas superfícies poderia ser usadas para subdividir sucessões litológicas em ciclos estratigráficos individuais - i.e., seqüências - tem se tornado um ponto de desacordo. Em geral, estas abordagens envolvem o uso de superfícies de discordâncias e suas concordâncias correlativas, superfícies de inundação máxima e suas superfícies correlativas, ou superfícies transgressivas e suas superfícies correlativas.

Conforme mencionado anteriormente, a gênese das discordâncias, conforme normalmente utilizado em análises de Estratigrafia de Seqüências pela Escola da Esso, implica em condições de exposição subaérea e erosão regional ou não deposição (Posamentier et al., 1988; Van Wagoner et al., 1988). Isto, com certeza, não significa que discordâncias submarinas não possam igualmente se desenvolver. De fato, discordâncias submarinas podem normalmente se desenvolver contemporaneamente com discordâncias subaéreas em resposta ao deslocamento de correntes oceânicas e geoquímica das águas de fundo que algumas vezes

acompanham variações do nível do mar (Haq, 1993). Dada esta advertência, as discordâncias geralmente caracterizam as porções proximais dos limites de seqüências onde a incisão fluvial resulta em *bypass* sedimentar e erosão de áreas potencialmente amplas. Em porções distais, o limite de seqüência pode não ser expresso como uma discordância, sendo o horizonte de tempo correlato expresso como uma *concordância correlativa*. Já as superfícies de inundação máxima são mais facilmente reconhecidas nas porções marinhas distais, dentro das seções condensadas (*i.e.*, em área de fluxo de sedimentos muito baixo tais como na plataforma intermediária e externa). Portanto, as discordâncias normalmente são melhor desenvolvidas nas porções proximais das seqüências, enquanto que as superfícies de inundação máxima são melhor desenvolvidas em porções mais distais das seqüências (Posamentier & Allen, 1994).

As superfícies de inundação máxima usualmente se formam dentro de seções condensadas; entretanto. Entretanto, a localização precisa da superfície de inundação máxima dentro da seção condensada é inferida, uma vez que há poucos modos de determinar inequivocamente qual superfície dentro da seção formou-se realmente ao tempo da inundação máxima da plataforma. As seções condensadas geralmente compreendem delgados depósitos marinhos consistindo de sedimentos hemipelágicos (Louti et al., 1988), sendo caracterizadas por distribuição muito abrangente. Estes atributos tornam a seção condensada e a superfície de inundação máxima marcos de correlação ideais na plataforma de porções bacinais. Na planície costeira e ambientes aluviais, as superfícies de inundação máxima podem ser difíceis de identificar, sendo frequentemente indistinguíveis de fácies "normais" nestas porções. Em contraste com superfícies de inundação máxima (em ambientes marinhos), as discordâncias podem ter uma variedade de expressões, tais como uma base de vales incisos, discordâncias fundidas com superfícies transgressivas, etc. Esta variedade dificulta a identificação de discordâncias. Nos locais em que as discordâncias gradam em concordâncias correlativas (i.e., onde nenhuma quebra de tempo esteja presente e os sedimentos formem uma sucessão estratigráfica contínua), a identificação destas superfícies em perfis de poços ou em afloramentos torna-se geralmente mais difícil, em relação à identificação de superfícies de inundação marinha, requerendo correlação com áreas onde a superfície é discordante (Posamentier & Allen, 1994).

A justificativa pela escolha das superfícies de discordâncias pela Escola da Esso para limitar as seqüências é assim apresentada:

A razão para limitar sequências com discordâncias antes que com superfícies de inundação máxima a despeito das maiores dificuldades envolvidas é tanto filosófica quanto prática. O termo sequência é definido como "um prosseguimento de uma coisa após outra" ou "uma série contínua" (Webster's Il New Riverside Dictionary, 1984) O conceito-chave é que uma seqüência seria caracterizada por um contínuo de sedimentação. Em sucessões estratigráficas pontuadas por discordâncias e seções condensadas, a quebra mais significativa na sedimentação é observada na discordância porque as lacunas de tempo (i.e., hiatos) são, por definição, o que caracterizam discordâncias. Historicamente, seqüências de ampla escala têm sido definidas por superfícies de discordâncias regionais (Fig. 3) antes que por seções condensadas (e.g., Sloss, 1963). Em contraste, seções condensadas representam períodos de taxas muito lentas de sedimentação e usualmente não contém quebras de hiatos significativos. Assim, as principais quebras nas sucessões litológicas são associadas com discordâncias; conseqüentemente a discordância e concordâncias correlativas tem preferência no que diz respeito à superfícies limitantes de següências. A partir da perspectiva da exploração e explotação de óleo e gás, a escolha de discordâncias como superfícies limitantes de sequências é também preferível porque estas superfícies normalmente podem estar associadas com deposição de areia. Estas fácies de areia variam de fluvial ou preenchimento de vales incisos estuarinos a depósitos de linhas de costa e sistemas turbidíticos de água profunda. Em contraste, seções condensadas e superfícies de inundação máxima são caracteristicamente propensas a folhelhos e deficientes em reservatórios arenosos. (Posamentier & Allen, 1994, p. 6).

Embora os Escola da Esso advogue a escolha das discordâncias e suas concordâncias correlativas como as superfícies limitantes de seqüências, ela também destaca a importância do reconhecimento das superfícies de inundação marinha. Na prática, nas análises de Estratigrafia de Seqüências, os pesquisadores da Escola da Esso recomendam que primeiramente sejam identificadas as seções condensadas (dentro das quais as superfícies de inundação máxima se formam), por serem geralmente fáceis de reconhecer e correlacionar. Uma vez que a sucessão estratigráfica tenha sido subdividida desta maneira, os candidatos mais plausíveis para limites de seqüências, que por definição posicionariam-se entre seções condensadas, podem e devem ser identificados e correlacionados.

Julgamos que os argumentos da Escola da Esso defendendo a utilização das superfícies de discordância como as superfícies limitantes de seqüências - principalmente a argumentação relacionada ao fato de que a escolha de outras superfícies poderiam conduzir à caracterização de seqüências contendo quebras significativas intraseqüência, cujos hiatos envolvidos poderiam ser mais expressivos que os hiatos associados aos seus limites - sejam convincentes a ponto de justificar as dificuldades relativamente maiores na busca das superfícies de discordância geradas por quedas relativas do nível do mar. Portanto, nossa opção de trabalho, dentre as alternativas existentes, se deu pela utilização das seqüências deposicionais segundo a concepção da Escola da Esso.

Os conceitos da Estratigrafia de Seqüências têm sido aplicados em dois modos fundamentalmente diferentes. Uma aplicação envolve a construção de modelos de idades para uma determinada sucessão estratigráfica, baseando-se na correlação da estratigrafia local com a carta dos ciclos globais de Haq et al. (1987) - uma atualização da famosa e polêmica curva de Vail (Vail et al., 1977b). O outro tipo de aplicação envolve a análise e predição de litologia e padrões estratais baseando-se na interpretação de ciclicidade no registro litológico.

Na presente pesquisa foi adotado preponderantemente o segundo tipo de aplicação. Sendo assim, seguiu-se o postulado geral que estabelece que a aplicação da Estratigrafia de Seqüências para a predição de litologia e arquitetura estratal envolve a análise da interação entre o suprimento sedimentar e o espaço disponível para o preenchimento sedimentar, este referido como acomodação de sedimentos (Jervey, 1988). A acomodação é uma função de vários fatores incluindo eustasia, tectônica, compactação sedimentar, posicionamento fisiográfico, etc.

Deve ser salientado que o julgamento da validade da Estratigrafia de Seqüências não deve estar centrado nas clássicas polêmicas relacionadas à discussão do controle dominante da acomodação de sedimentos (se eustasia ou tectônica) ou aos debates relativos à propriedade das correlações entre padrões bacinais e a curva 'global' de variação do nível do mar. Segundo reavaliações recentes (e.g., Posamentier & Allen, 1994), a legitimidade da curva eustática global afeta o uso da Estratigrafia de Seqüências na derivação de modelos de idades e no

estabelecimento de correlações globais, mas não afeta significativamente o uso da Estratigrafia de Seqüências na compreensão das relações estratigráficas. Este último aspecto da Estratigrafia de Seqüências pressupõe que variações do nível do mar *relativo* (independente dos papéis relativos de eustasia e tectônica) e conseqüentes variações na acomodação, operando em afinação com fluxo sedimentar e fisiografia da bacia, são os controles primários nas sucessões estratigráficas.

III.5 - AS ESPECIFICIDADES DO INTERIOR CRATÔNICO

Embora um número crescente de pesquisadores venha tentando com relativo sucesso aplicar a metodologia de análise da Estratigrafia de Seqüências para bacias paleozóicas do interior cratônico, alguns artigos chamam a atenção para as peculiaridades dessas bacias em relação às bacias mesozóicas e cenozóicas da margem continental, onde esta metodologia tem sido amplamente aplicada.

Em recente aplicação dos conceitos da Estratigrafia de Seqüências em domínio intracratônico na Austrália, Lindsey et al. (1993) teceram os seguintes comentários a respeito das particularidades das sucessões sedimentares intracratônica:

As seqüências [nos domínios intracratônicos] são geralmente finas e pobremente diferenciadas comparadas às suas equivalentes da margem passiva. Lentas taxas de subsidência, baixo gradiente deposicional e pequenas profundidades de lâminas d'água coletivamente resulţam em diminuto espaço de acomodação de sedimentos nestas bacias. As seqüências são extensas e delgadas, raramente se tem reconhecido geometrias progradacionais e as discordâncias erosivas geralmente têm um relevo mínimo. Durante estágio de mar baixo, nenhum ou pouco espaço de acomodação pode estar disponível para acumulação de sedimentos e depósitos de nível de mar baixo podem ser pobremente desenvolvidos e particularmente restritos. Assim, sucessões intracratônicas geralmente compreendem depósitos transgressivos e de mar alto estaqueados separados por discordâncias ou paraconformidades praticamente planares; além disso, superfícies de inundação comumente coincidem com os limites de seqüências (Lindsey et al. (1993).

Witzke et al. (1996) chama a atenção para o fato de que a aplicação em sucessões bacinais cratônicas de conceitos de Estratigrafia de Seqüências, desenvolvidos para contextos de bacias de margem continental, está repleta de problemas inerentes às taxas mais lentas de acumulação de sedimentos e, conseqüentemente, à resolução temporal mais grosseiramente definida no interior cratônico. Em adição, alguns componentes importantes da Estratigrafia de Seqüências são raros ou completamente ausentes em áreas cratônicas. Aqueles autores destacam que o uso comum de terminologia genética de Estratigrafia de Seqüências precisa ser praticado com extrema cautela no interior cratônico no sentido de evitar abordagens "modelo-derivadas" nas sínteses estratigráficas.

Sloss (1996) também tece comentários aprofundados a respeito da aplicabilidade dos conceitos da Estratigrafia de Seqüências para o interior cratônico. O autor adverte que "certas características distintivas intrínsecas dos crátons e suas histórias requerem reconhecimento e atenção para guiar a transferência de conceitos, práticas e terminologia de regiões extracratônicas e de margens cratônicas" (Sloss, 1996, p. 428).

Sloss (1996) chama ainda a atenção para algumas particularidades a respeito da hipsometria/paleobatimetria da bacias do interior cratônico. Segundo destaca, durante os episódios nos quais as superfícies de erosão foram formadas, forma-se um modesto revelo topográfico (tipicamente com desníveis inferiores a 100 m), submerso abaixo do nível-base, o que resulta no soterramento precoce das irregularidades topográficas e no estabelecimento de fundos marinhos epicratônicos virtualmente horizontais, "os quais apresentam oportunidades muito limitadas para o estabelecimento de 'quebras de plataforma', clinoformas e outrás estruturas sedimentares dependentes de relevos batimétricos significantes. Estas condições de horizontalidade essencial são aquelas identificadas como marcas de autenticidade de 'bacias com uma margem em rampa' (Sloss, 1996).

Abaixo estão sumariadas as ponderações principais de Sloss (1996) com relação a (i) Hipsometria/paleobatimetria; (ii) Taxa de acomodação/grau de preservação e (iii) Soerguimento/subsidência tectônicos das bacias cratônicas.

Plataforma (em vez de rampa) parece uma designação apropriada para vastas áreas que têm sido repetidamente cobertas por fundos marinhos essencialmente horizontais mantidos neste estado, a despeito de variações secundárias na subsidência, por taxas de sedimentação caracteristicamente em excesso à taxas de criação de espaço de acomodação. Esta é uma interpretação suportada pela relativa facilidade com a qual pacotes sedimentares individuais (ciclos de terceira a quarta ordem da estratigrafia de seqüências) podem ser traçados por centenas de quilômetros, comumente através da margem da bacia e de depocentros.(...) A explicação mais aceita requer fundos marinhos fixados (determinados) em superfícies de níveis de base deposicionais (base de tempestades), alta produtividade de sedimentos; e massivo bypass de sedimentos para margens continentais e bacias foreland. (...)

Dado o estado de equilíbrio (nível base) característico de plataformas cratônicas sobre longos espaços de tempo, as adições para o registro sedimentar requerem depressão da interface deposicional, *i.e.*, uma variação ascendente do nível base por razões de elevação do nível do mar e/ou subsidência crustal excedendo à taxa de suprimento sedimentar. Grande parte do interior cratônico da América do Norte é capeada por uma substancial cobertura de estratos fanerozóicos, mas a espessura preservada destes estratos indica que o espaço de acomodação foi adicionado muito lentamente, tipicamente à taxas menores que 10 m/m.a (...).

A proposição que a sedimentação foi contínua à taxas de milímetros por milênio por dezenas de milhões de anos em mares rasos está fora de propósito para discussão. A alternativa exige deposição intermitente, preservação como um evento relativamente raro, e longas extensões de tempo nas plataformas cratônicas não representadas por registro estratigráfico. (...) Wilkinson et al. (1991) aplicaram o princípio de acumulação pura de sedimentos para o registro cratônico e concluíram que "a média dos ciclos cratônicos carbonáticos" foi depositada em cerca de 10% do espaço de tempo representado pelas unidades estratigráficas que os compõem. Não há evidências para indicar que o espaço de acomodação para sedimentos siliciclásticos foi disponibilizado à taxas mais rápidas que para carbonatos; mas estimativas de espessura média de estratos da cobertura cratônica sugerem que o percentual de completeza calculado por Wilkinson et al. (1991) pode ser inchado por um fator de dois.

Assim, das ponderações apontadas por Lindsey et al. (1993), Witzke et al. (1996) e Sloss (1996), entre outros, nota-se que as principais peculiaridades da aplicação de práticas da nova Estratigrafia de Seqüências para a cobertura do cráton são largamente problemas criados por diferenças de escala. Esta questão de escala inclui diversos fatores onde as diferenças entre o interior cratônico e outros posicionamentos resultam: (i) das diferenças na ordem de magnitude na taxa de variação da subsidência (centímetros *versus* metros por quilômetro); (ii) hipsometria/batimetria medida em metros e dezenas de metros antes que em centenas ou milhares e metros como bacias extracratônicas e *foreland*; (iii) espaço de acomodação criado em metros antes que dezenas de metros por milhão de

anos; e (iv) proporção de sedimento preservado perfazendo talvez 10 ou 20% antes que 50 a 100% (Sloss, 1996).

No entanto, salienta-se que, embora a Estratigrafia de Seqüências tenha sido desenvolvida para ser aplicada em bacias da margem continental, com uma expressão morfológica de plataforma, talude e bacia, algumas aplicações recentes desta ferramenta na Bacia do Paraná (e.g., Lavina, 1991; Della Fávera et al., 1992, 1993; Perinotto, 1992; Della Fávera, 1995b), têm revelado que ela pode também ser aplicada em bacias onde faltem estes elementos morfológicos.

CAPÍTULO IV

BACIA DO PARANÁ - ESTUDOS RECENTES

IV.1 - GENERALIDADES

A Bacia do Paraná representa uma bacia sedimentar do interior cratônico, situada na porção sudoeste da América do Sul. Ela recobre cerca de 1.100.000 km² do Brasil, estendendo-se também por cerca de mais 300.000 km² pelo Paraguai, Argentina e Uruguai. Seu registro litológico, envolvendo rochas sedimentares e vulcânicas, alcança espessuras máximas de cerca de 8000 m, registradas ao longo do seu depocentro coincidente com o rio Paraná.

Apesar de se tratar de um dos aspectos mais pesquisados na geologia brasileira, as relações temporais e espaciais de seus rochas ainda guardam muitas polêmicas.

O registro total da bacia abarca estratos cujas idades variam do Neo-Ordoviciano ao Neocretáceo. Este registro, não obstante, não é contínuo. Ele é compreendido por um conjunto de superseqüências (sensu Vail et al., 1977b) distribuídas descontinuamente por seus 385 Ma de história (segundo estimativa de Milani, 1997). Sendo assim, o registro preservado não ilustra toda esta extensão cronológica. Uma grande parcela deste tempo geológico corresponde a lacunas entre as seqüências e também a hiatos intra-seqüências.

Desde os trabalhos pioneiros de Fúlfaro & Landim (1976), vários pesquisadores vem procurando estabelecer um arcabouço cronoestratigráfico que contemple uma melhor distribuição espaço-temporal das rochas da Bacia do Paraná. As propostas apresentadas procuram caracterizar seqüências (sensu Sloss, 1963) ou sintemas (sensu Chang, 1975), que, de acordo com Milani (1997),

representariam abrangências temporais de dezenas de milhões de anos compatíveis com os ciclos de segunda ordem ou superseqüências de Vail et al. (1977b).

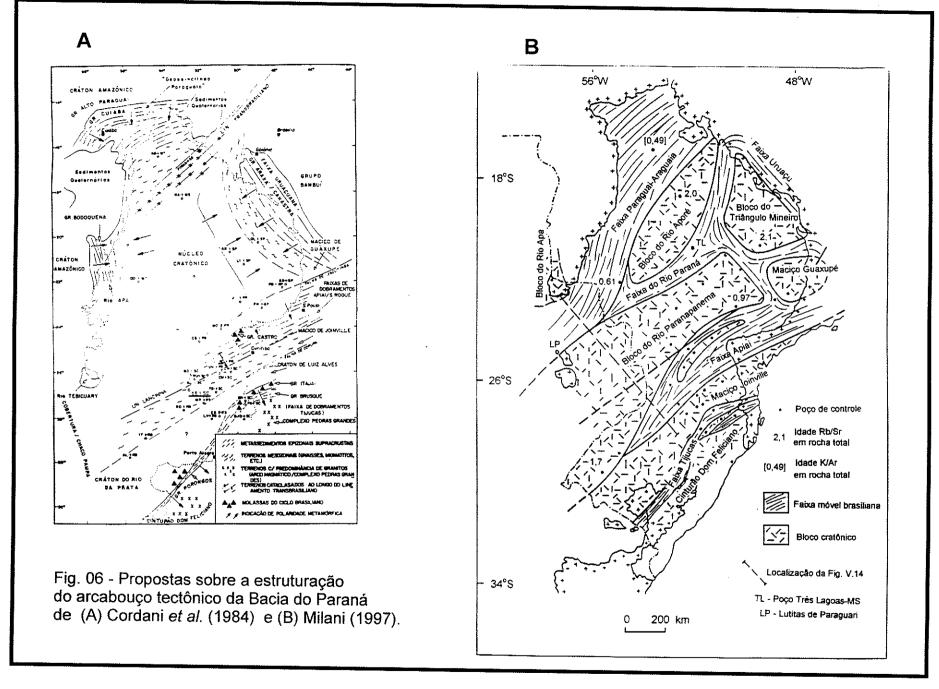
IV.2 - O SUBSTRATO DA BACIA

O substrato da Bacia do Paraná é caracterizado por uma complexa trama de elementos crustais consolidados pelos fenômenos tectono-magmáticos do Ciclo Brasiliano, no Neoproterozóico-Eopaleozóico (Cordani *et al.*, 1984; Zalán *et al.*, 1990; Milani, 1997).

Os elementos crustais que constituem o assoalho da Bacia do Paraná foram estudados por Cordani et al. (1984), Zalán et al. (1990) e Soares (1991). Um ponto em comum nestes trabalhos diz respeito à delimitação de uma cráton brasiliano na região central da bacia ["núcleo cratônico" de Cordani et al. (1984) e de Zalán et al. (1990); "Bloco Paraná" de Soares (1991)], o qual seria caracterizado por sua estabilidade durante o tectonismo do Neoproterozóico-Eopaleozóico.

Milani (1997) contesta este modelo de um núcleo cratônico central, basicamente porque considera paradoxal o fato da implantação da sedimentação cratônica no Neo-Ordoviciano e das maiores espessuras de diversas unidades paleozóicas e mesozóicas coincidirem geograficamente com o suposto "núcleo central". Na Fig. 06 tem-se a representação dos modelos de Cordani *et al.* (1984) e de Milani (1997).

Seguindo o conceito de herança tectônica (sensu Almeida, 1980), diversos pesquisadores tem proposto que a reativação de estruturas antigas do embasamento, principalmente através de movimentos transcorrentes, condicionaram a implantação de arcos, flexuras marginais, alinhamentos estruturais e faixas de maior subsidência (e.g.; Zalán et al., 1990; Milani, 1997).



IV.3 - ESTUDOS RECENTES QUE ABORDARAM A ORIGEM DA BACIA - UMA BREVE SÍNTESE

Os debates sobre origem de bacias intracratônicas situam-se entre os aspectos polêmicos, controvertidos e até obscuros da geologia sedimentar. Não somente a origem e a evolução das bacias intracratônicas representam aspectos pouco compreendidos, mas também os mecanismos de subsidência nestes domínios representam ainda questões em aberto (cf., Leighton & Kolata, 1990). Vários mecanismos têm sido aventados para explicar a origem de bacias intracratônicas. Entre os mecanismos mais citados no desenvolvimento de bacias intracratônicas, incluem-se, de acordo com Della Fávera (1995a, p. 85): (i) intumescência termal seguida de erosão subaérea e subsidência; (ii) estiramento e afinamento da crosta continental; (iii) sobrecargas tectônicas nas margens das placas; (iv) mudanças de fase e sobrecarga subcrustal; (v) aquecimento e resfriamento da base da crosta; e (vi) subsidência relacionada a esforços horizontais.

Com relação à Bacia do Paraná, a situação acerca da determinação de sua origem não se diferencia de outras bacias intracratônicas em outros continentes: existem aqui também muitas indefinições.

Quando se confronta as propostas acerca da origem da Bacia do Paraná postuladas pelos pesquisadores que abordaram este tema nas últimas décadas, pode-se de início dicotomizar os modelos em dois universos distintos: (i) um em que a bacia é posicionada dentro de um contexto de 'estável interior cratônico' e (ii) um outro que procura vislumbrá-la em um cenário geotectônico mais amplo e dinâmico, relacionado aos eventos de natureza compressiva ocorrentes na margem convergente do Gondwana sul-ocidental durante o Neo e o Mesopaleozóico.

Entre as contribuições que seguem o postulado de uma bacia intracratônica clássica destacam-se os estudos de Fúlfaro *et al.* (1982), Zalán *et al.* (1987), Soares (1991) e Milani *et al.* (1996).

Fúlfaro et al. (1982) advogam como mecanismo responsável pela acomodação do pacote basal da bacia a implantação de um conjunto de calhas aulacogênicas, com orientação NW-SE. Tais calhas seriam as precursoras da sedimentação cratônica e, de acordo com a análise crítica de Milani (1997, p. 184), os autores deixam a entender "que, a partir delas [calhas aulacogênicas], ter-se-ia propagado a subsidência flexural da sinéclise".

Zalán et al. (1987) sugerem que a subsidência inicial da bacia, estabelecida no Neo-Ordoviciano, foi possivelmente de natureza térmica, durante a fase de resfriamento do Ciclo Brasiliano. Os autores admitem também uma pequena subsidência mecânica associada a esforços distensionais após o término do ambiente compressional vigente no Ciclo Brasiliano, inferindo um afinamento crustal de pequena magnitude. Estes autores propõem a existência de uma calha alongada na direção N-S, que abarcaria o depocentro da unidade Rio Ivaí, por eles mapeada em subsuperfície.

Soares (1991) argumenta a favor da inexistência de um rifte precursor associado a um evento de estiramento litosférico. O autor acredita que o seu 'primeiro ciclo cratônico', Neo-Ordoviciano, tenha sido acomodado em grábens gerados por mecanismo de flexura litosférica.

Milani et al. (1996) postulam que os estratos inferiores da 'Seqüência Ordovício-Siluriana' tenham sido preservados em grábens alongados na direção NE-SW, gerados por tectônica distensiva neo-ordoviciana. Os autores identificam um aparente controle tectônico na deposição e/ou preservação da seção mais inferior da bacia em subsuperfície.

Milani (1997) propõe uma reformulação na abordagem e nos conceitos gerais a respeito do estudo da gênese e da evolução da Bacia do Paraná. O autor assim sintetiza suas idéias a esse respeito:

"O conceito de 'bacia intracratônica' como região subsidente no interior de um continente, de maneira independente e isolada do domínio de placas, não se aplica com propriedade como narrativa do desenvolvimento tectono-sedimentar de grande parte do conjunto de superseqüências que constitui a Bacia do Paraná. A configuração assumida pela bacia em sua implantação, no Neo-Ordoviciano, e que perdurou sem modificações importantes pelo menos até o Neodevoniano, foi a de um grande golfo aberto para o Panthalassa, uma reentrância tectonicamente originada fruto da propagação continente-adentro

da flexura litosférica originada por sobrecarga tectônica junto à margem convergente do Gondwana sul-ocidental. A dissipação de esforços compressionais por meio de reativação distensiva de lineamentos SW-NE da trama do embasamento parece ter sido um segundo mecanismo importante na subsidência e de modificação estrutural da Bacia do Paraná" (Milani, 1997, p. 217).

Uma questão importante em discussão recentemente relaciona-se à possível correlação entre eventos orogenéticos nas bordas da placa e manifestações no interior da placa, em particular no que diz respeito ao controle da subsidência e do desenvolvimento de discordâncias.

Conforme salientado por Milani (1997), desde os trabalhos de Sloss (1963), vários pesquisadores vem demonstrando uma provável sintonia existente entre o arcabouço tectono-sedimentar das bacias cratônicas e os eventos colisionais nas margens adjacentes.

"Esta linha de pensamento implica que o fenômeno de flexura por sobrecarga tectônica, típica das bacias de antepaís, provavelmente se propague seletivamente ao interior do continente e, de algum modo, se traduza igualmente na subsidência das bacias interiores (Quinlan & Beaumont, 1984). Por isso, este deve ser pensado como um mecanismo bastante apropriado no relato de alguns dos capítulos da história de subsidência das sinéclises intracratônicas" (Milani, 1997, pp. 147-8).

Na Bacia do Paraná, destacam-se nesta linha os trabalhos de Zalán et al. (1987; 1990), Assine (1996), Milani et al. (1996) e Milani (1997).

Zalán et al. (1987) e Zalán (1991) argumentaram a favor de uma correlação temporal entre as discordâncias na Bacia do Paraná e as orogenias pré-andinas. Esta linha de raciocínio é manifestada por Zalán como se segue:

... em cada momento em que o Gondwana foi submetido à colisão de um terreno exótico ou microplaca contra sua margem pacífica, o interior do continente era gradualmente soerguido. Isso se refletia nas bacias interiores na forma de regressão dos mares, seguida por um forte afluxo de arenitos ... e o desenvolvimento de discordâncias interregionais ... " (Zalán, 1991).

Assine (1996) e Milani (1997) defendem uma linha de raciocínio oposta àquela manifestada por Zalán *et al.* (1987). Qual seja, estes autores acreditam que as orogenias pré-andinas da Bolívia, do Chile e do noroeste da Argentina exerçam uma influência (controle) preponderante sobre a subsidência durante a deposição

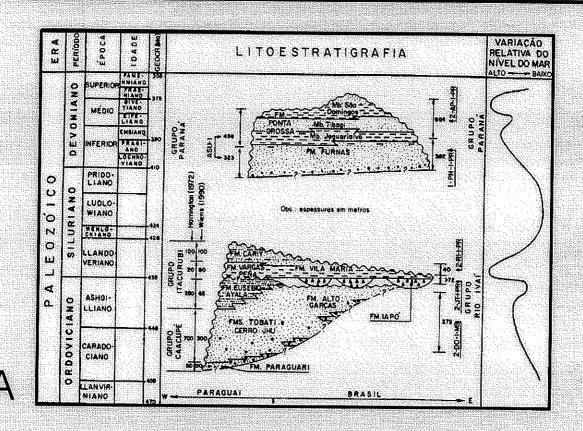
da seção pré-carbonífera da Bacia do Paraná, ao invés de governar o desenvolvimento de discordâncias interregionais.

Conforme destaca Milani (1997), essa conjectura embasa-se em linhas de pesquisa desenvolvidas há várias décadas no continente norte-americano.

Em essência, já a partir do trabalho de Sloss (1963) estava presente uma busca de controles do registro estratigráfico intracratônico por meio de observação conjunta dos domínios de intraplaca e de antepaís. Em tempos mais recentes, diversos trabalhos (Quinlan & Beaumont, 1984; Beaumont et al., 1988; Coakley et al., 1994; Loup & Wildi, 1994), seguindo uma abordagem sistematicamente centrada na análise da subsidência de bacias intracratônicas tem sugerido fortemente que fenômenos ligados à dinâmica de episódios orogênicos ocorrentes em sítios colisionais estejam registrados nas curvas de subsidência das bacias interiores posicionadas no mesmo bloco continental, na forma de ciclos de subsidência acelerada que se interpõem a uma tendência geral de subsidência lenta e linear, supostamente uma das características fundamentais das bacias cratônicas" (Milani, 1997, p. 179).

Deve ser salientado, no entanto, que a existência de calhas alongadas abrigando os depósitos neo-ordovicianos carece ainda de confirmação e de refinamentos, visto que a quantidade de informações disponíveis nesta seção é ainda muito pequena. A própria orientação espacial desses registros permanece ainda por ser melhor elucidada, visto que há autores (e.g., Fúlfaro et al., 1982; Faria et al., 1994) que defendem modelos que privilegiem uma distribuição espacial da seção pré-Furnas controlada por lineamentos NW. Também as correlações entre orogenias pré-andinas e subsidência (ou soerguimento, pelo raciocínio de outros), apesar de propiciarem novos horizontes na compreensão da dinâmica tectonosedimentar da bacia, não devem ser tomadas como definitivas, visto que o arcabouço cronoestratigráfico das seções inferiores da Bacia do Paraná é ainda muito deficiente e os dados e interpretações relacionados à evolução *geotectônica da região pré-andina disponíveis na literatura são também muito divergentes.

Os avanços recentes obtidos no que diz respeito ao entendimento acerca da origem da bacia tem sido animadores. Mas as grandes controvérsias existentes sugerem que novos dados e novos estudos serão sempre bem-vindos com relação a melhoria do conhecimento acerca da origem e evolução tectono-sedimentar da bacia.



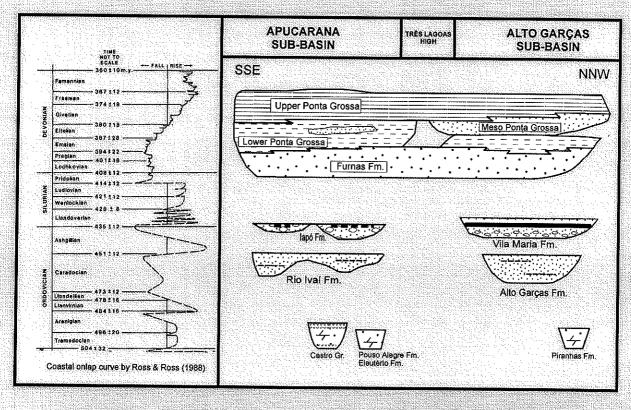


Fig. 07 - Propostas cronolitoestratigráficas mais recentes para a seção pré-carbonífera da Bacia do Paraná.
A) Assine et al. (1994); B) Pereira et al. (1997).

B

CAPÍTULO V

SECÃO PRÉ-CARBONÍFERA DA BACIA

Nos últimos anos tem havido uma forte retomada nos interesses pelos estudos no Paleozóico médio da Bacia do Paraná, particularmente após o reconhecimento de uma instigante e complexa seção pré-Furnas no âmbito da porção brasileira da Bacia do Paraná (q.v., Faria, 1982; Zalán et al., 1987; Assine & Soares, 1989; Soares, 1991; Assine et al., 1994; Rodrigues et al.; 1995, Milani et al., 1996; Pereira & Bergamaschi, 1996; Borghi & Moreira, 1996a, Alvarenga et al., 1997). As incertezas que cercam a definição e a caracterização destas seqüências são ainda marcantes, conforme abordado abaixo.

V.1 - SEÇÃO PRÉ-DEVONIANA - HISTÓRICO E CONTROVÉRSIAS

A primeira notícia sobre a existência de rochas de idades supostamente prédevonianas no âmbito da porção brasileira da Bacia do Paraná coube à Maack (1947)², sendo referente ao reconhecimento de uma seção pouco espessa de diamictitos identificada no decorrer de trabalhos de mapeamento na borda leste da bacia no Estado do Paraná. Com base na relação de discordância com a Formação Furnas sobreposta, tida como devoniana, e levando em conta também correlações com a Formação Pakhius, Grupo Table Mountain, Bacia do Cabo, África do Sul, Maack (1947) atribuiu uma idade siluriana a estes depósitos e sugeriu-lhes uma gênese glacial. O autor propôs a denominação Formação lapó para estes depósitos, denominação esta que viria a se consagrar pelo uso nas décadas subseqüentes.

² Na porção paraguaia da bacia, sedimentos pré-devonianos são conhecidos de longa data (cf., Harrington, 1972)

Segundo assinalado por Assine (1996), um registro que passou praticamente desapercebido pelos pesquisadores da bacia refere-se ao relato da ocorrência de depósitos sedimentares (siltitos vermelhos) pré-devonianos na região de Barra do Garças, MT, realizado por Beurlen (1959). Estes registros foram efetuados no vale do rio das Garças, entre Barra do Garças e General Carneiro, e também na região da Serra do Taquaral (Barra do Garças).

Em subsuperfície também se tem registro, ainda que no âmbito de uma publicação interna da PETROBRÁS (Maino, 1965), da ocorrência de uma seção prédevoniana no domínio da Sub-Bacia de Alto Garças [intervalo de 1702 a 1944 m do poço 2-AG-1-MT (Alto Garças) da PETROBRÁS]. Esta seção foi reportada sob a designação informal de "arenito pré-Furnas".

Na década de 70, durante os trabalhos de campo do Projeto Piranhas (convênio DNPM / UnB, de 1975, *vide* Faria, 1982, p. 12), uma nova unidade litoestratigráfica pré-Furnas, denominada informalmente de Formação Vila Maria, foi cartografada no sudoeste do Estado de Goiás. No entanto, a divulgação deste fato à comunidade geológica ocorreu no 30° Congresso Brasileiro de Geologia, em Recife, em 1978 (Faria & Reis Neto, 1978).

Entretanto, conforme destaca Melo (1985, p. 176), em virtude do caráter conciso do artigo de Faria & Reis Neto (1978), apresentado como uma breve notificação, "o mesmo não pode ser considerado responsável pelo estabelecimento formal do nome litoestratigráfico Vila Maria".

Neste mesmo período, final da década de 70 / início da década de 80, são registrados alguns resultados dos trabalhos de mapeamento com vistas à pesquisa de urânio conduzidos pela extinta Comissão Nacional de Energia Nuclear/Nuclebrás. Neste sentido, pode ser destacado, no que se relaciona à seção Vila Maria, o trabalho de Andrade & Camarço (1980) onde os autores propõem a correlação dos sedimentos encontrados abaixo da Formação Furnas no poço 2-AG-1-MT (Alto Garças, MT, da PETROBRÁS) ["arenito pré-Furnas" de Maino (1965)] com aqueles aflorantes na região de Arenópolis (GO). Devido à inexistência de estudos biostratigráficos no material paleontológico dos folhelhos da Formação Vila Maria (braquiópodos, pelecípodos, arqueogastrópodos, esporos, quitinozoários, entre

outros), nesta fase inicial das pesquisas, os autores basearam-se nas indicações de Faria & Reis Neto (1978) de um suposto contato concordante entre esta unidade e a Formação Furnas sobreposta, para assinalar uma idade devoniana para a Formação Vila Maria.

As inferências iniciais de uma idade siluriana para a Formação Vila Maria foram estabelecidas por Burjack & Popp (1981) com base na utilização da icnoespécie *Arthrophycus alleghaniensis*. Baseando-se em comparações com a Formação Trombetas, na Bacia do Amazonas, onde esta icnoespécie ocorre associada à fósseis reconhecidamente eossilurianos (mais especificamente, llandoverianos), as autoras atribuíram uma idade llandoveriana inferior tanto para a Formação Vila Maria quanto para a porção inferior da Formação Furnas. A extensão desta idade para a base da Formação Furnas baseou-se nas inferências a respeito do relacionamento estratigráfico entre estas unidades: as autoras, tomando equivocadamente o nível de ocorrência destes icnofósseis como coincidente com o limite estratigráfico entre as unidades Vila Maria e Furnas (*vide* Pereira, 1992, pp. 34-39 para uma análise crítica a este respeito), deduziram uma relação de concordância entre estas unidades e estenderam para a base da Formação Furnas a idade inferida para a Formação Vila Maria.

A formalização efetiva desta nova unidade estratigráfica pré-Furnas no âmbito da porção brasileira da Bacia do Paraná, inicialmente no Estado de Goiás, tem a sua aceitação junto à comunidade consolidada no início da década de 80, com a publicação do trabalho de Faria (1982) no periódico *Ciências da Terra* da Sociedade Brasileira de Geologia. Faria (1982) designou para seção-tipo da unidade (holoestratótipo) um pacote com cerca de 14 m de espessura, exposto nas proximidades do povoado de Vila Maria, ao Sul de Arenópolis, no Estado de Goiás.

Faria (1982) estabelece que a Formação Vila Maria seria constituída por 'três seqüências litológicas', quais sejam:

Seqüência basal: - constituída por diamictitos polimíticos, com ocasionais intercalações delgadas de folhelhos e arenitos.

Seqüência intermediária - composta de folhelhos fossilíferos com bancos de arenitos finos, feldspáticos e arcosianos e calciferos.

Seqüência superior - consta de arenitos róseos a avemelhados, finos, feldspáticos, que são sotopostos por siltitos vermelhos com níveis arenosos.

A idade assinalada para a Formação Vila Maria por Faria (1982) foi aquela indicada por Burjack & Popp (1981): llandoveriana inferior (Siluriano Inferior). O ambiente de sedimentação da Formação Vila Maria foi caracterizado como "um ambiente litorâneo de águas rasas sob influência de marés, com exposições periódicas ao ar (...) A presença de importantes intervalos pelíticos demonstra condições temporárias de ambiente sub-litorâneo. Os diamicitos e arenitos arcoseanos (...) traduzem a existência de um relevo importante e próximo à bacia de deposição, submetido à erosão com periódicos fluxos de detritos entrando na bacia". O contato superior com a Formação Furnas foi assinalado por Faria (1982) como sendo concordante.

Nos anos subsequentes, foram geradas distintas propostas estratigráficas para o Paleozóico médio da bacia. A comparação destas propostas revela diferenciações bastante significativas, no que se relaciona ao posicionamento cronoestratigráfico e ao relacionamento estratigráfico das unidades Furnas e Vila Maria. Vários outros aspectos vêm alimentando polêmicas discussões em relação à elaboração de um modelo estratigráfico de aceitação ampla por parte da comunidade.

Conforme ressalta Pereira (1992, p. 37), as considerações incorretas de Burjack & Popp (1981) a respeito do relacionamento estratigráfico Vila Maria - Furnas promoveram a proliferação de modelos estratigráficos equivocados para o intervalo pré-carbonífero da bacia, em anos subseqüentes.

Um dos modelos influenciados pelas considerações de Burjack & Popp (1981) foi o de Andrade & Camarço (1982). Tais autores basearam-se nas considerações de Burjack & Popp (1981) para definir uma discordância entre as formações Furnas e Ponta Grossa. Posteriormente, Zalán *et al.* (1987, p. 249) utilizaram-se das considerações de Andrade & Camarço (1982) para admitir como a idade da Formação Furnas o intervalo do Neo-Siluriano ao Eodevoniano (Gediniano, no máximo).

Com relação a idade da Formação Vila Maria, Gray et al. (1985), baseando-se em análises palinológicas de amostras procedentes da localidade de Fazenda Três Barras (município de Bom Jardim de Goiás, GO), validaram, agora sob bases mais seguras, a idade llandoveriana inicialmente assinalada por Burjack & Popp (1981).

Salienta-se que uma datação segura e refinada deste intervalo pelítico da Formação Vila Maria reveste-se de grande importância no que concerne aos trabalhos de correlação da seção siluriana da bacia, devido ao fato deste intervalo se constituir em *marker* radioativo de fácil rastreamento em subsuperfície. Embora represente o único intervalo que contenha fósseis bioestratigraficamente determinantes do Siluriano da Bacia, esta seção ainda aguarda por um refinamento que permita um posicionamento cronoestratigráfico mais detalhado. Conforme apontado por Melo (1993), os elementos bioestratigraficamente mais relevantes do Siluriano da Bacia do Paraná são os graptólitos e os microfósseis, todos apontando para uma idade eossiluriana (Llandovery), variando porém em precisão. A despeito das controvérsias de idade existentes na literatura, Melo (1993, pp. 6-7) conclui, com base em evidências paleontológicas, por uma provável idade aeroniana (Llandovery médio) para as formações Vila Maria e Vargas Peña, pressupostas como unidades síncronas e correlacionáveis, originadas por um único grande pulso transgressivo do Eossiluriano.

Já Grahn (1993), por sua vez, baseando-se na análise bioestratigráfica dos quitinozoários dos folhelhos Vila Maria, posiciona-os no Llandoveriano médio a tardio (Neo-Aeroniano a Telychiano inicial).

Por outro lado, a polêmica existente na década de 80 com relação ao contato Vila Maria - Furnas parece, a se julgar pelas propostas mais recentes, ter diminuído em intensidade. A maior parte dos trabalhos mais atuais têm atribuído uma natureza discordante a este contato (e.g., Assine & Soares, 1989; Pereira, 1992; Soares, 1991; Assine et al., 1994; Rodrigues et al.; 1995, Milani et al., 1996; Pereira & Bergamaschi, 1996; Borghi & Moreira, 1996a, Alvarenga et al., 1997). Com isso, as inferências de uma idade siluriana para Formação Furnas, embasadas inicialmente na suposta concordância desta unidade com a Formação Vila Maria sotoposta, passaram a perder defensores. Dados recentes de datação palinológica de níveis

superiores da Formação Furnas em Jaguariaíva, PR (Dino & Rodrigues, 1995) têm, desde então, juntamente com inferências sobre o relacionamento desta unidade com a Formação Ponta Grossa sobreposta, fundamentado a inclusão das formações Furnas e Ponta Grossa dentro de uma mesma seqüência devoniana, separada da seqüência siluriana por uma discordância regional de magnitude temporal bastante expressiva.

Com o avanço das pesquisas, um pacote pré-Vila Maria também foi reconhecido [Formação Rio Ivaí de Zalán et al. (1987); "Arenito" Alto Garças de Assine & Soares (1989); e Formação Alto Garças de Milani (1993) e Milani et al. (1996)].

No entanto, cumpre salientar que, em função de uma série de fatores, tais como (i) o despertar muito recente no interesse por esta seção, (ii) a grande escassez de dados de subsuperfície (poucas dezenas de poços que atingem este nível numa área de cerca de 1.000.000 km² no Brasil), (iii) além das controvérsias existentes quanto à aceitação das indicações das seções de referência em superfície no âmbito da Sub-Bacia de Alto Garças, a caracterização deste intervalo pré-Vila Maria no Brasil aguarda ainda por muitos pontos de elucidação, incluindo-se questões relacionadas à determinação de sua idade, detalhamentos acerca dos contextos paleoambiental e paleogeográfico, maior acurácia na correlação com países vizinhos e, também, questões inerentes à sua própria abrangência estratigráfica.

Dentre os estudos recentes que abordam esta seção ordoviciano-siluriana da Bacia do Paraná merecem destaque os abaixo relacionados.

Zalán et al. (1987) apresentam uma proposta cronoestratigráfica para a seção ordoviciano-siluriana da bacia composta, a partir da base, pelas formações Rio Ivaí (tida como constituída por sedimentos areno-conglomeráticos continentais a transicionais de idade possivelmente ashgilliana a llandoveriana) [estes autores indicaram para seção-tipo desta formação o intervalo entre 5045 e 5286 do poço 2-RI-1-PR (Rio Ivaí) (sua fig. 4) e estenderam a ocorrência desta unidade para toda a bacia do Paraná]; Vila Maria (diamictitos, folhelhos, arenitos e siltitos, de idade llandoveriana, depositados em condições marinhas com alguma influência glacial); e

Furnas (arenitos, tidos como de idade neo-siluriana e depositados a partir de uma vasta planície fluvial *braided*). Segundo esses autores a seção ordoviciana-siluriana é separada da seqüência devoniana (folhelhos Ponta Grossa, emsianos a frasnianos, pelo menos) por uma discordância erosiva regional

Salienta-se que na proposta de Zalán et al. (1987) grande ênfase foi dada na correlação entre as seções pré-devonianas paraguaia e brasileira. Dados bioestratigráficos incorretos da seções siluriana e devoniana dos poços ASU-1 e ASU-2 (Assunção), fornecidos pela PECTEN [conforme de S. Wolf em seção técnica do 2º Simp. Cronoestr. B. Paraná, Porto Alegre, 1995), induziram Zalán et al. (1987) a estabelecer um modelo estratigráfico equivocado para a seção précarbonífera, principalmente no que se relaciona ao rastreamento da Formação Vila Maria e a sua correlação com o Siluriano do Paraguai. A proposta estratigráfica de Zalán et al. (1987) teve grande repercussão na comunidade no final da década de 80, sendo que as considerações a respeito do posicionamento cronoestratigráfico e abrangência estratigráfica das unidades Alto Garças, Vila Maria e Furnas, principais pontos polêmicos gerados por esta proposta, foram sofrendo modificações nos anos subseqüêntes, conforme pode ser deparado das contribuições abaixo destacadas.

Assine & Soares (1989) colocam em questionamento a divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná nos moldes como foi estabelecida por Zalán et al. (1987) e apresentam uma interpretação alternativa para os sedimentos pré-Ponta Grossa. Nas correlações apresentadas, os autores se posicionam a favor da inexistência de discordância entre as formações Furnas e Ponta Grossa (agrupadas em uma mesma seqüência tectono-sedimentar, Devoniana) e caracterizam uma seqüência tectono-sedimentar ordoviciano-siluriana, constituída por uma seção arenosa basal, cuja deposição deve ter se iniciado no Neo-Ordoviciano (propuseram a designação provisória de "Arenito" Alto Garças para esta seção), recoberta pelas formações Vila Maria e lapó, consideradas como correlatas devido às similaridades litológicas e posição estratigráfica. Segundo os autores, "as seqüências assinaladas constituem dois grandes ciclos transgressivo-regressivos separados por discordâncias regionais, onde os sedimentos regressivos do topo acham-se erodidos na porção brasileira da bacia". Estes autores indicaram para seção-tipo da

unidade "Arenito" Alto Garças o intervalo entre 1730 e 1944 m do poço 2-RI-1-PR (sua figura 2) e estenderam sua ocorrência para toda a Bacia do Paraná.

Pereira (1992) individualiza para a seção pré-Furnas da sub-bacia de Alto Garças duas seqüências: (i) ordoviciana (sua seção pré-Vila Maria, tipificada pelo intervalo 1792 a 1944 m do poço 2-AG-1-MT), abrangendo uma seção dominantemente arenosa de provável idade ashigiliana [a abrangência estratigráfica desta seção é diferente da Formação Alto Garças de Zalán *et al.* (1987)], e (ii) eossiluriana (Formação Vila Maria), representativa de um trato de sistema gláciomarinho, constituída por quatro associações de fácies distintas [AF I - diamictito maciço com intercalações de arenito; AF II - folhelhos maciços a laminados; AF III - siltito interestratificado com arenito; AF IV - arenitos estratificados], as quais definiriam três fases evolutivas: máxima glacial (AF I), pós-glacial eustática (AF II) e pós-glacial isostática (AF III E AFIV).

Milani (1993) e Milani et al. (1996) retomam as propostas de Assine & Soares (1989) e apontam para uma continuidade física entre as rochas da seção pré-Furnas na porção brasileira da bacia com aquelas cronocorrelatas no Paraguai (grupos Caacupé e Itacurubí), baseando-se em novos dados bioestratigráficos colhidos em território paraguaio nos poços ASU-1 e ASU-2 (Assunção). Sua seqüência ordoviciano-siluriana (designada de Grupo Rio Ivaí) é composta pelos arenitos (subordinadamente conglomerados e siltitos) da Formação Rio Ivaí (cuja deposição estendera-se do Caradociano ao Ashgiliano), pelos diamictitos da Formação Iapó (tidos como llandoverianos) e pelos pelitos llandoverianos da Formação Vila Maria (os diamictitos foram excluídos desta unidade e associadas à Formação Iapó).

Assine & Soares (1993) propõem que os diamictitos Iapó/Vila Maria, rastreados em afloramentos do bordo leste da bacia e de Goiás e em subsuperfície, sejam considerados cronocorrelatos, atribuindo-lhe o papel de marco estratigráfico da seção pré-Furnas. Os autores argumentam que, por questões de prioridade, os diamictitos basais da Formação Vila Maria devem ser considerados como Formação lapó, restringindo-se aquela denominação somente para a seção marinha sobreposta. Tais diamictitos são interpretados como o registro de uma glaciação

neo-ordoviciana na Bacia do Paraná (fácies glacial continental). Esta proposta de exclusão dos diamictitos da Formação Vila Maria e de designação deste pacote sob a denominação de Formação Iapó, tanto no domínio sul quanto no norte da bacia, segue uma sugestão levantada por Caputo & Crowell (1985, p. 1025).

As discussões quanto ao posicionamento cronoestratigráfico destes diamictitos e a sua abrangência estratigráfica ainda persistem na literatura. A ausência até o momento de datações bioestratigraficamente seguras neste intervalo estratigráfico tem proporcionado a manutenção de modelos evolutivos conflitantes. Se por um lado parece haver um consenso quanto à associação da gênese de tais diamictitos a eventos glaciais [em oposição à gênese inicialmente atribuída por Faria (1982) a processos de debris flow em ambiente marinho raso], por outro lado ainda se discute o correto posicionamento temporal de tais depósitos. Alguns autores têm associado a gênese destes diamictitos à glaciação neo-ordoviciana (ashgiliana) (e.g., Zalán et al. 1987; Milani, 1993; Assine & Soares, 1993, Grahn, 1993; Assine et 1994; Gonzaga, 1994). Outros, associam-na à glaciação eossiluriana (Ilandoveriana) (e.g., Maack, 1947; Caputo & Crowell, 1985; Grahn & Caputo, 1992; Pereira, 1992; Eyles, 1993). E ainda há autores que consideram sua origem associada a uma glaciação ocorrente no limite ordoviciano - siluriano (e.g.; Pereira & Bergamaschi, 1996; Assine et al., 1996). Salienta-se que uma caracterização cronoestratigráfica e evolutiva refinada deste intervalo reveste-se de grande importância, entre outros aspectos, no que concerne à concepção de modelos a respeito da distribuição acurada dos centros glaciais e da migração polar sobre o 1985; Scotese & Eopaleozóico (q.v., Caputo & Crowel, Gondwana no McKerrow, 1990)

Assine (1996) caracteriza para a seção pré-Devoniano duas seqüências deposicionais (ciclos de 2ª ordem): (i) caradociana - ashighilliana (Formação Alto Garças), compreendendo arenitos de tratos de sistemas transgressivo e de mar alto, e (ii) neo-ashgilliana - llandoveriana (formações lapó e Vila Maria), composta, a partir da base, por diamictitos e conglomerados sub-glaciais (trato de mar baixo da Formação lapó) [incluindo-se os diamictitos basais da Formação Vila Maria de Faria (1982)], folhelhos pós-glaciais da Formação Vila Maria (que englobam a superfície

de máxima inundação do Llandoveriano Inferior, e os sedimentos regressivos do topo da Formação Vila Maria.

Milani (1997) engloba os sedimentos da seção pré-Devoniano dentro de uma mesma seqüência de 2ª ordem (sua superseqüência Rio Ivaí), cuja idade provável estende-se do Caradociano ao Llandoveriano. O trato de sistema transgressivo desta seqüência de 2ª ordem estenderia-se de sua base até os folhelhos de máxima inundação (folhelho Vila Maria, llandoveriano), abrangendo uma sucessão de estratos provenientes de domínios alúvio-fluviais na base até marinhos neríticos na porção superior. Os diamictitos lapó [incluindo-se os diamictitos basais da Formação Vila Maria de Faria (1982)], que na sua opinião registrariam um trato de sistema de mar baixo de 3ª ordem, estariam inseridos no trato de sistema transgressivo da Superseqüência Rio Ivaí. Os arenitos regressivos, situados acima dos pelitos de máxima inundação, teriam uma distribuição areal restrita, e seriam tipificados pela Formação Cariy do Paraguai.

Pereira et al. (1998) defendem a extensão para toda a seção pré-carbonífera do modelo de divisão da Bacia do Paraná em duas sub-bacias (Apucarana, na parte sul, e Alto Garças, no domínio norte) originalmente proposto por Ramos (1970) para a seção devoniana. Pereira et al. (1998) caracterizaram para a seção pré-Furnas da bacia duas seqüências (Fig. 07B), quais sejam: (i) uma seqüência ordoviciana (de provável idade caradociana), composta por uma sucessão de arenitos com intercalações pelíticas, interpretada como registro de depósitos de shoreface superior; e (ii) uma seqüência siluriana (de provável idade ashgiliana a llandoveriana), composta pelas formações lapó e Vila Maria, indicativa da atuação de condições glaciais relacionadas à glaciação neo-ordoviciana - eossiluriana.

Com relação à polêmica caracterização da seção pré-Furnas, Pereira et al. (1998) tecem críticas a respeito da correlação direta das seções ordoviciana e siluriana das duas sub-bacias. Os autores sugerem a utilização da designação Formação Rio Ivaí para identificar a seqüência ordoviciana na Sub-Bacia de Apucarana (apontando como seção de referência o intervalo entre 5172 a 5286 m do poço 2-RI-1-PR) e recomendam a utilização da designação Formação Alto Garças para identificar a seqüência ordoviciana na Sub-Bacia de Alto Garças

[apontando como referência o intervalo pré-Vila Maria (sensu Pereira, 1992) estabelecido entre as profundidades de 1779 a 1944 m do poço 2-AG-1-MT]. Sugerem também a manutenção do termo Formação lapó para designar a seção de diamictitos e finas camadas de siltitos e folhelhos (sensu Maack, 1947) da seqüência siluriana na Sub-Bacia de Apucarana e o emprego da designação Formação Vila Maria, cronocorrelativa à Formação lapó, para designar a seqüência siluriana na Sub-Bacia de Alto Garças, em consonância com a definição original de Faria (1982). Segundo estes autores, a compartimentação do registro ordoviciano e siluriano da bacia em dois domínios distintos, nas sub-bacias de Apucarana e Alto Garças, separados por uma área emergente nas proximidades da latitude 20° S, sugere que provavelmente existiu algum controle estrutural durante a deposição ou preservação dos sedimentos ordovicianos e silurianos da bacia.

V.2 - SEÇÃO DEVONIANA - HISTÓRICO E CONTROVÉRSIAS

A primeira notícia de caráter científico sobre a existência de rochas devonianas no sul do Brasil foi dada por Derby (1878), sendo referente às observações de uma rápida excursão no ano de 1878 no Estado do Paraná (região de Campos Gerais).

As denominações que viriam a ser consagradas pelo uso por grande parte dos pesquisadores subseqüentes foram introduzidas por Oliveira (1912). Este autor apresenta a seguinte subdivisão litoestratigráfica do Devoniano do sul do Brasil, a partir da base: "grés de Furnas", "schisto de Ponta Grossa" e "grés de Tibagy". Maack (1947) acrescentou uma quarta unidade devoniana nesta subdivisão, Folhelhos São Domingos, presente no topo da seção.

A formalização das unidades devonianas ganha forte impulso com Petri (1948), onde são propostas, à luz do Código Norte Americano de Nomenclatura Estratigráfica, as denominações Formação Furnas e Formação Ponta Grossa. Consolidando a subdivisão de Petri (1948), Lange & Petri (1967) propuseram uma

divisão tripartite para os sedimentos da Formação Ponta Grossa, constituída, a partir da base, pelos membros Jaguariaíva, Tibagi e São Domingos.

A evolução da nomenclatura estratigráfica do Devoniano da Bacia do Paraná é marcada por uma longa discussão, oportunamente referida em Petri (1948), Bigarella et al. (1966), Lange & Petri (1967), Brito (1981) e Melo (1985).

Com relação às centenas de pesquisas desenvolvidas no Devoniano da Bacia do Paraná, nota-se que nas referências antigas (anteriores à década de 60) o enfoque principal das análises neste intervalo é essencialmente descritivo segundo uma visão generalizada. A partir da década de 60, surgem trabalhos que procuram abordar aspectos genéticos, de acordo com o estágio de conhecimento disponível à época (e.g., Sanford & Lange, 1960; Bigarella et al., 1966; Lange & Petri, 1967; Northfleet et al., 1969).

A partir da década de 80, novos estudos são desenvolvidos neste intervalo. Estes estudos, conduzidos à luz dos novos conceitos da Estratigrafia (*cf.*, Miall, 1990; Miall, 1997) e apoiados em dados mais reveladores, principalmente de subsuperfície, têm trazido à literatura um volume relativamente grande de inovações.

No entanto, a despeito dos avanços alcançados, muitos aspectos aguardam ainda por detalhamentos e elucidações.

No âmbito da Formação Furnas, em específico, uma pesquisa de literatura revela a presença, ainda nos dias atuais, de discussões acerca das históricas questões polêmicas desta unidade, quais sejam: definição de sua idade (siluriana x devoniana), determinação de sua relação estratigráfica com a Formação Ponta Grossa (se concordante ou discordante), estabelecimento de modelos paleoambientais e paleogeográficos (vide Tab. 01).

A Formação Furnas, tida como praticamente afossilífera até o final da década de 80 (exceção feita à icnofósseis sem valor bioestratigráfico e restos vegetais relatados apenas de forma superficial), e por isso mesmo sem uma amarração cronoestratigráfica definida sob bases seguras, teve, pelo menos em parte, um aprimoramento no grau de conhecimento da idade de sua porção superior após a

Tab. 01 - Síntese das opiniões na literatura a respeito de ambientes deposicionais, idades e relações de contato propostos para a Formação Furnas (modificado de Bergamaschi 1992, p. 24).

AUTOR(ES)	INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL PROPOSTA PARA A FM. FURNAS	RELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA INFERIDA C/ A FM. P. GROSSA	IDADE ASSINALADA
OLIVEIRA 1912		CONCORDANTE	DEVONIANA
OLIVEIRA 1927 DU TOIT 1927, APUD LANGE		CONCORDANTE	DEVONIANA
& PETRI 1967 OPPENHEIN 1936, APUD	AMBIENTES ESTUARINO OU	CONCORDANTE	DEVONIANA
BIGARELLA ET AL. 1966 CARVALHO 1941	FAIXAS COSTEIRAS	CONCORDANTE	DEVONIANA
MAACK 1947	AMB. ESTUARINO, EÓL. E DE ÁGUAS CIRCULANTES	DISCORDANTE	PRÉ-DEVONIANA
PETRI 1948	MARINHO-RASO COM INFLUÊNCIA GLACIAL MARINHO-RA	CONCORDANTE CONCORDTRANSICION.	DEVONIANA DEVONIANA
MAACK 1950/51	SO DEPÓSITOS MARINHOS TRANSGRESSIVOS	CONCORDBRUSCO	DEVONIANA
CASTER 1951, APUD BIGARELLA ET AL. 1966	AMBIENTES PRAIAL E MARINHO COSTEIRO	CONCORDBRUSCO	DEVONIANA
ALMEIDA 1954	DEPÓS. COSTEIRO E NERÍTICO DE MAR TRANSGR.	CONCORDANTE	DEVONIANA
SANFORD & LANGE 1960	MARINHO-RASO	CONCORDANTE-TRANSICION.	DEVONIANA
LUDWIG & RAMOS 1965	CONTINENTAL-FLUVIAL	CONCORDANTE-BRUSCO ("DISCORDÂNCIA SEDIMENTOLÓGICA")	DEVONIANA
LANGE 1965	AMBIENTE COSTEIRO INFLUENCIADO POR ONDAS E CORRENTES	CONCORDBRUSCO	DEVONIANA
BIGARELLA ET AL. 1966	MARINHO DE <i>OFFSHORE</i> PRÓXIMO À LINHA DE COSTA	CONCORDANTE-BRUSCO, COM DIÁSTEMAS EROSIONAIS	DEVONIANA
BARBOSA <i>ET AL</i> 1966, <i>APUD</i> LANGE & PETRI 1967		DISCORDANTE	SILURIANA
LANGE & PETRI 1967	MARINHO-RASO COM INFLUÊNCIA DE FORTES ONDAS E CORRENTES	CONCORDANTE / INTERDIGITADO	EODEVONIANA
BIGARELLA & SALAMUNI 1967	MARINHO RASO PRÓXIMO À COSTA, INFLUENCIADO P/CORRENTES RELATIV. FORTES	CONCORDANTE	EODEVONIANA
PETRI & FÚLFARO 1967	MARINHO-RASO	CONCORDANTE	EODEVONIANA
NORTHFLEET ET AL. 1969	CONTINENTAL-FLUVIAL	CONCORDANTE	EODEVONIANA
FÚLFARO 1971	AMB. PRODOMINANTEMENTE MARINHO, C/INFL. DE AMBS. COSTEIROS MISTOS EM CERTAS SEÇÕES	CONCORDANTE	EODEVONIANA
VIEIRA 1973		CONCORDANTE - GRADACIONAL	EODEVONIANA
DICABELLA 1072	MARINHO-RASO COM CORRENTES. PARA W	DISCORDANTE (SUGERE UMA	SILURIANA OU
BIGARELLA 1973	(ORTOGONAIS À COSTA) NA BASE E PARA SSW (PARALELAS À COSTA) EM DIREÇÃO AO TOPO	INCONFORMIDADE EROSIVA)	MESMO
SCHNEIDER ET AL. 1974	CONTINENTAL-FLUVIAL	CONCORDANTE	?ORDOVICIANA EODEVONIANA
PETRI & FÚLFARO 1976	MARINHO-RASO	CONCORDANTE - TRANSICIONAL	EODEVONIANA
SCHNEIDER 1976	PREDOMINANTEM. FLUVIAL "ANASTOMOSADO" C/INFL. DE AMBS. TRANSICIONAIS NO TOPO	CONCORDANTE - BRUSCO NO CENTRO E TRANSICIONAL NOS BORDOS DA BACIA	EODEVONIANA
FÚLFARO <i>ET AL.</i> 1980, <i>APUD</i> DINIZ 1885	MARINHO-RASO, COM PRESENÇA DE DEPÓSITOS DELTAICOS ENTRE SP E PR	CONCORDANTE / INTERDIGITADO	EODEVONIANA
ANDRADE & CAMARÇO 1980	DEPOSIÇÃO ATRAVÉS DE UM SISTEMA FLUVIAL "ANASTOMOSADO" C/INFL. MARINHA NA BASE	CONCORDTRANSIC. NO CENTRO DA BACIA C/PEQS. DIÁSTEMAS NO BORDO	EODEVONIANA
BURJACK & POPP 1981			EOSSILURIANA P/A BASE (GO)
ANDRADE & CAMARÇO 1982	SISTEMA FLUVIAL "ANASTOMOSADO" COM INFLUÊNCIA MARINHA NA BASE	DISCORDANTE	SILURIANA
GAMA JR. <i>ET AL</i> . 1982		CONCORDANTE E DIACRÔNICA	EODEVONIANA
PETRI & FÚLFARO 1983	AMBIENTE MARINHO COSTEIRO COM INCIDÊNCIA DE FORTES CORRENTES DE MARÉ	CONCORDANTE / INTERDIGITADO	EODEVONIANA
CAPUTO & CROWELL 1985	DEPÓSITOS DE OUTWASH EM UMA	DISCORDANTE	SILURIANA
DINIZ 1985	FRANJA PERIGLACIAL DEPS. LITORÂNEOS OU FLÚVIO-DELT. NA PORÇÃO	CONCORDANTE-	EODEVONIANA
POPP & BARCELLOS-POPP	SUPERIOR EM SUBSUPERF. NA SUB-BACIA SUL FLUVIAL BRAIDED COM INFLUÊNCIA DE AMBIENTES	TRANSICIONAL CONCORDANTE-	EODEVONIANA
1986 ACEÑOLAZA &	TRANSICIONAIS NO TOPO AMBIENTE LITORÂNEO (INTERMARÉS,	TRANSICIONAL DISCORDANTE	ORDOVICIANA A
CIGUEL 1987	ICNOFÁCIES Skolithos) EXTENSA PLANÍCIE ALUVIAL (SISTEMA FLUVIAL.		SILURIANA EODEVONIANA
MELO 1987	BRAIDED) COM DEPÓSITOS TRANSICIONAIS NAS PORÇÕES MAIS DISTAIS DO SISTEMA	CONCORDANTE / BRUSCO	(SIEGENIANA / EOEMSIANA)
ZALÁN <i>ET AL</i> . 1987	DEPOS. ATRAVÉS DE UM VASTO SIST. FLUVIAL "ANASTOMOS." S/QQ. EVID. MAR. NOS AFLORAM.	DISCORDANTE (SUGEREM UM HIATO DE 10 Ma. ENTRE AS UNIDADES)	NEOSSILURIANA A EODEVONIANA
RODRIGUES ET AL. 1989	AMBIENTE FLUVIAL <i>BRAIDED</i> PARA O TOPO DA SEÇÃO NA REGIÃO DE PONTA GROSSA, PR	CONCORDANTE	EODEVONIANA
ZALÁN 1989	DEPÓS. REGRESS. EMINENTEMENTE CONTINENT.	DISCORDANTE	NEOSSILURIANA
PETRI 1989	CARÁTER MAIS CONTINENTAL NA BASE, TENDENDO P/ MAR. NO TOPO	CONCORDANTE	EODEVONIANA
BERGAMASCHI 1992	TRAMA DE DEPÓS. FLUVIAIS, TRANSICION. E COSTEIROS, CÆMPILHAM. RETROGRADACIONAL.	CONCORDANTE - BRUSCO	?LOCHKOVIANA A
SOARES 1991	DEPÓSITO FLUVIAL ANASTOMOSADO, TENDENDO A DELTA COSTEIRO PARA O TOPO DA SEÇÃO	CONCORDANTE	PRAGUIANA (PR) EODEVONIANA
PEREIRA 1992	DEPÓSITOS CONTINENTAIS FLUVIAIS, TENDENDO A	CONCORDANTE	EODEVONIANA
BORGHI 1993	DELTAICO-LITORÁNEOS PARA O TOPO REGISTRO MARINHO-RASO, DEPOSITADO SOB AÇÃO	? DISCORDANTE (TIPOII)	? PRIDOLIANA A
ASSINE ET .AL. 1994	DE CORR. DE MARÉS E TEMPESTADES SISTEMAS DE DELTAS CONSTRUÍDOS POR RIOS	CONCORDANTE	EODEVONIANA EODEVONIANA
DINO & RODRIGUES	ENTRELAÇADOS DEPÓSITOS TRANSICIONAIS NO TOPO DA SEÇÃO	CONCORDANTE-	PRAGUIANA P/O
1995 DINO <i>ET AL</i> . 1995	NA REGIÃO DE JAGUARIAÍVA, PR DEPÓSITOS DE UM SITEMA TIPO <i>BRAID-DELTA</i> NO TOPO DA SEÇÃO NO BORDO SUDOESTE DA BACIA	BRUSCO CONCORDANTE- BRUSCO	TOPO NO PR PRAGUIANA P/O O
MUSSA ET AL. 1996	DEPÓSITOS TRANSICIONAIS NO TOPO DA SEÇÃO	CONCORDANTE	TOPO NO PR (SUBSUP. E SUP.) EODEVONIANA P/O
	NA REGIÃO DE JAGUARIAÍVA, PR	CONCORDANTE	TOPO NO PR

coleta de amostras férteis na região de Jaguariaíva. Com base no estudo de esporos de amostras de siltito preto entremeado à fácies arenosas de contexto transicional a costeiro, nos níveis superiores da Formação Furnas (cf., Bergamaschi, 1992, pp. 97-111), Dino & Rodrigues (1995) atribuíram uma idade praguiana (eodevoniana) para estes níveis. Paralelamente, Mussa et al. (1996), valendo-se de análises preliminares de restos vegetais procedentes da região de Jaguariaíva, também teceram considerações, ainda que em uma amplitude de tempo bem maior (Eodevoniano), para este mesmo intervalo de topo da Formação Furnas.

Pesquisa recente do material paleobotânico do topo da Formação Furnas (Gerriene et al., 1998) tem lançado novos elementos sobre a discussão da idade dos níveis superiores desta unidade no Estado do Paraná. Na referida contribuição, uma idade praguiana inferior é preliminarmente assinalada para a associação florística encontrada na localidade Jackson de Figueiredo, Município de Jaguariaíva, PR. Inferências paleoclimáticas e paleogeográficas apresentadas por Gerriene et al. (1998) revelam a importância na continuidade no estudo deste material.

A descoberta de palinomorfos e a ampliação e estudo das localidade contendo restos de plantas, ambos no topo da Formação Furnas, abriu importantes caminhos para uma discussão mais aprofundada acerca do posicionamento cronoestratigráfico deste intervalo estratigráfico, até então elaborado com base no relacionamento estratigráfico com as unidades sub e suprajacentes. Os trabalhos de Dino & Rodrigues (1995) e Dino et al. (1995), posicionando o topo da Formação Furnas no Praguiano, exerceram um importante papel na orientação da idade deste intervalo. Subsequentemente, a continuidade dos trabalhos de detalhamento bioestratigráfico do Siluriano e do Devoniano da bacia no âmbito da UERJ, agora desenvolvidos com a cooperação de P. Steemans e P. Gerriene, ambos da Universidade de Liège, Bélgica, vem propiciando interessantes revisões e refinamentos do posicionamento cronoestratigráfico deste intervalo. O estudo integrado dos megafósseis vegetais das localidades Jackson de Figueiredo e PISA com os palinomorfos da localidade PISA vem apontando para um rebaixamento das idades originalmente sugeridas por Dino & Rodrigues (1995) e Gerriene et al. (1998) para estas mesmas localidades. Gerriene et al. (em prep.) sugerem, com base na análise dos megafósseis vegetais das localidades acima mencionadas e dos

palinomorfos da localidade PISA, um range de idade entre o Siluriano tardio (Neopridoliano) e o Devoniano inicial (Eolochkoviano). De acordo com Gerriene et al. (em prep.), o principal indicador de tal range é a ocorrência, nas amostras da localidade PISA, de uma palino-associação marcada pela presença de miosporos tais como Aneurospora geikiei, Synorisporites verrucatus, junto com algumas espécies papiladas.

Se corretas, estas inferências de idade para o topo da unidade, aqui adotadas, reintroduzem pelo menos dois polos de discussão, quais sejam: (i) haveria realmente um hiato significativo entre as unidades Furnas e Ponta Grossa?; e (ii) qual a idade dos níveis intermediário e basal da Formação Furnas? Procuraremos, oportunamente, abordar estas questões apoiados na Estratigrafia de Seqüências como ferramenta de análise.

Assim, pelo menos em parte, estas recentes contribuições têm promovido um sensível avanço a respeito do posicionamento cronoestratigráfico dos intervalos superiores da Formação Furnas. Permanecem ainda dúvidas a respeito do posicionamento cronoestratigráfico da maior parte desta unidade.

Com relação às inferências a respeito da idade da porção inferior da Formação Furnas, nota-se que, em função da ausência de registro de reconhecido valor bioestratigráfico [à exceção de um recente registro do icnogênero *Arthrophycus* na porção basal da unidade no Município de Palmeira (localidade Sítio Cercado), reportado por Moreira et al. (1998), cujas potencialidades bioestratigráficas estão ainda em avaliação], o fator decisivo em sua determinação tem se constituído basicamente nas inferências sobre as relações estratigráficas Vila Maria - Furnas. Com este respeito, basicamente, parece ter existido uma forte polarização de opiniões: os autores que propuseram modelos estratigráficos concebendo um contato concordante entre as unidades Vila Maria e Furnas (e.g., Burjack & Popp, 1981; Andrade & Camarço, 1982; Zalán et al. 1987), inferiram uma idade eossiluriana para os níveis inferiores da Formação Furnas, já que os pelitos presentes na porção intermediária da Formação Vila têm sido datados como llandoverianos (eossilurianos). Por outro lado, os autores que interpretam o limite Vila Maria - Furnas como indicativo de uma discordância regional de magnitude

considerável, inferem de forma aproximada uma idade pridoliana (neo-siluriana) (e.g., Borghi, 1996,) ou lochkoviano (e.g., Bergamaschi, 1992; Assine, 1996; Milani, 1997) para a porção basal da Formação Furnas.

Com relação à Formação Ponta Grossa, vários aspectos relacionados à sua evolução, ainda pendentes, também instigam os interesses por novas pesquisas.

No que diz respeito ao posicionamento cronoestratigráfico dos depósitos desta unidade, pode-se dizer que o quadro ainda requer aprimoramentos e atualizações.

As idades que balizam ainda hoje grande parte dos estudos estratigráficos dos depósitos da Formação Ponta Grossa são aquelas estabelecidas pelos zoneamentos bioestratigráficos pioneiros de Lange (1967) e Daemon *et al.* (1967), estabelecidos a partir de estudos palinológicos, já que a fauna de invertebrados, apesar de abundante e diversificada, apresenta um endemismo que tem limitado o estabelecimento de propostas bioestratigráficas. Estudos palinológicos mais recentes (e.g., Loboziak *et al.* 1988; Oliveira, 1991; Grahn, 1992; Dino & Rodrigues, 1995; Loboziak *et al.* 1995; Oliveira *et al.*, 1995; Dino *et al.*, 1995; Oliveira, 1997; Grahn, 1997; Grahn, 1998) têm demonstrado a relevância da atualização e refinamento dos mencionados zoneamentos pioneiros da década de 60.

Dentre os recentes avanços nos estudos bioestratigráficos desta seção, destacam-se as novas idades assinaladas para a base da Formação Ponta Grossa. Os níveis basais desta unidade, tidos anteriormente como de idade emsiana (Zona D2 de Daemon et al., 1967), são agora datados como praguianos, à luz de novas investigações e de correlações com padrões atuais de zoneamentos europeus, além de correlações com zoneamentos de países vizinhos (vide Loboziak et al., 1995; Dino et al., 1995; Grahn, 1997, 1998). Nos trabalhos de revisão bioestratigráfica do Devoniano da Bacia do Paraná, que vêm sendo conduzidos no âmbito da PETROBRÁS e da UERJ, têm-se registrado idades praguianas em intervalos inferiores da Formação Ponta Grossa em diversas porções da Bacia do Paraná [q.v., Loboziak et al. (1995), para indicação de idade praguiana na porção inferior da Formação Ponta Grosssa nos testemunhos 21-22 do poço 2-CN-1-SC (Canoinhas), no testemunho 7 do poço 2-AG-1-MT (Alto Garças); Dino et al. (1995) e Grahn

(1997), para indicação de idade praguiana na porção inferior da Formação Ponta Grossaa em seções colunares das regiões de Jaguariaíva, Tibagi e Ponta Grossa; Grahn (1998), para indicação de idade praguiana na porção inferior da Formação Ponta Grossaa na região de Rio Verde de Mato Grosso (MS)]. No entanto, não há ainda resolução para se saber com precisão em que momento se deu o rápido aforamento do sistema Furnas. As recentes idades praguianas (?eopraguianas) na porção mais basal dos pelitos Ponta Grossa têm modificado significativamente as concepções prévias, já que até há poucos anos atrás este afogamento era posicionado no Emsiano. No entanto, de acordo com J.H.G. Melo (inf. verbal) esta idade pode ainda sofrer algum rebaixamento face a novas investigações (principalmente em subsuperfície) e ao aprimoramento das correlações com os esquemas zonais europeus. J.H.G. Melo (inf. verbal) considera, face à sua experiência com o tema, que uma idade lochkoviana deva ser em breve também assinalada para a porção mais basal da Formação Ponta Grossa.

Outro aspecto importante diz respeito ao posicionamento cronoestratigráfico dos depósitos do topo da seção devoniana. A literatura disponível revela que as idades mais jovens da Formação Ponta Grossa referem-se ao Frasniano. No entanto, Loboziak et al. (1995) apontaram, com base na análise de esporos, para idades famenianas (neofamenianas) em depósitos de diamictitos no testemunho 14 do poço 2-O-1-PR (Ortigueira) (intervalo tido pela maior parte dos pesquisadores como pertencente a depósitos glaciogênicos do Grupo Itararé). Estes autores não descartam a possibilidade de tratar-se de um retrabalhamento de esporos devonianos dentro de depósitos permo-carboníferos (fato já observado em outras seções e somente elucidado após um reprocessamento repetitivo de novas amostras e descoberta de palinomorfos carboníferos ou permianos). No entanto, após o insucesso de resultados positivos em algumas tentativas de obtenção de registros carboníferos ou permianos nestes níveis, os autores reafirmam a possibilidade de ocorrência de um registro inédito de sedimentação fameniana no âmbito da Bacia do Paraná. Loboziak et al. (1995) chamam a atenção para o fato de que, no caso de pesquisas futuras confirmarem o registro destas fácies glaciais famenianas no topo da Formação Ponta Grossa em áreas centrais da bacia, poderá ser, então, reforçada a hipótese, defendida por Caputo & Crowell (1985), de ocorrência de uma glaciação neodevoniana no Gondwana Ocidental e a extensão de sua abrangência até os domínios da Bacia do Paraná. Caputo & Crowell (1985, pp. 1027-1029) apresentam evidências da ocorrência desta glaciação nas bacias de Solimões e Parnaíba.

Um outro ponto polêmico no Devoniano da Bacia do Paraná relaciona-se à determinação de modelos ambientais para a Formação Furnas. As discussões vêm se prolongando desde os trabalhos pioneiros (Oliveira, 1912) até os dias atuais. A partir da apreciação da Tab. 01, em específico na coluna relacionada à interpretação ambiental, podemos ter uma idéia a respeito desta polêmica quase secular. Em anos recentes, surgem alguns estudos sedimentológicos de detalhe, conduzidos no âmbito de pesquisas de pós-graduação, os quais têm trazido importantes contribuições no caminho do entendimento da evolução sedimentar do Devoniano Inferior da bacia. No entanto, não há ainda consenso a respeito de um modelo evolutivo de ampla aceitação. Ao menos em parte, a clássica polêmica a respeito do ambiente de sedimentação da Formação Furnas (se fluvial ou marinho) mudou o seu foco, já que as pesquisas recentes têm demonstrado, à luz de estudos de fácies, elementos arquiteturais e sistemas deposicionais, que os sistemas deposicionais operantes na evolução deste pacote sedimentar apresentaram um comportamento bastante dinâmico: fácies fluviais, transicionais, costeiras e marinhorasas interdigitaram-se lateral e verticalmente, dentro de um modelo deposicional sem análogos modernos, promovendo o empilhamento de um pacote cuja evolução tem recebido interpretações diferenciadas (q.v., Bergamaschi, 1992; Pereira, 1992; Borghi, 1993; Schubert, 1994; Assine, 1996; Milani, 1997).

A evolução sedimentar da Formação Ponta Grossa, por sua vez, também aguarda ainda por detalhamentos. À semelhança do que ocorre com a Formação Furnas, também na Formação Ponta Grossa a baixíssima densidade de dados de subsuperfície tem motivado a elaboração de modelos onde os índices de incerteza são grandes e, com isso, os pesquisadores têm se adaptado ao trabalho com uma parcela de inferência relativamente elevada.

Dentre os estudos recentes que abordaram a Formação Ponta Grossa, merecem destaque os de Melo (1985, 1988), Diniz (1985), Pereira (1992), Assine (1996).

Diniz (1985), baseando-se na análise de perfis elétricos e de raios gama em alguns poços da parte central da Bacia do Paraná, propõe a subdivisão da Formação Ponta Grossa em intervalos estratigráficos informais. Na região do Pontal do Paranapanenma (SP) são caracterizados dois intervalos informais:

(...) a subseqüência inferior, de caráter pelítico, marinho raso, transgressivo, incluindo estabilidade ou lenta elevação do nível do mar, e a superior, dominantemente síltico-arenosa, de padrão regressivo, devendo corresponder a pequenos deltas do tipo dominado por marés e a depósitos associados sob condições de mesomaré, com aparente registro de canais de maré e sem a formação de ilhas-barreira (similar ao modelo de sedimentação recente para a costa da Alemanha, Mar do Norte) (Diniz, 1985, p. iii).

No Estado do Paraná, por sua vez, Diniz (1985) caracteriza três intervalos estratigráficos informais:

(...) a subseqüência inferior, com depósitos pelíticos, de origem transgressiva, em ambiente de plataforma rasa; a média, mais síltica, com intercalações de bancos arenosos e padrão geral progradacional, no perfil de raios gama, mostrando pequenos ciclos transgressivos, e fonte principal de sedimentos a oeste-sudoeste; e a seqüência superior, distinguindo-se da inferior pela maior proporção de níveis arenosos, com feições transgressivas, oscilatórias e sedimentação em águas calmas ou mais agitadas (zonas de inframaré de maior profundidade a intermaré inferior), possivelmente, com área-fonte também de nordeste (Diniz, 1985, p. iii).

Em sua análise estratigráfica do Paleozóico médio da Sub-Bacia de Alto Garças, Pereira (1992) caracteriza para o Devoniano a seguinte proposta estratigráfica: a Formação Furnas e o membro inferior da Formação Ponta Grossa são englobados dentro de uma sequência eodevoniana (sua sequência I). A Formação Furnas estaria representada por depósitos de sistema fluvial *braided* que seriam progressivamente substituídos, em direção ao topo da unidade, por depósitos continentais-transicionais. O membro inferior da Formação Ponta Grossa representaria a instalação de ambientes de *shoreface* e *proximal-distal inner shelf* em um contexto de mar alto, em recobrimento aos depósitos continentais-transicionais do topo da Formação Furnas. A sequência II (neo-emsiana a frasniana) marcaria o final da sedimentação do Paleozóico médio, sendo composta "por um

conjunto sedimentar progradante, compreendido como uma plataforma marinha rasa dominada por ondas (membro médio da Formação Ponta Grossa), que é progressivamente afogada em função de episódicos aumentos relativos do nível do mar". O membro superior da Formação Ponta Grossa registraria condições marinhas de offshore no topo da seqüência II. O limite inferior da seqüência I seria marcado por uma discordância erosiva regional (limite Furnas - Vila Maria). O limite entre as seqüências I e II corresponderia litoestratigraficamente ao contato entre os membros inferior e médio da Formação Ponta Grossa.

Na proposta estratigráfica formulada por Assine (1996) para o pré-Carbonífero da Bacia do Paraná, os depósitos Devonianos compreenderiam três seqüências deposicionais. A sequência basal (?lochkoviana) abrangeria as partes inferior e média da Formação Furnas (suas unidades Furnas I e Furnas II) e representaria o registro de tratos psefíticos de sistemas transgressivo (depósitos deltaicos) e de mar alto (depósitos marinho-plataformais). A seqüência intermediária (praguiana a eifeliana) abrangeria a parte superior da Formação Furnas (sua unidade Furnas III) e o Membro Jaguariaíva da Formação Ponta Grossa. Em sua base (unidade Furnas III) estaria representada a progradação de sistemas deltaicos, que seriam recobertos pelos depósitos costeiros e de plataforma interna do topo da unidade Furnas III e do Membro Jaguariaíva da Formação Ponta Grossa. Na porção inferior desta sequência estariam representados os tratos de mar baixo e transgressivo, este limitado por uma superfície de máxima inundação, localizada no topo do Membro Jaguariaíva. Acima da superfície de máxima inundação (Membro Tibagi) teríamos o trato de sistemas de mar alto, que seria composto, a partir da base, por depósitos de plataforma externa e deltaicos. Em discordância sobre esta seqüência, teríamos o registro da terceira seqüência devoniana (eifeliana - frasniana), constituída por um ciclo transgressivo-regressivo. Abaixo da superfície de máxima inundação (givetiana) teríamos o trato de sistema transgressivo composto por depósitos de plataforma interna. Acima deste trato teríamos os depósitos de plataforma externa e deltaicos do trato de sistemas de mar alto. Segundo argumentado anteriormente, a duração apontada para tais seqüências (10-15 Ma; Assine, 1996, p. 137), indicam a inserção destas no âmbito dos ciclos de 2ª ordem (cf., Vail et al., 1977b, pp., 83 e 86; Mitchum, 1977, p. 211).

Milani (1997) incluiu os depósitos das formações Furnas e Ponta Grossa dentro de uma seqüência de 2ª ordem (sua Superseqüência Paraná). Na Formação Furnas estariam inseridos, em sua concepção, a partir da base, estratos fluviais sucedidos verticalmente por arenitos com progressiva influência marinha, que culminam nos folhelhos da máxima inundação - este empilhamento comporia tratos de mar baixo e transgressivo. A plataforma pelítica Ponta Grossa, localmente pontuada por progradações arenosas, marcaria o trato de sistemas de mar alto da Superseqüência Paraná. A máxima inundação desta seqüência estaria localizada, portanto, segundo Milani (1997) logo acima do contato Furnas/Ponta Grossa. Milani (1997) reconhece três ciclos menores, assinalados por ele como de 3ª ordem. As máximas inundações dos ciclos 1, 2 e 3 do autor foram por ele posicionadas respectivamente na porção média da Furnas (seu nível de máxima inundação eodevoniano), no afogamento da base da Formação Ponta Grossa (coincidente com o nível de máxima inundação da Superseqüência Paraná) e no afogamento rápido da "plataforma arenosa Tibagi" (seu nível de máxima inundação givetiano).

Pereira et al. (1998) caracterizam para a seção devoniana da Bacia do Paraná uma seqüência de 2ª ordem, composta pelas formações Furnas (cujos depósitos, de idade provável lochkoviana a praguiana, foram interpretados como registro de um sistema tipo *braided*-delta / costeiro) e Ponta Grossa, constituída por depósitos marinho-rasos de *shoreface* e *offshore* de idade compreendida entre o Praguiano e o Frasniano.

Do exposto, nota-se que, apesar do número relativamente grande de estudos, a seção pré-carbonífera da Bacia do Paraná guarda ainda muitos aspectos que encontram-se envoltos em controvérsias ou permanecem pouco conhecidos. Entre estes aspectos destacam-se aqueles pertinentes às questões paleoambientais, paleogeográficas, bioestratigráficas e cronoestratigráficas das unidades do intervalo e à própria definição e relacionamento estratigráfico destas unidades.

Na seção devoniana, observa-se que a Formação Furnas permanece com várias destas questões ainda não compreendidas de forma satisfatória. A Formação Ponta Grossa, com sua abundante fauna de invertebrados marinhos de grande potencial bioestratigráfico e paleoambiental, apresenta também problemas na compreensão da sua evolução paleogeográfica e estratigráfica.

CAPÍTULO VI

ANÁLISE DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS

VI.1 - FORMAÇÃO FURNAS (NEO-SILURIANO - EODEVONIANO) - A ETERNA BUSCA DE UM MODELO EVOLUTIVO

IV.1.1 - INTRODUÇÃO

Um dos pontos historicamente mais polêmicos do Devoniano da Bacia do Paraná diz respeito à evolução sedimentar da Formação Furnas.

Dentre os trabalhos clássicos que abordaram esta questão, aqueles de Bigarella e equipe (em particular os de Bigarella et al. 1966; Bigarella & Oliveira, 1966; Bigarella et al., 1967) colocam-se entre as contribuições mais significativas, posto que referem-se a análises sedimentológicas de detalhe, apoiadas em ampla base de dados de campo e com apresentação de detalhadas seções e perfis sedimentares, além de fotografias e dados de paleocorrentes. Infelizmente, os trabalhos daquele pesquisador não tiveram a continuidade desejada para que pudéssemos dispor de visões mais completas daquela fase de suas pesquisas.

Somente em anos mais recentes houve uma retomada nos interesses pelas pesquisas nesta unidade. Estas pesquisas, conduzidas no âmbito de cursos de pósgraduação, têm abordado a unidade em diferentes áreas da bacia e em diferentes graus de detalhe, mas agora sob a ótica de novos conceitos da sedimentologia e da estratigrafia (e.g., Bergamaschi, 1992; Pereira, 1992; Borghi, 1993; Schubert, 1994; Assine, 1996; Milani, 1997).

Tais estudos recentes têm chamado a atenção para a complexidade faciológica da unidade e também para a coexistência lateral e vertical de associações de fácies flúvio-deltaicas, estuarinas e marinhas ao longo desta seção sedimentar.

Mas a concepção de um modelo evolutivo para os sedimentos desta unidade não é tarefa das mais simples, tendo em vista a inexistência de análogos modernos que pudessem ser transpostos ou aproximados para aquele cenário. Na literatura especializada, também não são encontrados modelos do registro geológico inteiramente compatíveis com as características faciológicas da unidade.

Em termos operacionais, a Formação Furnas vem sendo subdividida em superfície por diversos pesquisadores em três intervalos informais: porção inferior (ou basal), porção intermediária (ou mediana) e porção superior (ou de topo). Esta subdivisão informal da Formação Furnas na borda leste da bacia foi adotada, embora com diferentes abrangências, por Pereira & Bergamaschi (1989), Bergamaschi (1992), Borghi (1993), Assine (1996), entre outros.

Os trabalhos em escala bacinal de Assine & Soares (1989), Assine (1996) e Milani (1997) rastrearam ao longo de toda a bacia padrões bastante similares de assinaturas dos perfis de raios gama. Esta assinatura característica da Formação Furnas assemelha-se à forma de um "S" aberto, descrito pelos autores como "sigmoidal", que culmina com uma rápida deflexão à direita até os pelitos Ponta Grossa.

A divisão operacional triparte utilizada em superfície foi estendida para subsuperfície por Assine (1996) tendo como base os padrões de raios gama. Assine utilizou as denominações Furnas I, II e II para designar, respectivamente, as porcões basal, mediana e superior da unidade.

Nesta pesquisa também se utiliza uma divisão operacional informal tripartite da Formação Furnas, que consiste de uma modificação daquela utilizada em Bergamaschi (1992), uma vez que ela incorpora as informações de subsuperfíces fornecidadas pela análise dos perfis de raios gama e também adaptações reunidas a partir do confronto com as subdivisões de Borghi (1993) e Assine (1996). Como as abrangências são diferentes daquelas apontadas por Borghi (1993) e por Assine

(1996), optamos por designá-las de forma diferenciada. Assim, estes intervalos operacionais foram designados informalmente de *Furnas inferior*, *Furnas intermediário* e *Furnas Superior*.

VI.1.2 - DISCUSSÕES SEDIMENTOLÓGICAS E CARACTERIZAÇÃO DE SISTEMAS DEPOSICIONAIS

VI.1.2..1 - Intervalo Furnas inferior

O intervalo aqui designado como *Fumas inferior* assenta-se sobre a discordância erosiva basal da Formação Furnas e engloba uma associação de conglomerado e arenito em geral grosso ou muito grosso, por vezes conglomerático, e, menos freqüentemente, médio ou fino. Tais litotipos exibem diferentes estruturas internas. As mais freqüentes são as estratificações cruzadas planares, mas também podem aparecer estratificações cruzadas por onda, laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*), estratificações plano paralelas e estratificações cruzadas do tipo espinha de peixe ((*herringbone cross-stratification*). Pistas fósseis pertencentes à icnofácies *Cruziana* (*cf.*, Fernandes, 1996), paralelas ao acamamento, são registradas. Os estratos, em geral de porte médio (espessuras médias de 0,5 a 1,0 m), podem apresentar geometrias externas tabulares, lenticulares, sigmoidais ou cuneiformes, se agrupando, em geral, em elementos arquiteturais tabulares.

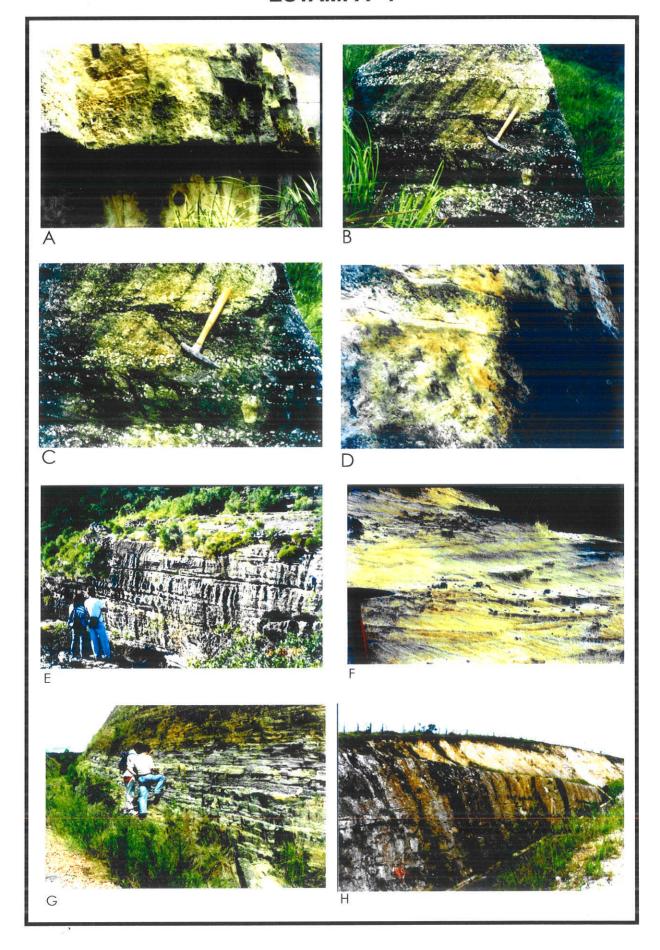
Este intervalo basal da Formação Furnas em geral sustenta as escarpas verticais da serra das Furnas. Por este motivo, a observação em detalhê dos níveis superiores deste intervalo são prejudicadas pelo difícil acesso.

Um aspecto importante que chama a atenção quando se observa uma exposição ampla deste intervalo relaciona-se à grande tabularidade das descontinuidades que limitam as unidades deposicionais de espessuras métricas (elementos arquiteturais; *sensu* Miall, 1985) (Estampa I-E).

ESTAMPA I

- A) Conglomerado basal da Formação Furnas na serra de São Luiz do Purunã.
- B e C) Fácies de conglomerado segregado em pavimentos da base da formação Furnas. Serra de São Luiz do Purunã.
- D) Fácies de conglomerado em lençol, exibindo ondulações de grande amplitude no topo do estrato. Serra de São Luiz do Purunã. Tais fácies conglomeráticas (fotos A a D) representamo registro de um sistema litorâneo (praia rudídita, afetada por fortes ondas e correntes (*cf.*, Borghi, 1993). Formação Furnas inferior.
- E) Tabularidade dos elementos arquiteturais areníticos na Cachoeira do rio São Jorge, Ponta Grossa, PR. Formação Furnas inferior. As fácies de arenitos tabulares com estatificações curzadas tabulares representam provavlemente a migração de formas de leito em ambiente marinho-costeiro.
- F) Fácies de arenito grosso com estatificação cruzada exibindo abundantes superfícies de reativação. Rodovia BR-376 (trecho entre Ponta Grossa e Curitiba), km 549. Formação Furnas.
- G) Fácies de siltito preto interestratificado com degados níveis de arenito fino com *climbing ripples*. Trata-se de depósito lagunar ou de pântano costeiro ondese tem o registro de vegetais primitivos e palinomorfos no topo da Formação Furnas.
- H) Contato Furnas-Ponta Grossa no km 60 da PR-340, na entrada de Tibagi, PR. Logo abaixo da base do pacote de folhelhos ocorre um estrato com 2 m de espessura de arenito muito fino, que apresenta laminação de baixo ângulo e sutis truncamentos por ondas. Esta fácies trunca os depósitos transicionais deltaicos do topo da Formação Furnas. Este truncamento representa o limite basal da Seq. B (3ª ordem) e também uma superfície transgressiva de 2ª ordem.

ESTAMPA I



A Formação Furnas inicia-se no bordo leste por um intervalo caracterizado pelo predomínio de estratos de conglomerado, entremeados com estratos de arenito grosso a muito grosso, conglomerático, cuja espessura varia entre 2 a 10 m. Os estratos de conglomerado são representados dominantemente por corpos lenticulares extensos e tabulares, de médio porte (30-50 cm de espessura média), constituídos por conglomerado fino, clasto suportado, com matriz areia grossa/muito grossa. O arcabouço deste conglomerado é formado por clastos de quartzo/quartzito, subarredondados a arredondados, variando de esféricos à discoidais, com diâmetros médios entre 1 a 3 cm (excepcionalmente podem atingir até 10 cm), e exibindo uma seleção granulométrica em geral moderada. Este conglomerado apresenta-se (i) maciço a incipientemente estratificado (fácies Gm, cf. Miall 1990, p. 156); (ii) com estratificação plano paralela ou de baixo ângulo, por vezes exibindo sugestões de sutis ondulações de grande comprimento de onda (Estampa I-D).; (iii) estratificação de baixo ângulo, marcada por uma segregação dos clastos evidente, associada a um padrão de engrossamento granulométrico em direção ao topo; ou, (iv) exibindo estratificação cruzada de médio porte, onde as lâminas, por vezes, exibem padrões de engrossamento granulométrico em direção ao topo. A fácies conglomerática pode também exibir uma segregação bem definida dos clastos em delgadas e lateralmente contínuas lâminas que se intercalam com outras lâminas de granulometria diferenciada, mas que igualmente exibem essa boa segregação granulométrica (Estampa I-B e C).

Este intervalo mais basal, dominantemente conglomerático, é gradualmente sucedido ascendentemente por estratos de arenito médio a grosso, que podem exibir intercalações de níveis e pavimentos conglomeráticos nos intervalos inferiores, mas que diminuem em espessura e freqüência para cima. Estes estratos de arenito têm geometria tabular, de grande continuidade lateral, em geral assentam-se abruptamente sobre descontinuidades planares e apresentam espessuras que variam entre 15 e 50 cm. As espessuras destes estratos tendem a ser menores na porção mais inferior deste intervalo, aumentando para o topo (o mesmo podendo-se dizer do porte das estruturas internas). A estrutura

predominante é a estratificação cruzada planar, de pequeno e médio portes. O padrão dominante de paleocorrentes neste intervalo é unidirecional, com direção predominante de fluxo para SSW. Padrões bidirecionais, menos frequentes, também podem ser observados.

As interpretações para este intervalo basal da Formação Furnas têm variado amplamente. Bergamaschi (1992) considerou que há um predomínio de depósitos fluviais entrelaçados de alta energia preservados neste nesta porção. Borghi (1993), por sua vez, interpretou os níveis mais inferiores como o registro de uma praia rudítica. Já Assine (1996), entendeu que as fácies inferiores desta unidade formam depositadas em sistemas deltaicos construídos por rios entrelaçados.

Tendo em vista novas observações, bem como as discussões e os argumentos apresentados em Borghi (1993), reavaliamos nossa interpretação prévia (Bergamaschi, 1992) e consideramos que o contexto faciológico predominante neste intervalo basal aponta para a provável deposição a partir de um sistema litorâneo a marinho-costeiro, afetado por fortes ondas e correntes.

As fáceis presentes no nível conglomerático basal podem são agrupadas em associações de fácies cuja gênese pode ser associada à ambientes litorâneos ou de leque costeiro, em uma costa ruditica. As características faciológicas que favorecem a tabularidade dos delgados seriam primeira interpretação conglomeráticos, muitos exibindo uma boa segregação granulométrica em lâminas, bem como os truncamentos de baixo ângulo, associados às evidências de ondulações de grande comprimento de onda. Já as gradações granulométricas inversas sugerem a ação de processos de fluxos gavitacionais de sedimentos, o que poderia favorecer uma interpretação, neste contexto, de um ambiente de leque costeiro, onde os sedimentos rudíticos trazidos até o litoral por fluxos trativos e gravitacionais, atuantes em canais fluviais, seriam retrabalhados e redepositados na costa por processos de marés e/ou ondas. Esta interpretação foi adotada anteriormente para esta seção por Borghi (1993). O referido autor agrupou as fácies conglomeráticas e as fáceis arenosas associadas, compondo um elemento arquitetural de geometria tabular, designado por ele de elemento AVR (=acresção vertical em ruditos). Este seria o elemento da arquitetura deposicional utilizado por Borghi (1993) para rastrear a presença dos depósitos deste ambiente de costa rudítica na porção mais basal da Formação Furnas.

Alguns ciclos (com cerca de 20 a 30 m de espessura) podem ser notados na porção inferior da Formação Furnas no bordo leste. O ciclo inferior é constituído, a partir da base, por sucessão faciológica caracterizada pela presença da seção conglomerática (primeiros 5 m em geral), sucedida por fáceis de arenito grosso que exibe estratificação cruzada geralmente de pequeno porte, recoberta em geral por pacotes de arenito com estratificação cruzada planar de médio porte (paleocorrentes dirigidas para SSW), aos quais se intercalam estratos de arenito fino com laminação cruzada por onda (comprimentos de onda inferiores a 20 cm) e níveis conglomeráticos delgados (centimétricos), porém extensos lateralmente. O topo deste ciclo é assinalado por um nível intensamente bioturbado, onde são registrados pistas paralelas ao acamamento de diversos icnogêneros (Estampa III-A e B). [e.g, Palaeophycus, Didymaulichnus, Planolites, Cruziana, entre outros icnitos da icnofácies Cruziana, segundo análise de Fernandes (1996)]. Tais níveis constituem provavelmente superfícies de hardground, conforme também assinalado por Assine (1996). Tais superfícies podem indicar estágios de sensível diminuição na taxa de sedimentação, associando-se a diastema, sugestivo de interface de caráter cronoestratigráfico (podendo se referir ou a limite de seqüência de 4ª ordem ou a limite de parassequência de 3ª ordem).

Desta forma, as associações faciológicas que se sobrepõem ao nível conglomerático basal contém indícios físicos e biogênicos (icnofósseis) que favorecem a sua interpretação dentro de um sistema marinho-costeiro. Entre as evidências físicas, destacam-se (i) a tabularidade das superfícies limitantes dos elementos arquiteturais (Estampa I-E); (ii) as estratificações espinha de peixe (herringbone cross-stratification), que embora escassas, revelam a atuação de correntes bidirecionais, sugerindo a atuação de correntes de marés na movimentação de formas de leito arenosas; (iii) a presença de icnofósseis da icnofácies Cruziana (cf., Fernandes, 1996), que reforçaria uma interpretação marinho-costeira de shoreface para a deposição dos intervalos em que são registrados. Existem localidades (e.g., subida da serra de São Luis do Purunã ao longo da BR-277; Sítio Cercado, Município de Palmeira; Pedreira da Santa,

Jaguariaíva) em que se registra uma diversidade relativamente alta de icnitos desta icnofácies.

Os icnofósseis da Formação Furnas têm sido explorados por diversos autores no apoio à interpretação ambiental da unidade. Fernandes (1996) avalia que os icnogêneros presentes podem ser agrupados nas icnofácies Cruziana e Skolithos. Os icnitos da icnofácies Cruziana (sensu Pemberton et al., 1992) apresentam uma distribuição estratigráfica mais ampla pela unidade (terços inferior e mediano da unidade), enquanto que aqueles da icnofácies Skolithos (sensu Pemberton et al., 1992) são mais frequentes nos níveis mais superiores da unidades (cf., Fernandes, 1996). De acordo com Fernandes (1999), a icnofácies Cruziana da Formação reconhecida pela icnogêneros Didymaulichnus. Furnas é presença dos Furnasichnus, Palaeophycus e Rusophycus. Na literatura, são reportados ambientes desde litorâneos até aqueles de plataforma marinha rasa preservando icnitos desta icnofácies (Fernandes, 1999). Portanto, estudos icnofaciológicos têm se mostrado importantes no auxílio da determinação do caráter marinho-raso/litorâneo dos níveis em que são registrados tal associação de icnofósseis (e.g., Borghi, 1993).

Recentemente, Moreira *et al.* (1998) registraram a presença do icnogênero *Arthrophycus* nos níveis inferiores da Formação Furnas na localidade Sítio Cercado. A presença deste icnito favorece uma interpretação litorânea para o nível de sua ocorrência.

Sendo assim, pode-se inferir, a partir das informações fornecidas pelo contexto faciológico, que a deposição dos níveis mais inferiores da Formação Furnas no bordo leste teve início a partir de um sistema litorâneo que transgrediu sobre o substrato relativamente aplainado, esculpido sobre diferentes unidades geológicas. A este sistema litorâneo, registrado pelos depósitos de praia rudítica, podem ter se associado lateralmente, de forma subordinada, fácies de leque costeiro, nas áreas em que o aporte fluvial foi intenso o suficiente para suplantar o retrabalhamento litorâneo, promovendo progradações localizadas.

A sucessão vertical de fácies sobrejacente, situada ainda no domínio Furnas inferior, sugere uma continuidade no recobrimento transgressivo, promovendo a preservação de fácies marinho-costeiras, materializadas pelos elementos

arquiteturais tabulares areníticos, preenchido dominantemente por fácies de arenitos médio e grosso, dispostos em geometrias estratais tabulares, lenticulares ou cuneiformes, apresentando internamente abundantes superfícies de reativação e estruturas predominantes do tipo estratificação cruzadas planar e, subordinadamente, acanalada. Tais fácies marcariam o registro de formas de leito bi e tridimensionais (cristas, respectivamente, retas e sinuosas) migrando em ambiente marinho-costeiro, sob influência de correntes trativas predominantemente unidirecionais.

A questão relacionada ao agente predominante de transporte no sistema marinho-costeiro Furnas é também um ponto polêmico entre aqueles autores que têm identificado fácies marinhas no âmbito da Formação Furnas.

As feições diagnósticas do reconhecimento de processos de maré [i.e., estratificações bipolares freqüentes, envelopes (drapes) de lama regularmente espaçados e ciclicidade do tipo neap-spring (vazante-cizígia)] não se fazem presentes nos depósitos da unidade, ou têm a sua aceitação questionada quanto supostamente reconhecidas. Mas esta ausência de tais feições não é fato isolado no Furnas. Exemplos de literatura mostram que elas são muito mais freqüentes a partir do Terciário, escasseando em direção ao registros mais antigos. Assim, em muitos casos relatados na literatura, os padrões de paleocorrentes de maré são essencialmente unimodais, embora estratificação cruzada bipolar possa estar presente localmente. Este padrão de paleocorrentes é usualmente atribuído à presença de padrões regionais de transporte de sedimentos e/ou à superposição de correntes oceânicas unidirecionais. As superfícies de reativação são abundantes, mas envelopes (drapes) de lama regularmente espaçados e ciclicidade do tipo neap-spring (vazante-cizígia) não costumam ser particularmente comuns (cf., Dalrymple, 1992).

Dentre aqueles que propuseram a existência de um cenário paleogeomórfico dominado pela ação de correntes de maré, destacamos as considerações de Petri & Fúlfaro (1983) e de Borghi (1993). Este último autor, particularmente, postulou, a partir do estudo de afloramentos do flanco sul do Arco de Ponta Grossa, um cenário ambiental, dominante na maior parte do intervalo de deposição da Formação

Furnas, caracterizado como uma plataforma marinho-rasa, onde se preservaram dominantemente fácies depositadas sob a ação dominante de marés, ocasionalmente amplificadas por tempestades. Para Borghi (1993), a direção de transporte SW predominante no registro preservado da unidade, diagnosticada desde os trabalhos de Bigarella et al. (1966), associa-se ao registro de marés de vazante fluindo perpendicularmente à costa (áreas-fonte a NE). Uma outra corrente (e.g., Bigarella et al., 1966) sugere que a direção de transporte SW esteja associada à ação de correntes de deriva litorânea (longshore currents) fluindo paralelamente à costa.

VI.1.2.2 - Intervalo Furnas intermediário

O intervalo *Furnas intermediário*, *que* abrange aproximadamente o terço mediano da unidade, é constituído pelas fáceis do intervalo subjacente, notando-se, no entanto, uma diminuição na incidência e espessura dos corpos conglomeráticos, bem como uma ligeira diminuição na granulometria dos corpos de arenito. O litotipo predominante é o arenito médio. Delgados níveis sílticos, cinza-esbranquiçados, por vezes exibindo estratificações trativas e de ondas, de pequeno porte, podendo conter icnofósseis da icnofácies *Cruziana*, são também observados. Os elementos arquiteturais exibem geometrias tabulares, lenticulares, cuneiformes ou sigmoidais. Nos perfis de raios-gama, este intervalo apresenta uma assinatura com tendências ao padrão serrilhado e exibe uma suave deflexão à direita, em relação ao intervalo Furnas inferior, este caracterizado por um padrão de assinatura gradacional tipocaixote, deslocado à esquerda. Conforme mencionado anteriormente, estas tendências foram registradas por Assine (1996) e Milani (1997) em escala bacinal.

Em nossa opinião, as exposições da subida da serra de São Joaquim pela PR-090 (afloramentos praticamente contínuos entre os kms 11 e 13), apresentam aspectos faciológicos importantes para a reconstituição paleoambiental nos terços inferior e mediano da unidade.

Na seção colunar montada nessa localidade (Fig. 08), são observadas nos primeiros 30 m da Formação Furnas associações de fácies semelhantes àquelas presentes no mesmo intervalo estratigráfico na serra de São Luiz do Purunã e na

região da Cachoeira do Rio São Jorge (Ponta Grossa). Conforme discutido, é provável que tais associações de fácies representem o registro de um sistema litorâneo/costeiro. No entanto, as fácies presentes entre o nível de 30 e 70 da seção colunar apresentam algumas variantes importantes. Neste intervalo tem-se o registro dominante de estratos tabulares e sigmoidais, com espessura individual média de cerca de 50 cm, constituídos principalmente por arenito médio, que exibe estratificação cruzada planar de médio porte e também estratificação cruzada de pequeno porte (ripples). Entre os estratos de arenito é comum a presença de delgados níveis de siltito ou arenito muito fino, portadores de laminações cruzadas por onda. Em escala de afloramento, nota-se que os estratos agrupam-se constituindo unidades maiores (2-3 m), de geometria tabular, sigmoidal ou cuneiforme (elementos arquiteturais). A geometria (corpos tabulares e sigmoidais, delgados e lateralmente extensos), as estruturas (principalmente as ripples) e o empilhamento destes estratos sugerem uma origem em ambiente transicional (cf., Bergamaschi, 1992). Neste contexto, consideramos que os corpos tabulares e sigmoidais, que exibem abundantes estratificações cruzadas de pequeno porte podem representar o registro de formas de leito migrando num sistema estuarino. Desta forma, este cenário poderia estar associado vertical e lateralmente ao cenário marinho-costeiro, já discutido.

Acima das fácies estuarinas há uma recorrência (a partir do nível de 70 m da seção) de fácies de arenitos grosso e muito grosso conglomerático, portadores de estratificação cruzada tabular e acanalada, que exibem abundantes superfícies de reativação. Tais fácies se depositaram a partir da migração de formas de leito bi e tridimensionais, provavelmente em um sistema costeiro de *shoreface* superior.

Os dados de paleocorrentes (Fig. 08) indicam que a direção de migração das formas de leito no sistema estuarino coincide com a direção dominante de transporte no sistema marinho-raso (transporte para SW), o que nos direciona a apoiar a hipótese de ação predominante de correntes trativas unidirecionais perpendiculares à costa como o agente principal de transporte de sedimentos nesta porção da unidade. Isso implica em imaginarmos uma linha de costa orientada, nesta região, segundo a direção aproximada NW-SE, com áreas-fonte a NE.

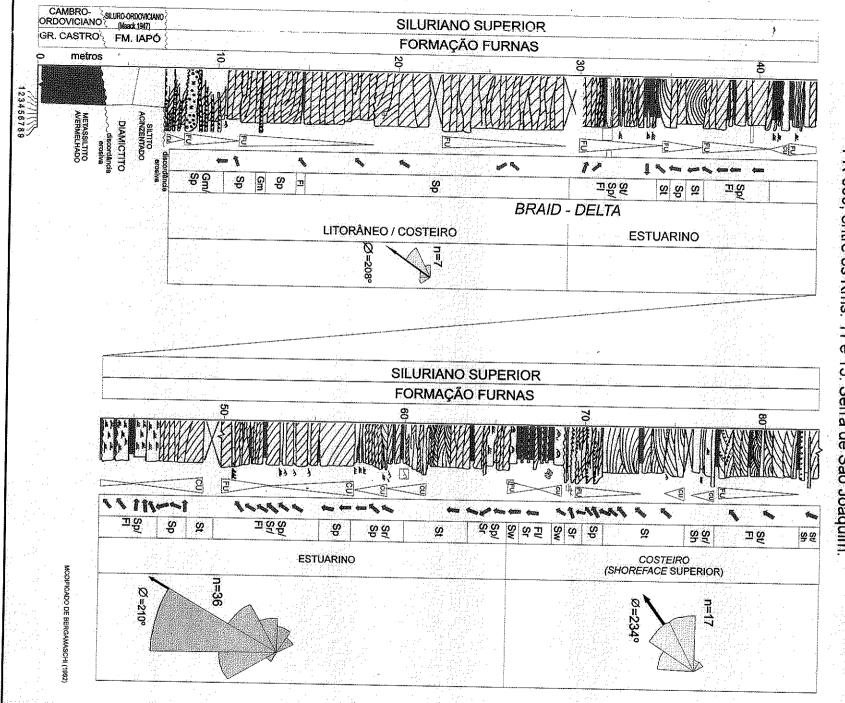


Fig PR-090, entre os Kms. **0**0 Perfil III. Localidade Piraí do Sul. 11 e 13. Serra de São Joaquim.

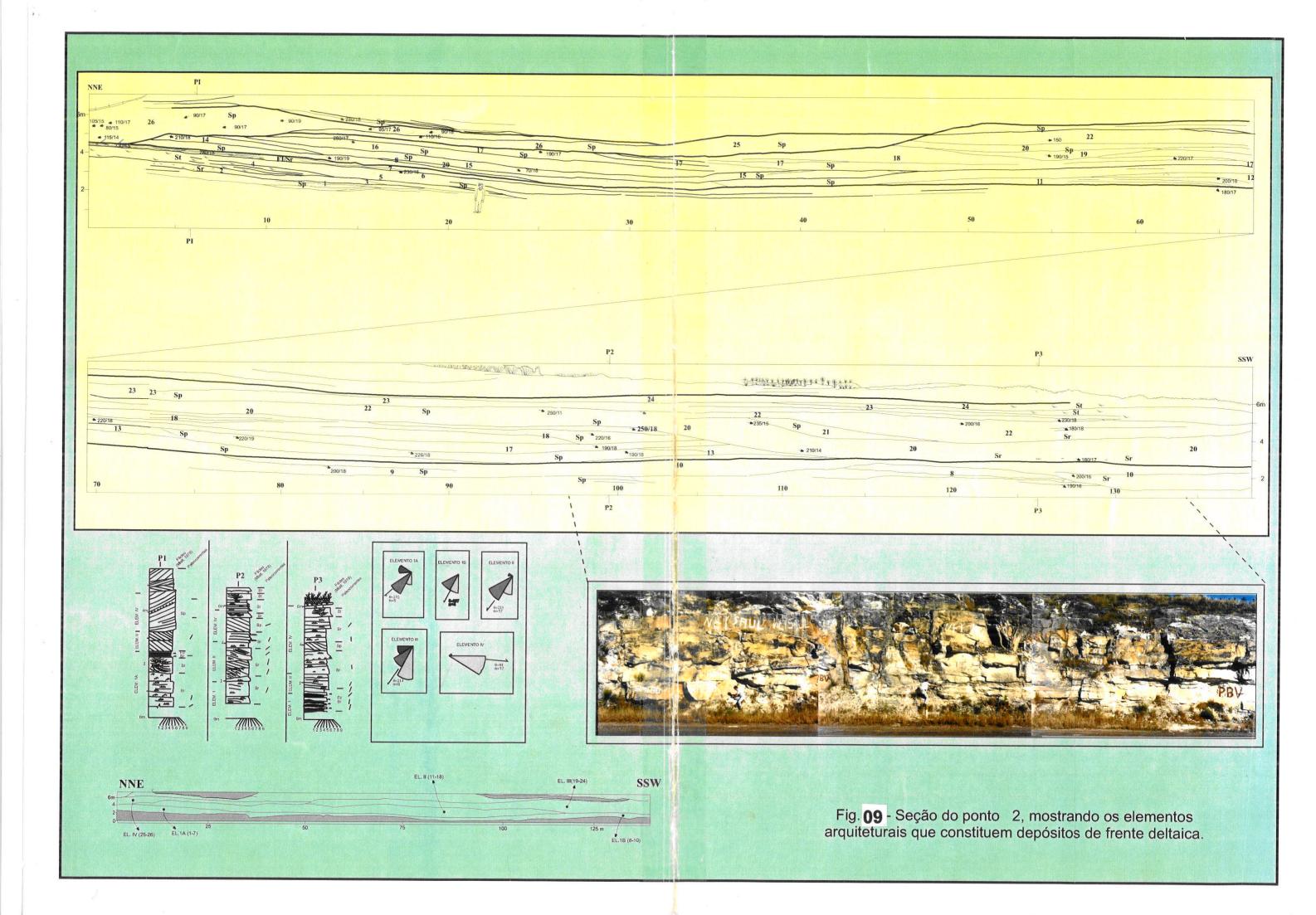
Sugestão semelhante foi manifestada por Borghi (1993), através da análise baseada na circulação de correntes litorâneas, por ele interpretadas como marés.

Uma outra exposição importante, em nossa opinião, para se discutir a provável orientação da linha de costa nesta região, ao tempo de deposição dos intervalos Furnas inferior e intermediário, é aquela do Km 206 da PR-151, no município de Jaguariaíva (Fig. 09).

Nesta localidade estão expostos quatro elementos arquiteturais, em sua maior parte preenchidos por estratos de arenitos, que exibem uma grande continuidade lateral e espessuras variando de 0,5 a 1,0 m. As fáceis predominantes nestes elementos são representadas por arenito fino a médio. Quanto às estruturas internas, observam-se estratificações cruzadas tabular de médio porte, tabular de pequeno porte e acanalada de pequeno porte (ripples). Entre estes corpos é comum a presença de níveis centimétricos a decimétricos de pelito laminado ou de arenito muito fino com laminações cavalgantes (climbing ripples). Quando os níveis de finos não estão presentes, os corpos arenosos tornam-se amalgamados. A orientação dominante das paleocorrentes dos elementos arquiteturais I, II e III (Fig. 09), indica um paleofluxo unidirecional dirigido para SSW. Já o elemento IV, apresenta um padrão destoante: fluxo ortogonal dirigido para ESE.

Em nossa opinião, as associações faciológicas reconhecidas nesta localidade, quando inseridas no contexto deposicional admitido, podem ser indicativas da deposição em ambiente transicional (deltaico ou estuarino). Em análise prévia (Bergamaschi, 1992), priorizamos uma interpretação destas fácies como o registro de barras de desembocadura de canais fluviais, em contexto de braid-deltas (i.e., deltas alimentados por rios entrelaçados; sensu, MacPherson et al., 1987). No entanto, em face da grande semelhança dos processos físicos atuantes em distintos ambientes na planície costeira naquele contexto, uma interpretação em ambiente transicional-estuarino também poderia ser admitida para tais depósitos.

Desta forma, o sistema marinho raso deve ter se associado lateral e verticalmente à sistemas transicionais deltaico-estuarinos. Variações do nível relativo do mar, seja por causas tectônicas ou eustáticas, e mesmo relacionadas à



mudanças na taxa de aporte sedimentar, devem ter governado o comportamento bastante dinâmico deste cenário ambiental.

VI.1.2.3 - Intervalo Furnas superior

O intervalo *Furnas superior* abrange aproximadamente o terço superior desta unidade. Caracteriza-se, em relação ao intervalo subjacente, pelo incremento de corpos e níveis conglomeráticos (constituídos por clastos de quartzo/quartzito, por vezes até decimétricos) e por uma ligeira tendência de aumento da granulometria dos arenitos. Arenitos grosso e muito grosso dominam. A porção mais superior deste intervalo, em particular, é marcada pelo incremento na incidência de (i) camadas de siltitos, geralmente esbranquiçados e muito ocasionalmente acinzentados - por vezes contendo restos de plantas vasculares primitivas e palinomorfos (uma única ocorrência); (ii) estratos de arenito com laminação cruzadas por onda e icnofósseis da icnofácies *Skolithos* (cf., Borghi, 1993; Fernandes, 1996); (iii) raras camadas conglomeráticas que normalmente se apresentam como pavimentos de grânulos e seixos lateralmente extensos.

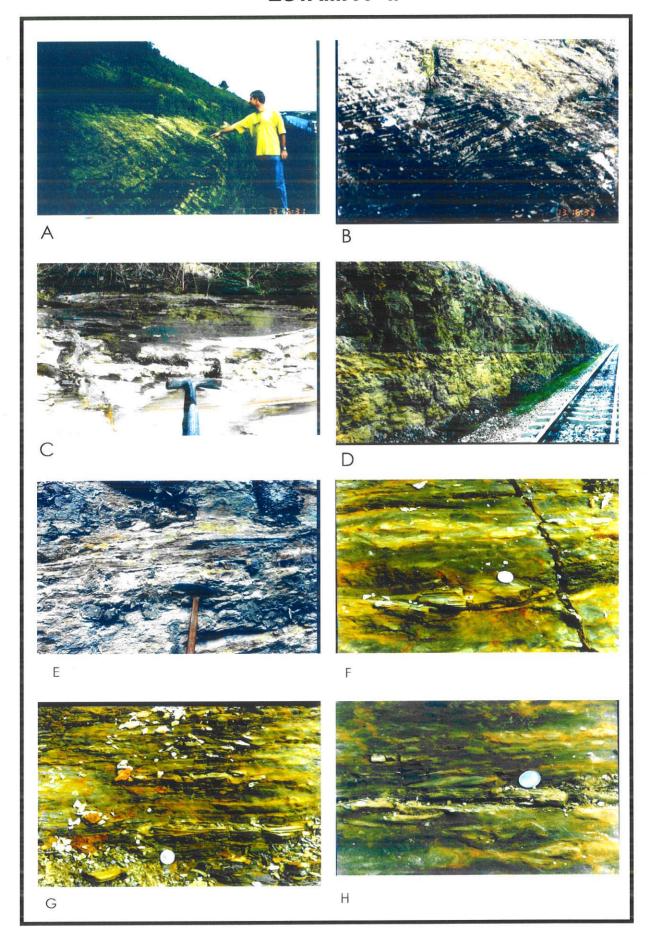
Nos perfis de raios gama, a base do intervalo *Furnas superior* pode ser reconhecida por uma inflexão à esquerda, associada a uma assinatura tipo-caixote, em relação ao intervalo Furnas intermediário. A porção superior deste intervalo, por outro lado, é marcada por uma inflexão progressiva à direita que se estende até o limite com a Formação Ponta Grossa. Assine (1996) e Milani (1997) incluíram parte da seção superior deste intervalo dentro das "Camadas de Transição" (*sensu*, Petri, 1948). No entanto, em função das análises de superfície, optamos por não utilizar a referida designação, face às conotações litoestratigráficas, como também genéticas e evolutivas que estão implicadas na caracterização do intervalo "Camadas de Transição"; o que será discutido oportunamente.

Salienta-se também que o intervalo de arenito fino/muito fino com estratificações cruzadas *hummocky* e por ondas, que trunca abruptamente as fácies do topo da Formação Furnas (Estampa II-A, B e C), inserido por Assine (1996) nas "Camadas de Transição", é posicionado aqui à base da Formação Ponta Grossa (cf., Bergamaschi, 1992), aspecto igualmente discutido adiante.

ESTAMPA II

- A e B) fácies de tempestitos da base da formação Ponta Grossa na região de Jaguariaíva. Observam-se truncamentos de grandes amplitudes, típicos da estratificação cruzada hummocky. Tais níveis de tempestitos basais registram a forte ação de ondas durante o rápido processo transgressivo na Base da Seq. B. PR-092, km 228, Jaguariaíva, PR.
- C) Mesma fácies, em porção mais distal. Este intervalo basal dos tempestitos na região de Jaguariaíva-Arapoti apresenta espessura máxima de 15 m e se caracteriza por um padrão de afinamento granulométrico para o topo. PR-092, km 232, Arapoti, PR.
- D) Limite abrupto entre fácies de siltito interlaminado com arenito fino que exibe estratificação cruzada *hummocky* (detalhe na foto E) e a fácies de folhelho cinza escuro laminado sobrejacente. A deposição do folhelho marca uma superfície de inundação marinha que registra a base de uma parasseqüência. Localidade Rivadávea, ramal da RFFSA, trecho Ponta Grossa Paranaguá, km 222, Ponta Grossa, PR. Os teores de COT na fácies de folhelho laminado são superiores aos teores de COT da fácies de siltito/arenito. Ver amostra CA-61, Fig. 24. Formação Ponta Grossa, Seq. B. Nível próximo à SIM-Seq.B. Idade: Praguiano (Grahn, 1997)
- F, G e H) Fácies de siltito biotubado interlaminado com arenito fino com estratificação cruzada *hummocky*, no nível da SIM-Seq.C. Nota-se que a bioturbação tende a destruir a estrutura original. Em algumas porções é possível ainda se observar laminação cruzada por ondas e estratificação cruzada hummocky. Os teores de COT deste intervalo (120 m da Seção Tibagi-Telêmaco Borba) evidenciam uma inundação máxima para este nível. Formação Ponta Grossa. Idade; Emsiano (Grahn (1997)

ESTAMPA II



Assim, as associações de fácies presentes no terço superior da Formação Furnas se distinguem no conjunto daquelas presentes nos intervalos sotapostos. Boas exposições deste intervalo são encontradas na região do canyon do Guartelá (entre Castro e Tibagi), conforme analisado em Assine (1996), e também na região de Jaguariaíva.

Em direção à base deste intervalo, nota-se o predomínio de associações de fácies caracterizadas por arenitos grossos a muito grossos, conglomeráticos, dispostos em *sets* relativamente espessos (métricos), cujos estratos, sigmoidais ou lenticulares, são agrupados em elementos arquiteturais de geometria sigmoidal ou cuneiforme. Também são observados lobos e formas de leito de grandes dimensões, assentados sobre bases erosivas suavemente canalizadas, marcadas por delgados níveis conglomeráticos, por vezes contendo intraclastos argilosos centimétricos e clastos de quartzo/quartzito até decimétricos. Como referências de localidades onde esta associação de fácies pode ser observadas citam-se: (i) PR-151, km 215, no trecho entre Carambeí e Ponta Grossa, (ii) na BR376, no trecho entre o Parque Estadual de Vila Velha e Ponta Grossa, em corte situada à cerca de 1 km a W do acesso ao Parque Estadual.

No corte da PR-151 são observados grandes lobos de arenito grosso a muito grosso, sobrepostos a arenitos médio e fino, de geometria sigmoidal ou tabular, exibindo estratificações cruzadas de médio e pequeno portes.

No corte da BR 376, por sua vez, estratos sigmoidais de arenito grosso estão associados constituindo uma geometria de grande porte (forma de leito), com amplitude mínima de 5 m. As paleocorrentes observadas indicam um transporte unidirecional, dirigido para SW. Lentes de siltitos de espessuras decimétricas são observadas 'envelopadas' entre estratos arenosos.

Sugere-se que tais associações de fácies registrem a migração de grandes formas de leito sob ação de fortes correntes trativas, possivelmente concentradas ou intensificadas em superfícies canalizadas. A julgar pelo relacionamento espacial, é provável que tal dinâmica tenha ocorrido na região costeira, em resposta a fortes

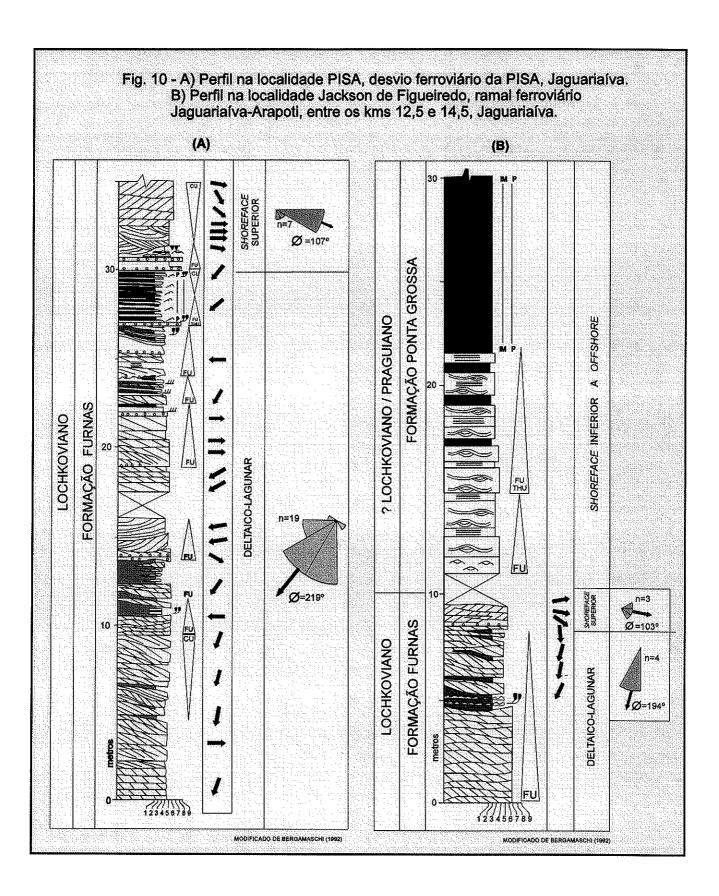
correntes de maré ou de retorno, talvez amplificadas pela conjugação de outros eventos (tempestades, fortes descargas fluvial na costa).

Associações de fácies representativas das porções superiores deste intervalo podem ser observadas nas proximidades de Jaguariaíva. Como exemplo cita-se as localidades representadas nas Figs. 10 e 11.

Nas localidades PISA e Jackson de Figueiredo, corpos de siltito (Estampa I - G) contendo restos de plantas (Estampa III-C) são preservados entremeados à estratos de arenito grosso e muito grosso, portadores de estratificação cruzada tabular e acanalada. Tais associações de fácies têm recebido interpretações diferenciadas. Bergamaschi (1992) propôs modelo de sedimentação deltaico-lagunar para estes depósitos, enfatizando a presença, nesta associação, de lobos sigmoidais entremeados a pelitos, que registrariam as fácies de frente deltaica.

Nestas localidades, estão preservadas as fácies de frente deltaica (em geral, lobos sigmoidais de arenito médio, com paleocorrente para SSW = barras de desembocadura) e de planície deltaica [(i) estratos de arenito médio e grosso, com estruturas trativas e paleofluxo unidirecional igualmente dirigido para SSW; (ii) níveis de conglomerados, canalizados ou em forma de pavimentos, registrando provavelmente a segregação por fluxos trativos, (iii) estratos lenticulares (interlaminação siltito / arenito) representando provavelmente o registro de corpos lagunares ou baías interdistributárias]. Sobrepondo-se às fácies deltaicas, podem ser observadas fácies de retrabalhamento costeiro, consistindo de estratos de arenito médio e grosso com estratificações cruzadas tabular e acanalada, algumas vezes exibindo direções de fluxo para ESE, ortogonais ao fluxo flúvio-deltaico, e estratos de arenito muito fino, exibindo laminação cruzada por onda e icnofósseis verticais da icnofácies Skolithos. Estes depósitos costeiros devem corresponder ao registro da movimentação de formas de leito de cristas retas e sinuosas no shoreface superior, em resposta à ação de correntes de longshore ou de retorno (cf., Bergamaschi, 1992, p. 97-111).

Assine (1996), alternativamente, considera que tais depósitos insiram-se em contexto de *shoreface* superior.



Perfil na rodovia PR-092, Km 226, Jaguariaíva C) Perfil na PR-092, Km 229, Jaguariaíva. <u>(B</u> **АЗЗОЯЭ АТИОЧ ОЎЗАМЯОЧ** FORMAÇÃO FURNAS 3 LOCHKOVIANO / PRAGUIANO **COCHKONIANO** FORESHORE A A OFFSHORE SHOREFACE INF. DELTAICO 3 7 ? LOCHKOVIANO / PRAGUIANO **COCHKONIANO FM. PONTA GROSSA** EM. FURNAS

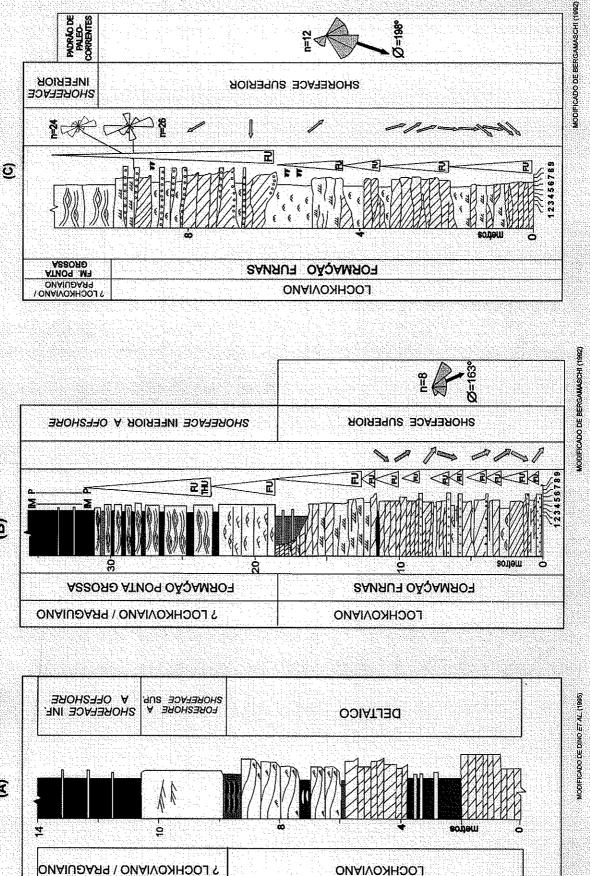
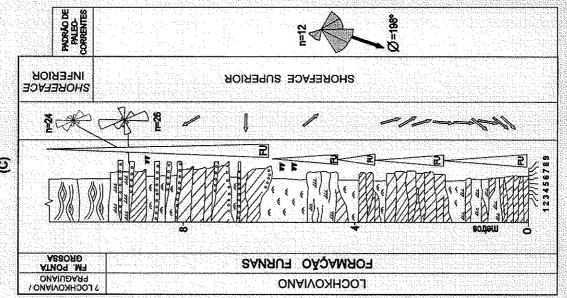


Fig. 11 - A) Perfil Tibagi, rodovia Castro-Tibagi, Km 60, Tibagi.



Uma outra associação de fácies importante nos níveis mais superiores da Formação Furnas caracteriza-se pela presença de (i) fácies de arenito grosso portador de estratificação cruzada tabular de médio porte, com direção predominantemente de fluxo dirigida para SSW; (ii) fácies de pavimentos conglomeráticos lateralmente extensos; (iii) fácies de siltito interlaminado com arenito fino/muito fino com laminação cruzada por onda, onde se tem o registro de perfurações verticais da icnofácies *Skolithos*.

Conforme já discutido em Bergamaschi (1992, p. 112-126), atribui-se uma origem em sistema costeiro (*foreshore* a *shoreface* superior), com ação predominante de correntes induzidas por ondas normais e de tempestade. Em função da semelhança dos processos físicos atuantes, tem-se sugerido (Bergamaschi, 1992; Assine, 1996) uma aproximação desta associação faciológica de topo do Furnas ao modelos de Anderton (1976; *apud*, Johnson & Baldwin, 1986) para os depósitos do quartzito Jura (Proterozóico Superior: França). Neste modelo, as fácies são interpretadas em termos de quatro regimes hidráulicos: condições de bom tempo, de tempestades moderadas, de tempestade intensas e de póstempestade. A íntima associação entre fácies dominadas por correntes costeiras e fácies dominadas por tempestades sugere que o transporte máximo de sedimentos se deu quando correntes costeiras foram amplificadas por tempestades (*cf.*, Bergamaschi, 1992, p. 118-9).

Observa-se que as correntes dominantes neste intervalo dirigem-se preferencialmente segundo uma direção perpendicular à linha de costa, deslocando-se à partir do litoral. Em geral, neste cenário, os estratos tabulares de arenito médio a grosso com estratificação cruzada de médio porte são interpretados como tendo sido depositados dentro de amplos canais, dominados por correntes de retorno, amplificadas por tempestades. Os pavimentos conglomeráticos (basal lags) podem registrar as escavações sobre as quais as formas de leito migravam. As feições de menor escala foram formada em águas mais rasas, provavelmente em bancos adjacentes aos canais (Cudzil & Driese, 1987).

Levando-se em conta o contexto faciológico investigado no intervalo Furnas superior, sugere-se os depósitos marinho-costeiros, litorâneos e transicionais reconhecidos apresentem um empilhamento estratigráfico sugestivo de uma tendência geral regressiva. Alguns aspectos importantes devem ser considerados neste sentido, quais sejam: (i) depósitos deltaicos e de planície costeira passam a se preservar com maior frequência em direção ao topo da unidade; (ii) restos de plantas primitivas (Estampa III-C), registradas em diversas localidades do bordo leste [(a) PR 340, km 60, Tibagi (Bigarella et al., 1966); (b) Vila 31 de março, Ponta Grossa (Rodrigues et al., (1987); (c e d) PISA e Jackson de Figueiredo, Jaguariaíva (Mussa et al., 1996); (e) PR 151, km 213, Carambéi (Bolzon et al. (1994)] também reforçam as suspeitas de uma tendência regressiva nesta porção mais superior (onde se têm a maior parte dos registros de tais vegetais), já que, nesta idade, tais vegetais habitavam ambientes transicionais-costeiros, sendo bons marcadores de linhas de costa; (iii) o registro, limitado a este intervalo mais superior da unidade, de icnofósseis da icnofácies Skolithos (Cylindrichnus, Lockeia, Monocraterion e Skolithos) (Borghi, 1993), os quais têm distribuição restrita a ambientes litorâneos e sublitoranos (Fernandes, 1999).

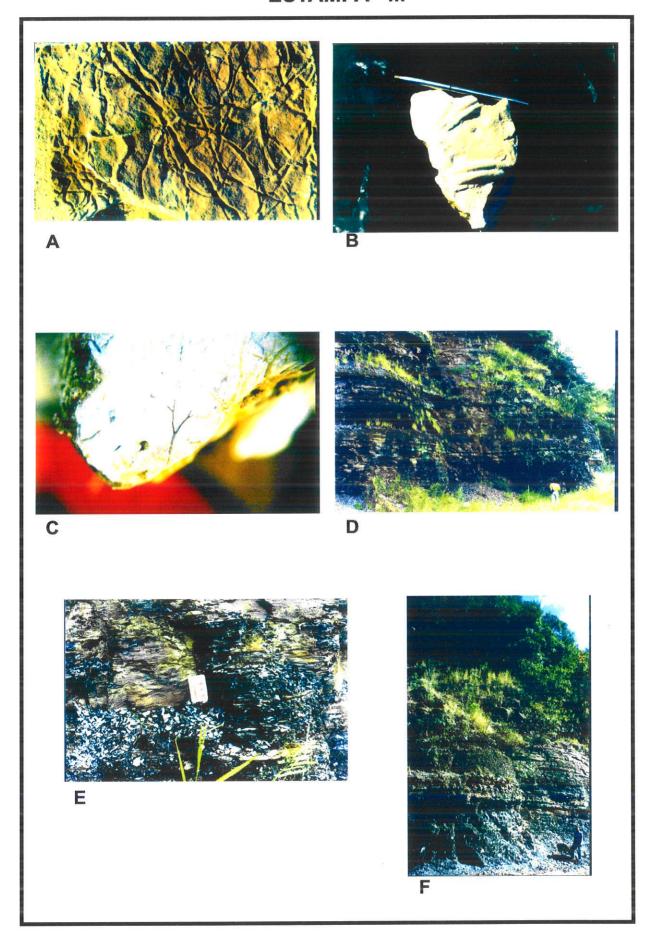
VI.1.3 - A BUSCA DE UM MODELO EVOLUTIVO PARA A FORMAÇÃO FURNAS

A se julgar pela distribuição espacial das associações faciológicas reconhecidas no bordo leste, pressupõe-se que um sítio deposicional marinho- raso (litorâneo a costeiro) associado a depósitos deltaico-estuarinos constituiu-se em importante cenário da evolução paleogeográfica desta região durante o Neo-Siluriano - Eodevoniano. O comportamento do sistema foi bastante dinâmico, a se julgar pelas variações laterais e verticais de fácies. As fácies litorâneas da base da unidade associaram-se lateralmente à fácies marinho-rasas e provavelmente à fácies de leque costeiro. A transgressão prosseguiu, mas quedas relativas de menor ordem hierárquica devem ter ocorrido, pois fácies mais proximais sustapõem-se à fácies de *shoreface* superior. Em direção ao topo da unidade uma tendência

ESTAMPA IIII

- A) Pistas fósseis do icnogênero *Palaeophycus*. Localidade de Pedreira da Santa, Jaguariaíva, PR.
- B) Icnogênero *Rusophycus*. Localiade: PR-090, km 12,5, Piraí do Sul, PR. Nível de ocorrência no Perfil III da Fig. 8 = 67 m.
- C) Planta do gênero *Cooksonia*. Localidade: Jackson de Figueiredo. Ramal ferroviário Jaguariaíva-Jacarézinho, km 12,5, Jaguariaíva, PR. Nível de ocorrência no perfil da Fig. 10-B = 5 m.
- D, E e F) Fácies de folhelho preto laminado, provavelmente da SIM-Seq.E. Idade:Neo-Givetiano (Oliveira, 1997). BR-376 (trecho entre Ponta Grossa e Apucarana), km 424.

ESTAMPA III



regressiva pode ser diagnosticada, pois o sistema de torna mais litorâneo, com progradações deltaicas e litorâneas podendo ser observadas em algumas localidades. Registros de restos de plantas vasculares primitivas, bons marcadores paleogeográficos da linha de costa, são registrados exclusivamente nos níveis superiores da unidade, o que reforça a idéia de uma tendência regressiva para o topo. Icnofósseis da icnofácies *Cruziana*, que se distribuem do *shoreface* à plataforma, são encontrados em determinados níveis dos terços inferior e mediano (Estampa III-A e B). Icnofósseis da icnofácies *Skolithos* (que se distribuem por ambientes litorâneos e sub-litorâneos) são encontrados preferencialmente no topo da unidade (Bergamaaschi, 1992; Borghi, 1993), onde se desenvolveram ambientes litorâneos e transicionais na fase regressiva. Recentes idades dos níveis superiores (baseadas em esporomorfos e megafósseis vegetais) indicam idade eo-lochkoviana para essa fase regressiva do topo do Furnas, na faixa de afloramentos do bordo leste da bacia.

Desta forma, sugere-se que a seção Furnas registre um ciclo transgressivoregressivo de 3ª ordem.

Ainda que preliminarmente, acredita-se que a seção arenosa Furnas reflita um período do Eodevoniano em que uma relativa estabilidade tectônica possibilitou, face ao abundante aporte sedimentar acompanhado por uma elevação relativa do nível do mar, o desenvolvimento de cenários paleogeográficos em que se tem amplo sistema marinhode um registro dominante materializado 0 raso/costeiro/transicional. O aparente equilíbrio entre o aporte sedimentar e as taxas de elevação do nível do mar possibilitou a estabilização deste cenário por um período relativamente duradouro do Eodevoniano (?Pridoliano a ? Lochkoviano - a julgar pelas escassas informações bioestratigráficas disponíveis). Oscilações da linha de costa, refletindo a preponderância ora do influxo sedimentar ora da subida do nível do mar, podem ser registradas no pacote Furnas.

O limite entre os depósitos transicionais e litorâneos, do topo da Formação Furnas, e os depósitos marinho-rasos de shoreface inferior e costa afora, da base da Formação Ponta Grossa, é abrupto. Os estratos de tempestitos da base da Formação Ponta Grossa se depositam em resposta a um rápido afogamento, o qual

induziu a formação de uma superfície de ravinamento de ondas, correspondente à uma superfície transgressiva de 2ª ordem, cuja idade deve se aproximar do limite Lochkoviano - Praguiano (Fig. 12).

Uma pergunta que gera polêmica entre os pesquisadores do tema: teria ocorrido um rebaixamento anteriormente à transgressão Ponta Grossa ? Abordaremos este tema adiante, à luz da Estratigrafia de Seqüências.

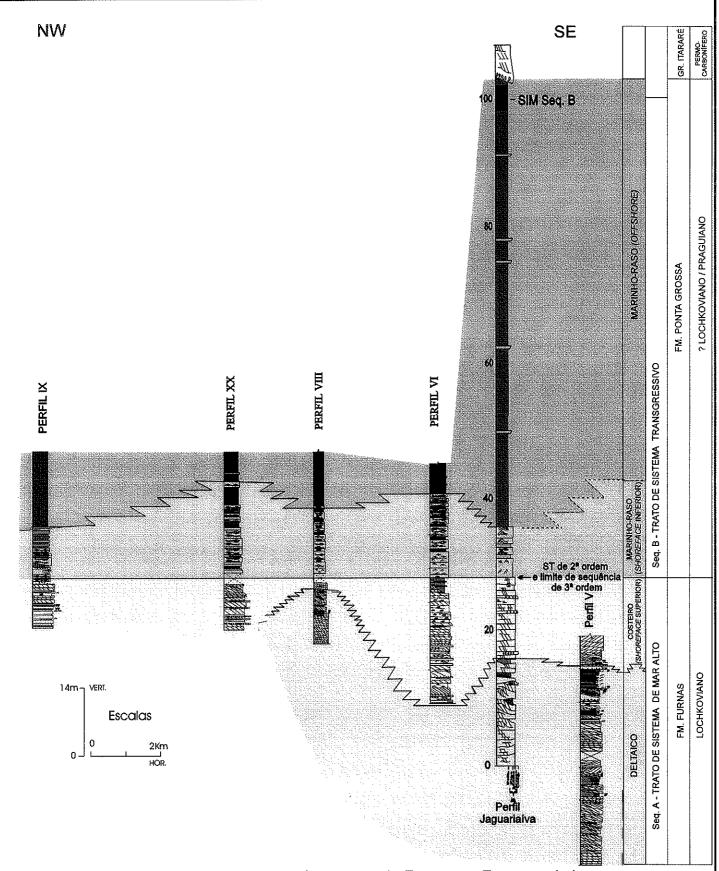


Fig. 12 - Correlação dos perfis do topo da Formação Furnas e da base da Formação Ponta Grossa na região de Jaguariaíva - Arapoti.

SIM = superfície de inundação máxima; ST = superfície transgressiva.

Localização dos perfis na Fig. 07.

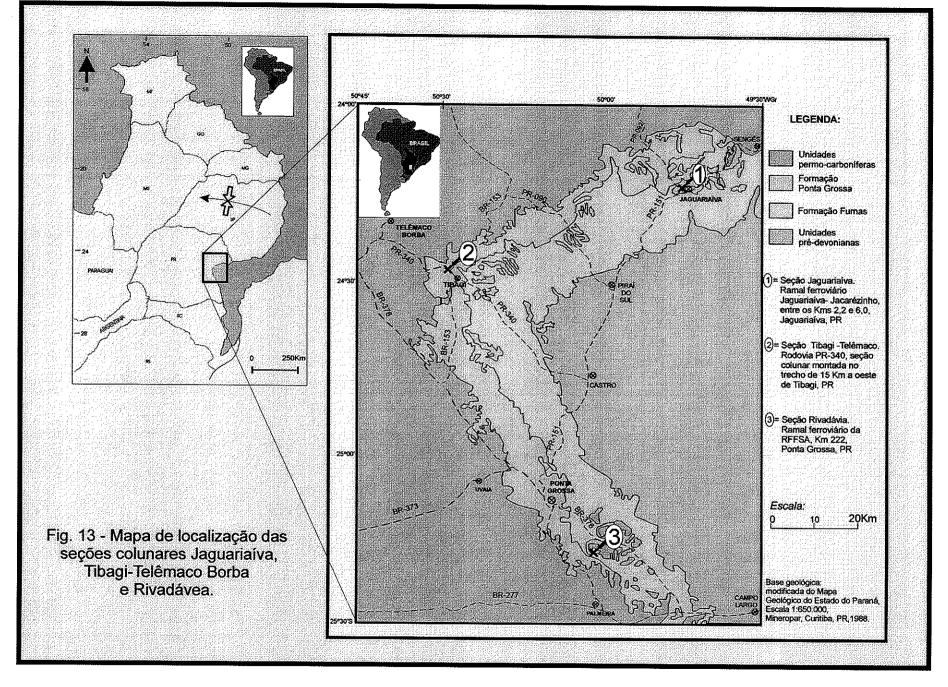
VI.2 - FORMAÇÃO PONTA GROSSA (EO A NEODEVONIANO) - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS DAS SEÇÕES COLUNARES

VI.2.1 - SEÇÃO COLUNAR JAGUARIAÍVA:

O termo Seção Colunar Jaguariaíva, aqui utilizado, refere-se aos depósitos sedimentares expostos nos cortes do ramal ferroviário Jaguariaíva - Arapoti, entre os kms. 2,2 e 6,0, nas cercanias da cidade de Jaguariaíva, PR (localização na Fig. 13). Esta é uma seção clássica nos estudos do Devoniano paranaense, recebendo, sob diferentes pontos de vista, a atenção de, entre outros, Petri (1948), Lange & Petri (1967), Melo (1985), Ciguel (1989), Pereira & Bergamaschi (1996), Oliveira (1997), Grahn (1997). Estas exposições foram apontadas por Lange & Petri (1967) como a seção-tipo para o Membro Jaguariaíva da Formação Ponta Grossa, segundo a terminologia introduzida por estes autores.

VI.2.1.1 - Caracterização e discussão

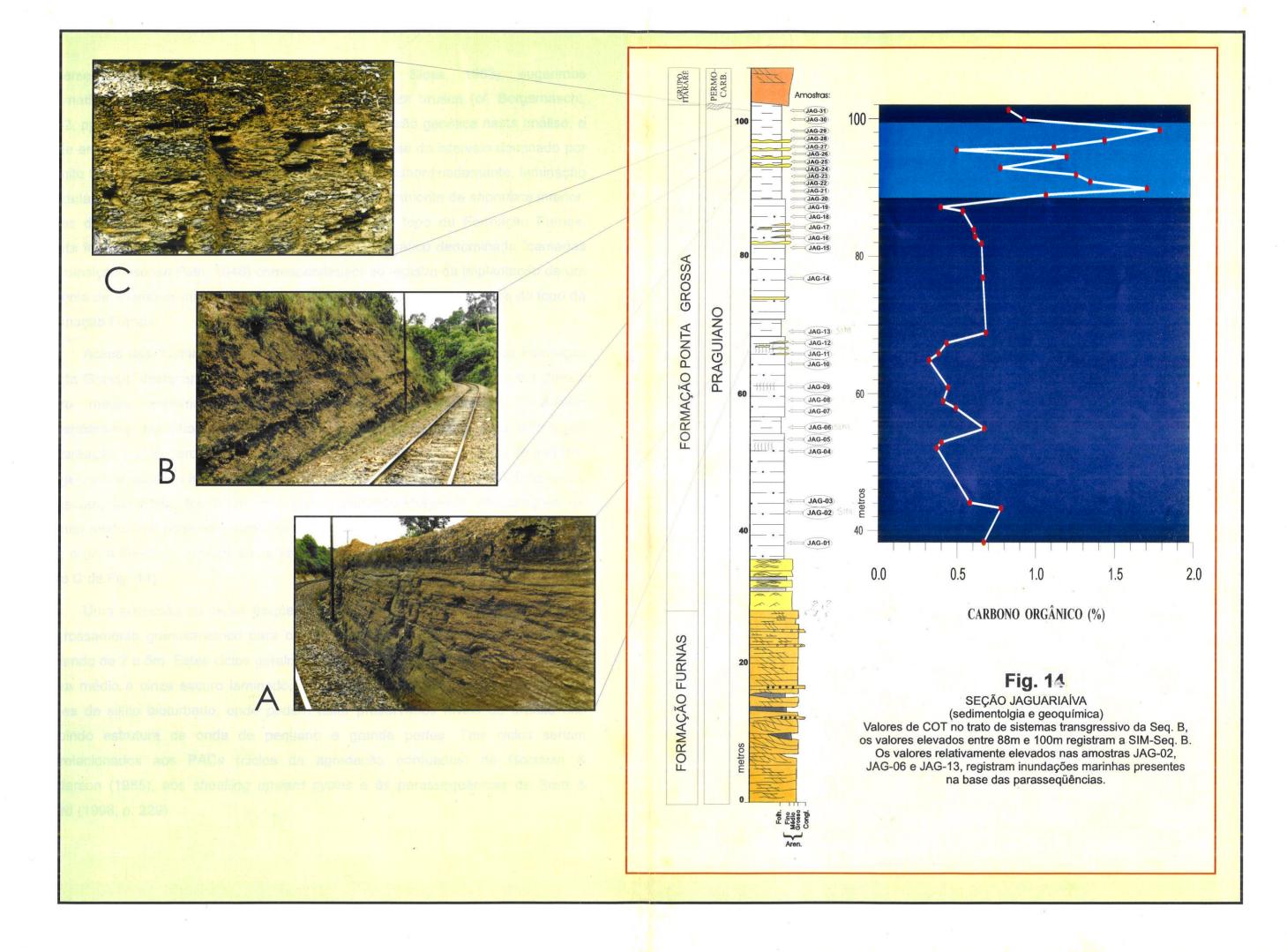
Na Seção Colunar Jaguariaíva encontram-se expostos cerca de 70 m de sedimentos da porção inferior da Formação Ponta Grossa. Grahn (1997) analisou o conteúdo de quitinozoários das amostras coletadas para a análise geoquímica, atribuindo uma idade mais antiga que até então aceita para a porção inferior da Formação Ponta Grossa em superfície. Nesta seção em particular, Grahn (1997) estabeleceu uma idade praguiana desde a amostra JAG-1, localizada na base da Formação Ponta Grossa e 10 m acima do contato com a Formação Furnas, até pelo menos o nível da amostra JAG-27, situada à cerca de 60 m acima do contato com a Formação Furnas (vide Fig. 14). As amostras do topo da seção (JAG-28 a JAG-31) mostraram-se estéreis em quitinozoários.



Em relação às fácies presentes, pode-se destacar alguns aspectos. As fácies de topo da Formação Furnas assemelham-se àquelas observadas em outras localidades, neste mesmo nível estratigráfico. Dominam neste intervalo as fácies de arenito grosso com estratificação cruzada tabular, cujos estratos agrupam-se em elementos de geometria tabular, cuneiforme ou também sigmoidal. Estão presentes também, de forma subordinada: (i) fácies pelítica, representada pelos corpos lenticulares de siltito esbranquiçado podendo ou não conter intercalações de delgados níveis de arenito fino com climbing ripples; (ii) fácies rudítica, representada por níveis delgados de conglomerado oligomítico com clastos centimétricos variando de esféricos a discoidais; e (iii) fácies de arenito médio com laminação cruzada por onda, de pequeno porte, por vezes contendo bioturbações da icnofácies Skolithos. Esta associação de fácies, nos afloramentos da borda leste na porção superior da Formação Furnas, é interpretada como representando o registro de um sistema transicional (tipo braided delta) a costeiro (shoreface superior - submetido a ação de ondas e correntes provavelmente resultantes da ação de tempestades na região costeira) (cf. Bergamaschi, 1992, 1994; Dino et al. 1995; Pereira & Bergamaschi, 1996).

Reavaliações recentes do material palinológico da localidade PISA e também do material paleobotânico das localidades PISA e Jackson de Figueiredo têm reposicionado o topo da Formação Furnas no Lockhoviano [Eolchkoviano, segundo Gerriene *et al.* (no prelo); Neo-Lochkoviano, segundo Dino (1999)].

Salienta-se que nesta seção tem-se uma das melhores exposições do contato Furnas - Ponta Grossa em toda a bacia. Este aspecto foi discutido pioneiramente por Petri (1948) que, naquela ocasião, atribuiu uma natureza concordante para este contato, chamando a atenção para a existência de um conjunto de estratos, que marcaria uma passagem transicional entre estas unidades. A este intervalo estratigráfico, Petri (1948) designou informalmente de "Camadas de Transição". Posteriormente, diversos autores abordaram, em diferentes graus de detalhe, a caracterização da natureza deste contato. No entanto, embora estejamos de acordo com Petri (1948) quanto à natureza concordante deste contato (quando nos referimos a uma escala de análise de segunda ordem - as



superseqüências ou também as seqüências de Sloss, 1963), sugerimos alternativamente que este contato tenha uma natureza brusca (cf. Bergamaschi, 1992, pp. 144-147). Assim, quando se introduz uma visão genética nesta análise, o limite entre estas unidades poderia ser colocado na base do intervalo dominado por arenito fino com estratificação cruzada hummocky e, subordinadamente, laminação cruzada por ondas, cuja deposição teria ocorrido em ambiente de shoreface inferior. Estes depósitos truncam os sedimentos grossos do topo da Formação Furnas. Desta forma, as fácies presentes no intervalo estratigráfico denominado "camadas de transição" (sensu Petri, 1948) corresponderiam ao registro da implantação de um sistema de shoreface inferior sobre os depósitos transicionais a costeiros do topo da Formação Furnas.

Acima das "Camadas de Transição" e ainda na porção inferior da Formação Ponta Grossa, destacam-se as seguintes fácies: (i) a fácies de siltito cinza-claro a cinza médio, entremeada com arenito muito fino amarelado, fossilífera (invertebrados marinhos), que exibe um aspecto mosqueado pela acentuada bioturbação que obliterou a fábrica original e que ocorrem sob a forma de estratos de geometria tabular e lenticular (foto A da Fig. 14); (ii) a fácies de siltito cinza médio a escuro, laminado, fossilífero, por vezes contendo delgadas intercalações de arenito muito fino, podendo exibir estratificação cruzada *hummocky* (foto B da Fig. 14); *e* (iii) a fácies de folhelho cinza escuro a negro, finamente laminado, fossilífero (foto C da Fig. 14).

Uma sucessão de fácies freqüentemente observada refere-se aos ciclos de engrossamento granulométrico para o topo (coarsening upward) com espessuras variando de 2 a 5m. Estes ciclos geralmente se iniciam na base pela fácies de siltito cinza médio a cinza escuro laminado, que é substituída em direção ao topo pela fácies de siltito bioturbado, onde podem estar preservados níveis de arenito fino exibindo estrutura de onda de pequeno e grande portes. Tais ciclos seriam correlacionados aos PACs (ciclos de agradação pontuados) de Goodwin & Anderson (1985), aos shoalling upward cycles e às parasseqüências de Brett & Baird (1996, p. 229).

A abundância de invertebrados marinhos da fauna Malvinocáfrica, já pesquisados por diversos autores (e.g., Clarke, 1913; Petri, 1948; Caster, 1954; Melo, 1985), atesta o caráter marinho da sedimentação dos depósitos portadores destes fósseis. As características faciológicas desta seção permitem inferir que a sedimentação marinha ocorreu em águas rasas (shoreface inferior a offshore), submetidas a ação de ondas e correntes, tendo como principal agente as tempestades. A verificação freqüente de fósseis transportados e segregados mecanicamente pode indicar que os fluxos gerados pelas tempestades devem ter sido importantes agentes tafonômicos.

De acordo com os postulados atuais da geologia sedimentar, aceitos pela maioria dos pesquisadores, o registro estratigráfico é acumulado episodicamente em resposta a um mecanismo alogenético (e.g., Einsele & Seilacher, 1982; Dott, 1983; Ager, 1984; Goodwin & Anderson, 1985; Van Wagoner et al., 1990); visão esta contrastante com a hipótese gradualista até há pouco tempo aceita, que enfatizava o predomínio de mecanismos autocíclicos conjugado à flutuações graduais do nível de base.

Nossas observações de campo convergem para a aceitação, pelo menos no âmbito da sedimentação marinho-rasa em contexto de bacia cratônica paleozóica e em escala de afloramento, do modelo dos PACs como unidades básicas de sedimentação proposto por Goodwin & Anderson (1985).

A hipótese de ciclos de agradação pontuados (PACs) refere-se a um modelo estratigráfico que estabelece que a maior parte da acumulação estratigráfica ocorre episodicamente como finos ciclos de reseamento para o topo (1-5 m de espessura) separados por superfícies abruptas de não deposição. A partir da análise de fácies nestes ciclos, infere-se que estas superfícies não deposicionais são criadas por elevações, geologicamente instantâneas, de amplitude bacinal, do nível-base relativo (eventos pontuados), e que a deposição ocorre durante o período interveniente de estabilidade do nível-base. Assim, esta hipótese prediz que as unidades fundamentais de acumulação estratigráfica correspondem a finos ciclos assiméticos, lateralmente extensos, limitados por superfícies isócronas (Goodwin & Anderson, 1985, p. 516).

VI.2.1.2 - Análises Geoquímicas

Na seção colunar Jaguariaíva puderam ser coletadas e analisadas 31 amostras no intervalo essencialmente pelítico de cerca de 70 m de espessura da porção inferior da Formação Ponta Grossa.

Os resultados de teor de carbono orgânico total (COT) obtidos (Fig. 14) permitem visualizar uma tendência transgressiva para este intervalo, culminando no topo com uma importante inundação no sistema (área em destaque no topo do gráfico da Fig. 14), assinalando o registro de uma superfície de inundação máxima (SIM) (sensu, Van Wagoner et al., 1990). Tais superfícies de inundação máxima são representadas por intervalos pouco espessos, em geral compreendendo uma sedimentação condensada, e que por apresentarem uma distribuição regional, uma assinatura geoquímica e um padrão elétrico característicos, constituem-se em importantes elementos de correlação. Esta inundação também foi identificada no mesmo nível estratigráfico nas outras seções colunares investigas (discutidas oportunamente), representando, assim, um importante evento cronoestratigráfico do Eodevoniano, mais especificamente da proximidade do limite Praguiano - Emsiano (Rodrigues & Bergamaschi, 1997, p. 9).

Em termos geoquímicos, este intervalo correspondente à inundação máxima é marcado por valores mais elevados de COT e do IH, sugerindo uma deposição em ambiente mais redutor, o que teria possibilitado uma melhor preservação da matéria orgânica. Esta condição de menor oxigenação das águas de fundo, também é sugerida pela maior concentração do Cu, Pb, V e Cr (Fig. 17), que são elementos normalmente relacionados à fase de sulfetos (cf.; Caplan & Bustin, 1996, p. 480). Por outro lado, a diminuição dos valores de Zn, Ba e Mg (Fig. 16), elementos freqüentemente ligados à fase detrítica (cf.; Caplan & Bustin, 1996, pp. 480-1), indica uma deposição mais distal em relação ao intervalo subjacente. Como as superfícies de inundação geralmente constituem seções condensadas, é comum um menor aporte de material terrígeno, bem como uma maior concentração de matéria orgânica marinha rica em hidrogênio e de metais ligados à fase de sulfetos, quando sua deposição ocorrer num meio redutor.

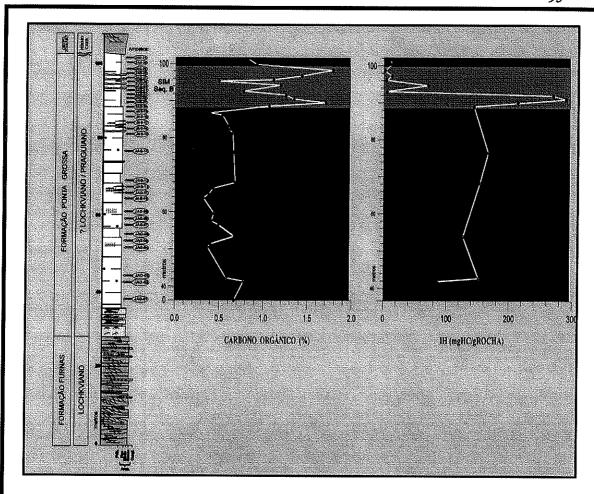
Já o Mn mostra uma menor concentração no intervalo de inundação máxima (Fig. 16). Isto é devido ao fato deste elemento permanecer em solução em meio redutor, precipitando, preferencialmente, em condições oxidantes (*cf.;* Tribovillard *et al.,* 1994; Sethi & Leithold, 1997).

Em termos físicos, o intervalo estratigráfico de inundação máxima é materializado nesta seção pela fácies de folhelho preto, finamente laminado, sem evidência de bioturbação, contendo nódulos subesféficos de sulfetos, exposto no km 6. Salienta-se que nas últimas amostras analisadas (JAG-26 a JAG-31) constatouse uma brusca diminuição nos valores do IH, o que pode indicar a ação do efeito térmico da intrusão de diabásio da falha de Jaguariaíva (sensu Kaeffer & Cunha, 1974) em direção ao topo desta seção (cf. Rodrigues & Bergamaschi, 1997, p. 9).

A laminação finamente desenvolvida e bem preservada, graças à ausência de bioturbação, também pode ser mais um indicativo de condições de fundo anóxico. A anoxia provoca o impedimento de desenvolvimento de organismos bentônicos no fundo, inibindo o retrabalhamento biogênico. Pode-se supor, assim, que a interface de oxi-redução esteve na, ou acima, da interface sedimento/água durante a deposição desta litofácies (*cf.*, Beier & Hayes; Caplan & Bustin, 1996). Além disso, os valores relativamente altos de IH neste intervalo indicam que a degradação de matéria orgânica foi mínima (Caplan & Bustin, 1996).

A sensível diminuição nos valores dos elementos zinco e manganês, coincidindo com o intervalo de valores elevados de COT (vide Fig. 16), também reforça a proposta de existência de uma superfície de inundação importante do sistema no intervalo de topo da seção Jaguariaíva, já que tal comportamento destes elementos pode marcar condições de anoxia. As Figs. 16 e 17 exibem os gráficos referentes às análises de outros elementos químicos nesta seção. Os teores de Bário e Magnésio também exibem quedas em direção ao intervalo de inundação nesta seção.

Durante períodos de lâminas d'água delgadas, as águas permanecem anóxicas em geral confinadas nos centros da bacia, mas em transgressões importantes estas se expandem sobre a margem da bacia em rampa (*cf.*, Brett & Baird, 1996, p. 235).



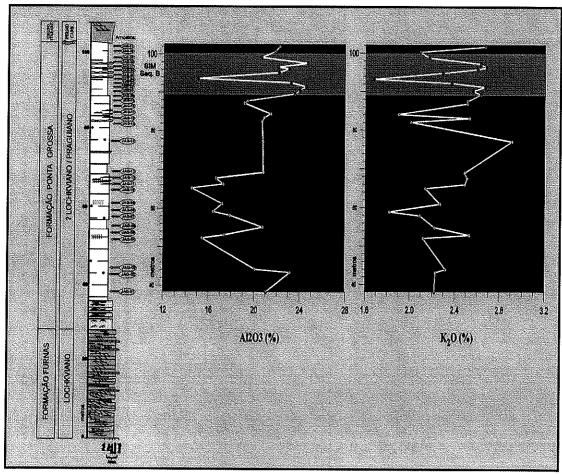
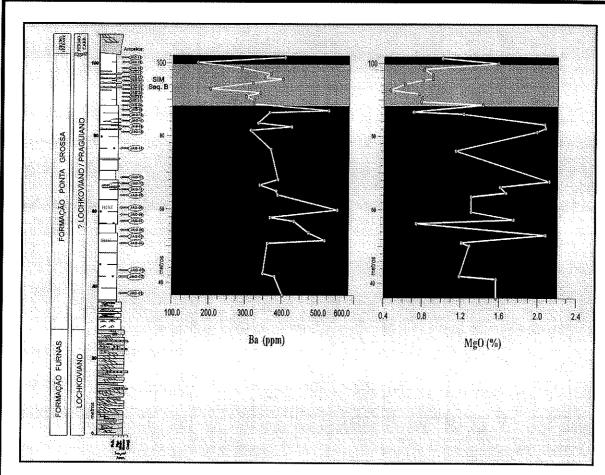


Fig. 15 - Seção Jaguariaíva. Curvas de carbono orgânico, índice de hidrogênio (IH), Al₂O₃e K₂O



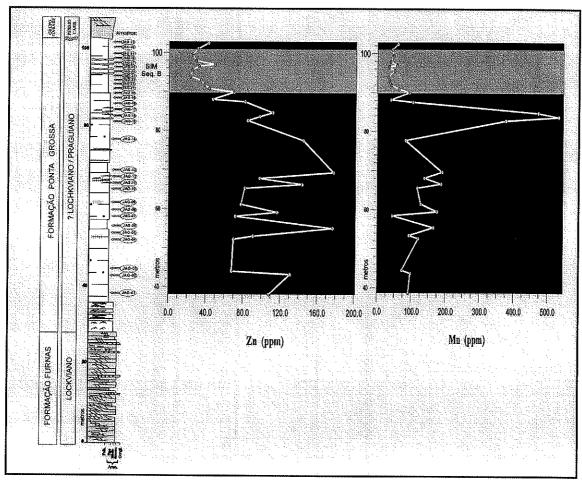
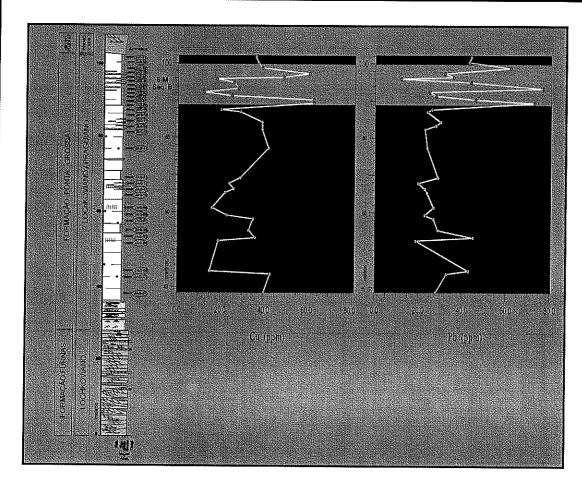


Fig. 16 - Seção Jaguariaíva. Curvas de Ba, MgO, Zn e Mn.



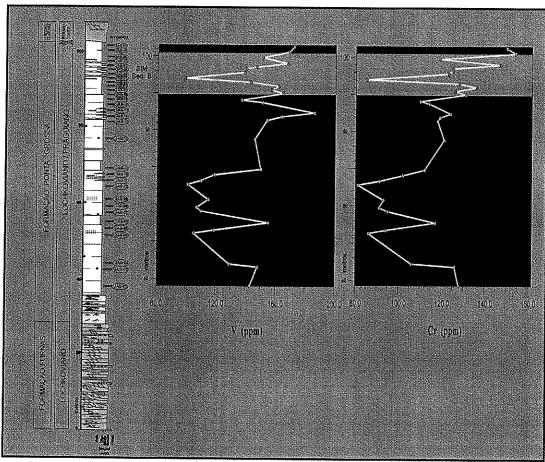
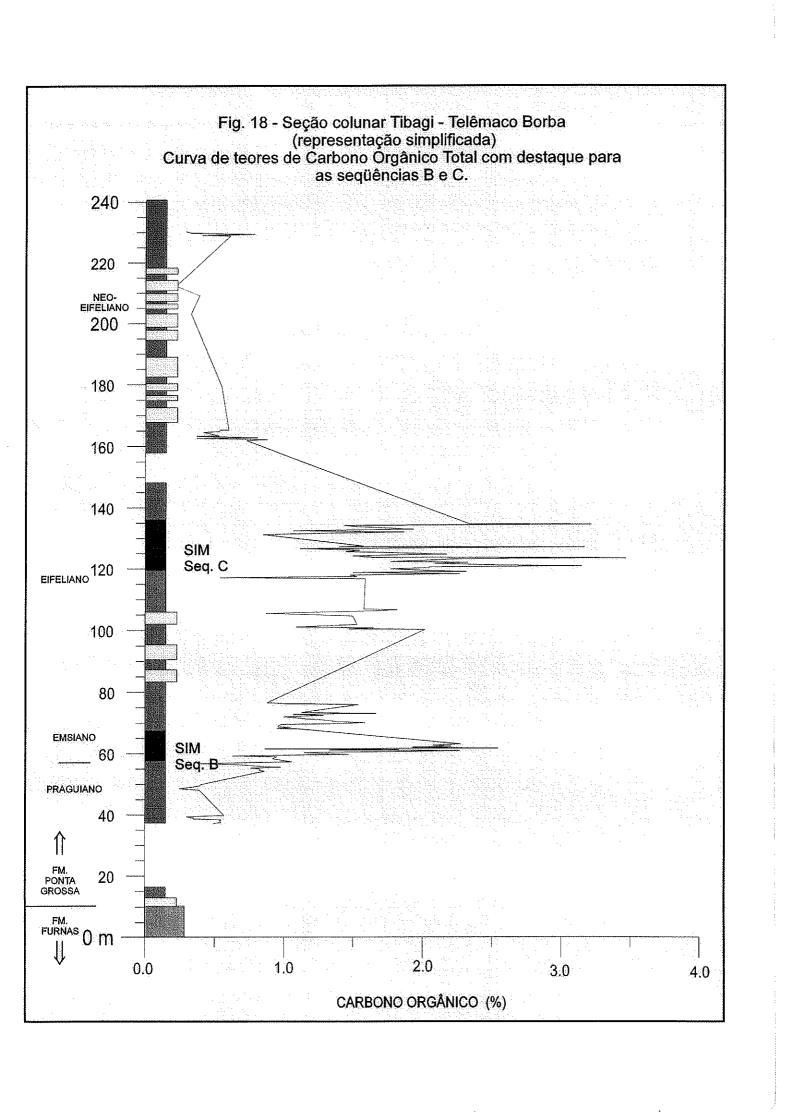


Fig. 17 - Seção Jaguariaíva. Curvas de Cu, Pb, V e Cr.

Quanto às variações no COT (Fig. 14), salienta-se que oscilações positivas como aquelas observadas nos níveis das amostras JAG-2, JAG-6 e JAG-13 podem representar inundações menores em relação àquela assinalada no topo da seção, refletindo prováveis limites de parasseqüências ou de ciclos de agradação pontuados (PACs) (vide foto A da Fig. 14). A constatação de campo revelou que os teores mais baixos de COT desta seção, relativos às amostras JAG-3 a 5 e JAG-7 a 12, referem-se à fácies de siltito bioturbado. O aumento na taxa de bioturbação acompanhando o decréscimo no COT observado nas amostras desta fácies está ligado à condições de fundo mais oxidantes. O potencial de preservação de matéria orgânica pode estar relacionado ao teor de oxigênio dissolvido nas águas de fundo. Uma interface de oxi-redução posicionada abaixo da interface sedimento/água permite a colonização bentônica do substrato, conduzindo à mistura física de sedimentos superficiais (mosqueamento da fábrica original). Em adição, considerase que a preservação de matéria orgânica é geralmente mais pobre sob condições oxidantes, isso em função do oxigênio dissolvido ser um oxidante eficiente (Caplan & Bustin, 1996).

VI.2.2 - SEÇÃO COLUNAR TIBAGI - TELÊMACO BORBA:

O termo Seção Colunar Tibagi - Telêmaco Borba, aqui utilizado, refere-se à seção estratigráfica levantada a partir dos depósitos expostos nos cortes de duas rodovias nas proximidades de Tibagi, PR. O primeiro trecho, referente ao intervalo de 0 a 16 m da seção (vide Fig. 19), representa o afloramento do contato Furnas - Ponta Grossa no km 60 da PR-340 (Castro - Tibagi), na entrada de Tibagi. O restante da seção, por sua vez, intervalo de 36 a 240 m, foi montado a partir das exposições presentes nos novos cortes da estrada não pavimentada que parte de Tibagi em direção a NW, rumo a Telêmaco Borba. Nesta estrada, percorre-se cerca de 15 km em direção a Telêmaco Borba até o contato erosivo com os sedimentos rudíticos do Grupo Itararé. Nos intervalos de 16 a 36 m e de 147 a 157 m não há representação na seção pois não são observados afloramentos em bom estado de preservação nestes níveis.



VI.2.2.1 - Caracterização e discussão

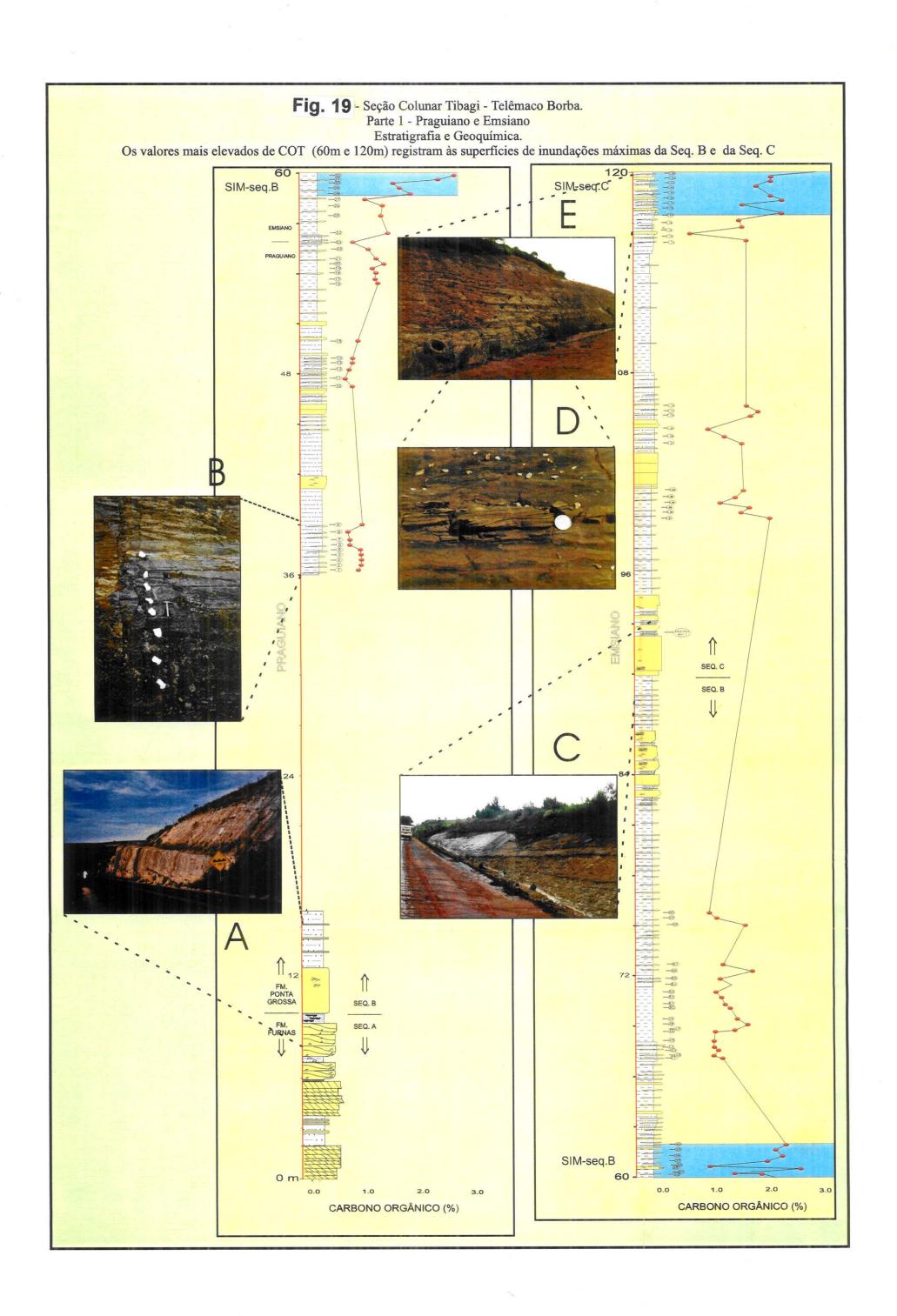
Com relação à exposição do contato Furnas-Ponta Grossa, presente no km 60 da PR-340 (Estampa I-H), salienta-se que este mesmo afloramento tem despertado interpretações diferenciadas por parte dos pesquisadores do Devoniano paranaense.

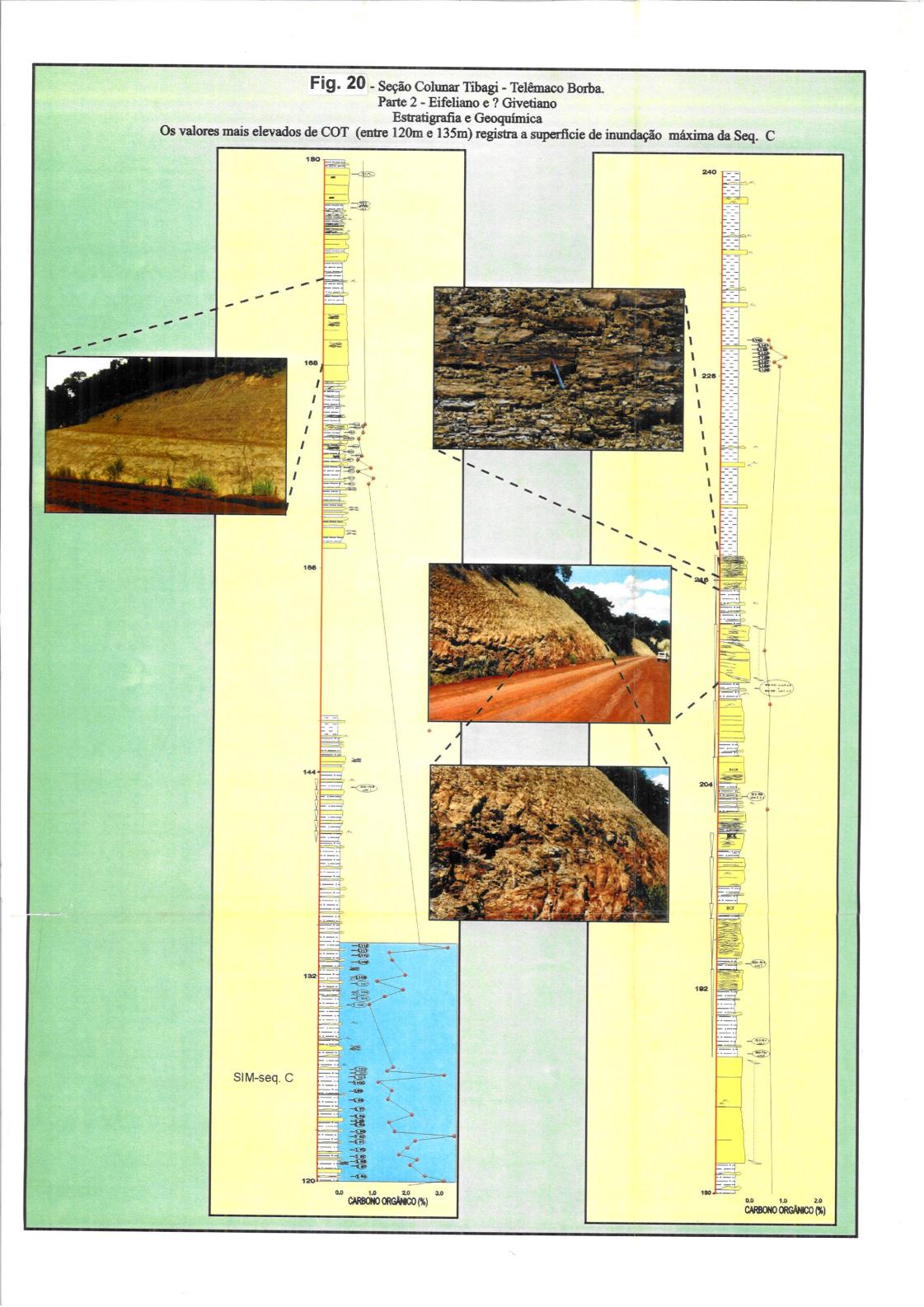
Petri (1948), analisando as exposições nas proximidades da antiga travessia de balsa do rio Tibagi na cidade homônima, localidade esta situada a poucos quilômetros do corte em questão, apontou, de forma semelhante ao que foi por ele assinalado na seção Jaguariaíva, para um pacote de camadas que representaria a passagem gradativa de arenito grosso para arenito fino e siltito e deste para folhelho (suas "camadas de transição").

Bigarella et al. (1966) ao analisarem o afloramento do corte do km 60 advogam a existência de um contato "abrupto, irregular e com ligeiro diastema erosional entre as Formações Furnas e Ponta Grossa".

Neste mesmo afloramento, Zalán *et al.* (1987) identificaram "folhelhos marinhos que repousam, em contato abrupto e claro, sobre arenitos fluviais". Associando a esta interpretações dados de subsuperfície, estes mesmos autores sugeriram que um hiato de cerca de 10 Ma tenha ocorrido entre as formações Furnas e Ponta Grossa.

Borghi (1993), ao analisar esta localidade, sugere que o limite nítido entre os folhelhos de costa afora e os arenitos de antepraia (nível de 12,5 m desta seção, vide Fig. 19) (Estampa I-H) representa uma discordância do tipo II. Segundo o citado autor, a possibilidade de existência desta discordância pode ser reforçada pelo que ele destacou como representante da "disjunção de cenários paleodeposicionais entre essas formações". No entanto, salientou que, mesmo considerando-se o longo lapso de tempo envolvido pelo Praguiano (ca. 12 Ma.), de forma alguma os dados de campo corroboram um hiato (ou lacuna) da ordem de 10 Ma., como sugeriram Zalán et al. (1987, p. 250).





Dino et al. (1995) retornam as idéias de Bergamaschi (1992) com relação à caracterização dos sistemas deposicionais do intervalo próximo ao limite Furnas-Ponta Grossa e elaboram uma discussão da evolução cronoestratigráfica dos depósitos praguianos e emsianos da porção leste da bacia. Segundo os autores, sob o ponto de vista da Estratigrafia de Seqüências, o contato Furnas-Ponta Grossa representaria uma superfície de inundação marinha, sendo interpretado como indicativo de um limite de conjunto de parassequências (escala de ciclo de 2ª ordem), ao menos na faixa de afloramentos do bordo.

Faciologicamente, neste intervalo de contato, situado no intervalo de 0 a 16 m da seção, observa-se no topo da Formação Furnas um predomínio de fácies de arenito médio portador de estratificação cruzada com geometria sigmoidal e estratificação cruzada tabular, com direção de fluxo predominantemente dirigida para SW. Intercalados entre os lobos sigmoidais de arenito médio ocorrem níveis lenticulares de siltitos esbranquiçados, onde são registrados pequenos fragmentos de restos vegetais primitivos (Rhinyophitales, já apontadas por Bigarella, et al., 1966, pp. 24, 38-39; Bergamaschi, 1992, p. 27; Borghi, 1993, p. 164; Assine, 1996, p., 108, e analisados paleobotanicamente por Mussa et al., 1996). No intervalo de 9 a 12,5 m da seção observa-se um banco tabular de arenito fino, onde podem ser observados estratificações plano-pararelas, estratificações de baixo ângulo e sutis truncamentos também de baixo ângulo. Acima desta fácies, em contato abrupto, iniciam-se os pelitos (siltitos cinza-médios, micáceos, fossilíferos) típicos da Formação Ponta Grossa. Em termos genéticos, defendemos a proposta já discutida em Rodrigues et al. (1988), Bergamaschi (1992) e Dino et al. (1995) para o entendimento da evolução deste intervalo. A associação de fácies do topo da Formação Furnas presente nesta seção (0 a 9 m) representaria o registro de um sistema deltaico/costeiro, onde as fácies de arenito médio de geometria sigmoidal registraria os depósitos de barras de desembocadura. Já a fácies de arenito fino com estratificação de baixo ângulo (9 a 12 m da seção) representaria depósitos litorâneos de foreshore a shoreface. O contato inferior nítido, observado entre esta fácies e as fácies de arenito médio sigmoidal e de siltito esbranquiçado, representaria um truncamento associado a um rápido recobrimento de fácies de ante-praia sobre fácies transicionais (deltaico - costeiras), gerado a partir de uma

rápida elevação do nível relativo do mar neste momento (? Lochkoviano-Praguiano). Em termos genéticos, acreditamos que a implantação do "mar Ponta Grossa" teria início, nesta seção, a partir da base deste banco de arenito fino. Sendo assim, este pressuposto leva-nos a optar, à semelhança de Rodrigues *et al.* (1988), Borghi (1993) e Dino *et al.* (1995), pela colocação do limite litoestratigráfico entre as unidades Furnas e Ponta Grossa em posição ligeiramente inferior ao que fizeram, nesta mesma seção, Bigarella *et al.* (1966), Zalán *et al.* (1987), Assine (1996), Milani (1997), que o posicionaram na base da seção de folhelhos (nível de 12,5 m).

No contexto da dinâmica transgressiva em discussão, é provável que truncamento assinalado deva ter provocado alguma perda de seção, em função da própria dinâmica transgressiva. O retrabalhamento, associado à ação de ondas, provocaria uma remobilização de uma parte dos depósitos deltaico-costeiros previamente acumulados, propiciando a formação de uma superfície de ravinamento, gerada pela retração do shoreface (sensu Nummedal & Swift, 1987).

Com base nestes critérios, acreditamos que o truncamento entre os depósitos destas unidades, verificado no nível de 12 m da seção, poderia representar um diastema, envolvendo uma perda de seção associada ao retrabalhamento das ondas durante o rápido recobrimento provocado pela dinâmica transgressiva descrita (ver Bergamaschi, 1992, p. 144-147). No âmbito das discussões existentes na literatura, centradas na escala de ciclos de 2ª ordem (sensu Van Wagoner et al., 1990), este intervalo estratigráfico poderia ser inserido dentro de uma mesma seqüência de 2ª ordem. As discussões a respeito do estabelecimento de seqüências de 3ª Ordem serão procedidas oportunamente.

Nesta região, a Formação Ponta Grossa é representada por uma espessa seção dominada por folhelho, siltito e arenito, depositados do Praguiano ao Neoeifeliano (provavelmente até o Givetiano). As idades indicadas nas Figs. 19 e 20 são aquelas obtidas por Grahn (1997) e Grahn et al. (no prelo) a partir da análise de quitinozoários das amostras que também foram utilizadas na caracterização geoquímica.

Na seção praguiana da Formação Ponta Grossa (intervalo de 9 até cerca de 60 m) ocorre um predomínio de fácies de siltito cinza-médio a escuro, em geral

bioturbado, por vezes exibindo laminação cruzada por onda (WCL) Intercalados nos estratos desta fácies são observados bancos, centimétricos a decimétricos, de arenito muito fino, micáceo, amarelo a avermelhado, em geral apresentando aspecto mosqueado (ocasionado pela bioturbação, de moderada à intensa) ou, menos frequentemente, estratificação cruzada hummocky (HCS). O caráter é atestado pelos abundantes fósseis de invertebrados marinhos, de longa data conhecidos e pesquisados (e.g., Clarke, 1913; Petri, 1948; Melo, 1985). O conteúdo faunístico e as características faciológicas apontam para um ambiente marinho raso. O predomínio de estruturas sedimentares primárias geradas por ondas, de pequeno e grande portes, indica deposição em plataforma rasa, dominada por ondas, assolada, com freqüência relativamente alta, por episódicos e esporádicos eventos de tempestades. Estes eventos promoviam intensa remobilização de material sedimentar da zona costeira para a plataforma e redepositava-o como tempestitos (sensu Seilacher, 1982; Della Fávera, 1990). À semelhança do que ocorre nos diferentes exemplos de literatura, a preservação dos tempestitos se dá essencialmente em faixas batimétricas situadas entre os níveis de ação de ondas normais e de tempestade - o que implicaria no seu registro preferencial no shoreface inferior ou também na transição para offshore. Em geral, o registro desta fácies no shoreface superior é significativamente modificado (quase sempre remobilizado) pelo intenso retrabalhamento das ondas normais. As fácies tempestíticas observadas variam desde siltitos bioturbados e mosqueados, com vestígios tênues de ação de ondas, até os típicos estratos, em geral decimétricos, de arenito muito fino a fino, com a característica e diagnóstica estratificação cruzada hummocky. A ação de tempestades como importantes agentes de sedimentação de depósitos da Formação Ponta Grossa foi previamente assinalada por diversos autores (e.g.; Diniz, 1985; Melo, 1988; Bergamaschi, 1992; Pereira, 1992; Borghi, 1993; Coimbra et al., 1995; Pereira & Bergamaschi, 1996; Assine; 1996).

Na seção emsiana da Formação Ponta Grossa (intervalo que se estende de aproximadamente 60 até cerca de 120 m no perfil), pode ser observada a mesma associação faciológica da seção praguiana, notando-se, no entanto, uma intensificação na ocorrência de estratos de arenitos muito fino e fino com estratificação cruzada hummocky. Alguns desses bancos de arenito, amalgamados,

podem alcançar até 5 m de espessura. Uma sucessão de fácies freqüentemente observada nesta seção refere-se a ciclos de engrossamento granulométrico e de raseamento para o topo (coarsening - shoalling upward). Estes ciclos, com espessura média vaiando de 2 a 6 m, iniciam, na base, por folhelho ou siltito cinza médio a escuro, laminado a bioturbado, que é progressivamente recoberto no sentido ascendente por siltito com interlaminações de delgados níveis de arenito muito fino com laminações cruzadas por onda. No topo dos ciclos observa-se o aparecimento de estratos de arenitos muito fino e fino com estratificação cruzada hummocky. Ocasionalmente, o topo deste ciclos é marcado por um intervalo de arenito fino com swaly cross stratification. Sucessões verticais desta natureza têm sido indicadas por Walker & Plint (1992, seus prograding shoreface, pp. 234-235) como um modelo de fácies presente em sistemas marinho-rasos dominados por ondas e tempestades. Exemplos importantes de sucessões de shoreface de base abrupta são também observadas em aflomentos (Fig. 19, letra C).

No intervalo eifeliano desta seção (que se estende aproximadamente de 120 até 220 m), nota-se, além das fácies descritas para o intervalo praguiano-emsiano, um sensível aumento na proporção de sedimentos arenosos. Estes são marcados principalmente por estratos de arenito fino com laminações cruzadas por onda e estratificação cruzada hummocky e também por estratos de arenito médio de geometria sigmoidal, bioturbados, com abundantes fragmentos de Spongiophyton e que exibem estratificação cruzada de pequeno porte e estatificação cruzada cavalgante (climbing ripples). Ainda na seção eifeliana nota-se a presença de corpos de arenito de base abrupta e também de ciclos coarsening - shallowing upward. Estes ciclos começam por folhelho e siltito com laminações cruzadas por onda que são progressivamente recobertos por arenito, inicialmente sob a forma de interlaminações centimétricas, culminado no topo pelo predomínio de estratos de arenito fino com estratificação cruzada hummocky ou arenito médio de geometria sigmoidal com climbing ripples ou estratificação cruzada de pequeno porte. Tais ciclos, que podem apresentar também base abrupta, são associados à progradação do shoreface. A repetição de ciclos de base abrupta ao longo da seção emsiana eifeliana pode assumir um importante papel na definição da elaboração de modelos para a deposição de arenitos na plataforma.

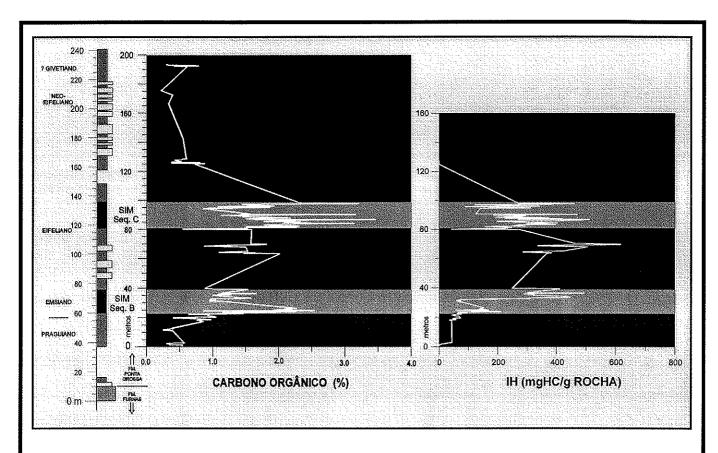
No topo do intervalo eifeliano desta seção podem ser observados ciclos de espessamento granulométrico para o topo bem desenvolvidos, sendo que o ciclo mais jovem deste intervalo culmina com fácies de arenito médio, de geometria sigmoidal, o que pode sugerir a presença de depósitos transicionais neste nível.

No nível de cerca de 220 m da Seção Tibagi-Telêmaco Borba nota-se uma mudança brusca no padrão sedimentar. Os depósitos arenosos do topo do ciclo eifeliano são 'afogados' por uma espessa seção de folhelhos negros, ora finamente laminados, ora apresentando fratura concoidal, que englobam esparsas intercalações de estratos decimétricos de arenito fino com estratificação cruzada hummocky. A idade deste intervalo não se encontra bem determinada nesta seção, mas provavelmente deve alcançar o Givetiano, se considerarmos uma correlação com a mesma sucessão que aparece em nível estratigráfico ligeiramente superior no corte do km 424 da BR 376 (Estampa III- D, E e F), situado à cerca de 30 km a SSW das exposições deste intervalo no topo da seção Tibagi-Telêmaco Borba. Uma idade neogivetiana a frasniana para o corte do km 424 da BR 376 foi indicada por Oliveira (1997, p. 130-131) a partir da análise de acritarcas.

Este intervalo givetiano registraria uma nova e importante inundação marinha na bacia, que marcaria o afogamento dos depósitos transicionais neo-eifelianos. As características faciológicas apontam para a implantação de uma plataforma marinha rasa, dominada pela ação de ondas, onde ficaram registrados ciclos *coarsening upward* de espessura métrica (média de 5 m), iniciados por folhelho preto laminado e finalizados com estratos de arenito fino com estratificação cruzada *hummocky*.

VI.2.2.2 - Análises Geoquímicas

Seguindo-se os mesmos objetivos e critérios utilizados na seção de Jaguariaíva, coletou-se um total de 145 amostras nos intervalos de folhelhos e siltitos que apresentavam um grau satisfatório de preservação. O posicionamento das amostras e os resultados obtidos encontram-se apresentados nas Figs. 18, 19, 20, 21, 22 e 23.



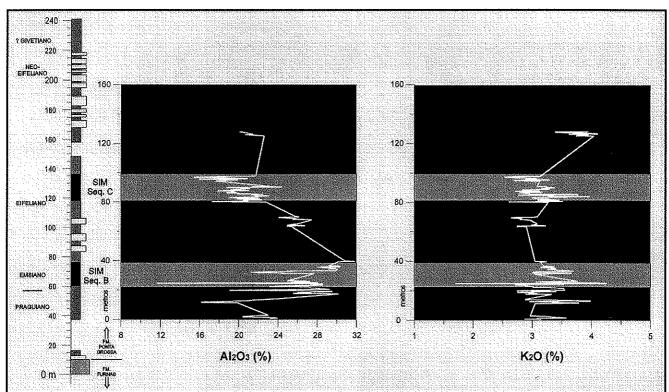
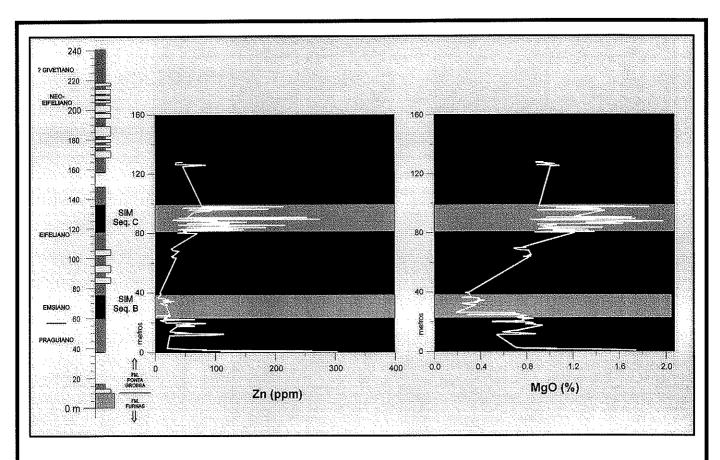


Fig. 21 - Seção Tibagi - Telêmaco Borba. Curvas de carbono orgânico, índice de hidrogênio (IH), Al₂O₃ e K₂O.

\$



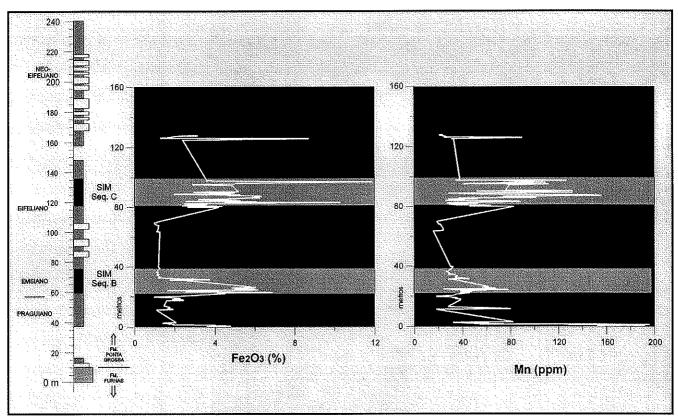
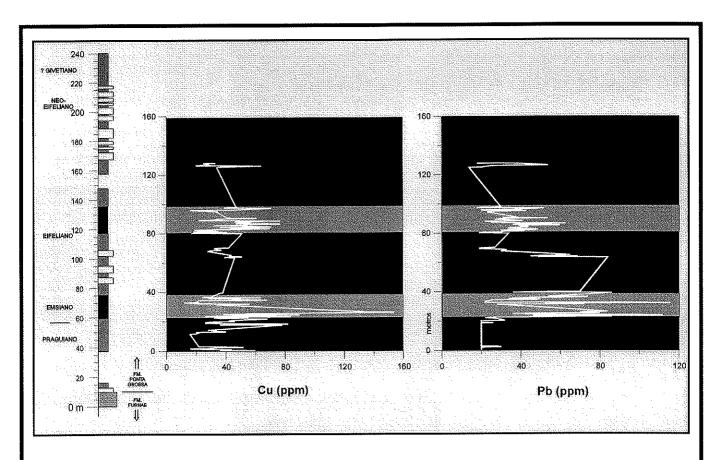


Fig. 22 - Seção Tibagi - Telêmaco Borba. Curvas de Zn, MgO, Fe₂O₃ e Mn



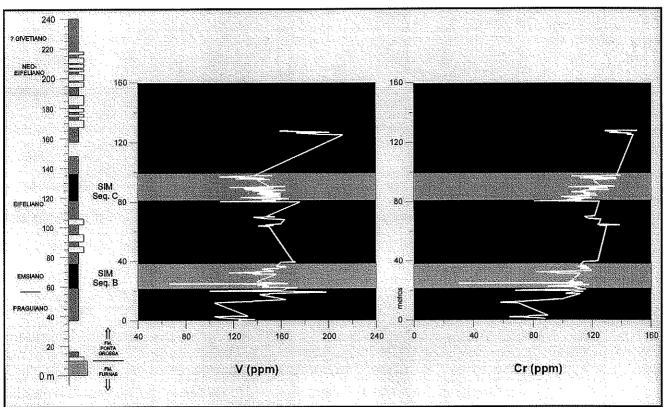


Fig. 23 - Seção Tibagi - Telêmaco Borba. Curvas de Cu, Pb, V e Cr.

A despeito de alguns intervalos relativamente grandes, onde não puderam ser coletadas amostras, os resultados geoquímicos obtidos mostraram-se satisfatórios e permitiram a caracterização de duas superfícies de máxima inundação na seção praguiana a neo-eifeliana: a primeira posicionada nas proximidades do limite Praguiano-Emsiano (intervalo de 55 a 65 m da seção nas Figs. 18 e 19) e a segunda, nas proximidades do limite Emsiano - Eifeliano (intervalo de 115 a 120 m da seção nas Figs. 18 e 20). Sugere-se, com base nas características litológicas do intervalo, a possibilidade de existência de uma terceira superfície de máxima inundação na Seção Tibagi - Telêmaco Borba, posicionada nas proximidades do nível de 230 metros da seção. A presença de intrusivas básicas nas proximidades dos pontos de amostragem impediu a caracterização geoquímica deste intervalo.

À semelhança do que se verificou na Seção Jaguariaíva, nos intervalos onde o efeito térmico das intrusões não interferiu nos resultados analíticos, também aqui obtivemos uma boa correspondência entre o aumento de COT e a fácies de folhelhos negros laminados. Nos siltitos, os menores teores de COT foi observado na fácies de siltito cinza médio mosqueado, que exibe bioturbação de moderada a intensa (Estampa II- F, G e H).

A caracterização de três superfícies de inundação máxima na seção praguiana a ?eogivetiana abre caminho para importantes inferências a respeito da definição de seqüências deposicionais neste intervalo. O passo fundamental para a caracterização das seqüências é a definição de seus limites. Como corolário dos conceitos básicos da estratigrafia de seqüência, entre duas superfícies de inundação devemos ter um limite de seqüência. Sendo assim, sugere-se como um desses limites o truncamento observado no nível de 90 m (foto C da Fig. 19. O banco arenoso, com sutis evidências de swaly cross stratification (SCS; sensu Leckie & Walker, 1982), representaria a progradação de corpos arenosos no shoreface sobre os pelitos de plataforma - a zona transicional do shoreface inferior seria removida por evento erosivo associado à ação de ondas em contexto de rebaixamento relativo do nível do mar (cf., Walker & Plint, 1992, p. 227-228).

VI.2.3 - SEÇÃO COLUNAR RIVADÁVEA:

Esta seção representa os estratos expostos em corte de ferrovia na área da Fazenda Rivadávea, nas proximidades do Parque Estadual de Via Velha, Município de Ponta Grossa, PR. Este corte localiza-se no ramal ferroviário Ponta Grossa - Paranaguá da RFFSA, km 222, Fazenda Rivadávea, Ponta Grossa, PR. O acesso à referida fazenda é feito pelo km 516 da BR-376 (trecho Ponta Grossa - Curitiba) (localização na Fig. 13).

VI.2.3.1 - Caracterização e discussão

Em termos faciológicos, podem ser destacadas duas associações de fácies nesta seção (Fig. 24).

A primeira associação é representada por ciclos coarsening - shallowing upward, com cerca de 4 m de espessura média, iniciados, na base, por siltito laminado, cinza médio, recoberto ascendentemente por uma interlaminação de siltito com arenito muito fino (fácies wavy - linsen) onde se observa com freqüência laminações cruzadas por onda na porção arenosa. À medida em que a proporção de areia aumenta em direção ao topo, as lentes arenosas com laminações cruzadas por onda da porção intermediária do ciclo dão lugar a delgados estratos (centimétricos) de arenito muito fino, amarelo-avermelhado, que exibem estratificação tipo micro-hummocky, com comprimentos de onda decimétricos. Na porção de topo do ciclo, observa-se um aumento na freqüência e na espessura de tais estratos arenosos e no comprimento de onda dos micro-hummockies. Estruturas tipo estratificação cruzada hummocky também são observadas no topo dos ciclos (Estampa II- E). Nesta seção foram identificados três ciclos desta natureza (ciclos 1, 2 e 3 da Fig. 24).

Destaca-se que o limite entre os ciclos é nítido, podendo ser facilmente rastreado por uma extensão lateral muito ampla (Estampa II-D).

Fig. 24 SEÇÃO RIVADÁVIA. (sedimentologia e geoquímica) São observados na porção inferior do perfil dois ciclos assimétricos de engrossamento granulométrico para o topo correspondentes a ciclos de agradação pontuados. A fácies de folhelho preto do topo representa a superfície de inundação máxima da Seg. B Amostras: 12 m ← riva 4 folhelho - riva 3 Ciclo, preto riva 2 riva 1 - CA-69 CA-68 folhelho CA-67 cinza escuro 8m - CA-66 B CA-65 CA-64 fósseis CA-63 Siltito cinza médio CA-62 CA-61 <-- (CA-60) 4 m CA-59 CA-58 fósseis CA-57 CA-56 Ciclo Sittito ← CA-55 cinza médio ← CA-54 ← CA-53 0 m 0.4 0.0 0.8 1.2 1.6 Carbono Orgânico (%) folh. sitt. aren. m. fino

Também aqui, os ciclos identificados podem ser correlacionados aos PACs de Goodwin & Anderson (1985).

Uma outra associação faciológica presente nesta seção (assinalada como ciclo 4 na Fig. 24), refere-se a um intervalo de folhelho negro, argiloso, com nódulos esféricos piríticos centimétricos, apresentando, no detalhe, variações na espessura da laminação. Alguns níveis apresentam-se finamente laminados, conferindo à rocha uma grande fissilidade e um aspecto papiráceo.

O que também chama a atenção nesta seção é a grande abundância de invertebrados fósseis presentes, em especial em associação com as fácies de siltito e arenito com onda.

Com relação à idade, salienta-se que foram recentemente realizadas análises palinológicas de amostras desta seção por Oliveira (1997) e Grahn (1997). Oliveira (1997, p. 132), com base na análise de acritarcas de amostras férteis do intervalo de 0 a 2 m, apontou para uma idade emsiana para este intervalo. Grahn (1997) analisou os quitinozoários de amostras do intervalo de 1 a 11 m e indicou uma idade praguiana para estes depósitos.

Esta mesma divergência quanto à idade praguiana para a seção inferior da Formação Ponta Grossa é notada também em outras seções recentemente investigadas. Ela pode ser atribuída à diferenças ainda existentes quanto à calibração em relação aos recentes zoneamentos internacionais, no que se refere às distintas ferramentas de análise utilizadas pelos pesquisadores em atuação (Oliveira, acritarcos; Grahn, quitinozoários; Dino, Melo e Loboziak, esporos)

Optou-se aqui pela utilização da idade praguiana apontada por Grahn, tendo em vista que, a exemplo do que se verificou no mesmo intervalo das seções Jaguariaíva e Tibagi-Telêmaco Borba, a associação de quitinozoários investigada por Grahn (1997) neste intervalo pôde ser por ele correlacionada à associação da Zona *Ramochitina magnifica*, presente em estratos praguianos da Bolívia [mais especificamente os estratos da porção superior da Formação Tequeje (*cf.*, Grahn, 1997, p 11)] e Argentina [mais especificamente os estratos da porção inferior da Formação Pueste el Tigre (*cf.*, Grahn, 1997, p 11)].

VI.2.3.2 - Análises Geoquímicas

O grau muito incipiente de intemperismo neste afloramento permitiu uma amostragem uniforme nesta seção e uma caracterização geoquímica mais detalhada do intervalo, no que se refere ao COT. No intervalo de 12 m desta seção foram analisadas 20 amostras, com espaçamento médio de cerca de 0,6 m (Fig. 24).

Também aqui se obteve uma curva de COT que revela uma tendência de elevação desses valores, da base para o topo desde valores médios de 0,5 % até valores da ordem de 1,0 a 1,3%. O comportamento geoquímico na distribuição do COT nesta seção assemelha-se muito aquele observado na porção superior da Seção Jaguariaíva: uma tendência transgressiva, culminando no topo com um intervalo de teores sensivelmente mais elevados, associado a uma superfície de inundação máxima, fisicamente materializada pelo nível de folhelho preto finamente laminado do intervalo de 9 a 12 metros (Fig. 24).

Aqui, como também nas outras seções analisadas, nota-se um decréscimo COT na fácies de siltito intensamente bioturbado. Nos ciclos 1 e 2, os teores mais elevados são observados, conforme o esperado, na fácies de siltito laminado com bioturbação moderada, mais freqüente na porção basal destes ciclos.

Valendo-se das informações sedimentológicas e geoquímicas, infere-se que o padrão sedimentar observado nos ciclos 1, 2 e 3 represente uma sedimentação em ambiente marinho-raso, shoreface inferior. A abundância de laminações cruzadas por onda e a presença de estratificação cruzada hummocky indicam que a deposição dos sedimentos se deu em um contexto de uma plataforma dominada por ondas, normais e de tempestade. Os ciclos de aumento granulométrico e espessamento de camadas para o topo sugerem que a sua deposição ocorreu sob condições de lâmina d'água progressivamente menores e com incremento do aporte sedimentar. Os estratos basais dos ciclos, marcados pelas fácies de siltito laminado

com COT mais elevados, registrariam elevações do nível-base que teriam propiciarido a criação do espaço de acomodação para sedimentos na bacia.

O padrão de empilhamento dos ciclos e os dados geoquímicos sugerem uma progressiva passagem de condições mais proximais para condições mais distais em direção ao topo da seção. No ciclo 4 teríamos o registro das fácies relativamente mais profundas e distais, que marcariam deposição abaixo do nível base de ação das ondas de tempestade.

CAPÍTULO VII

SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS

VII.1 - INTRODUÇÃO

A principal ferramenta utilizada para a caracterização dos elementos-chaves da Estratigrafia de Seqüências no decorrer da análise foi o perfil de raios gama, associado às informações da interpretação dos sistemas deposicionais. A baixa densidade de testemunhos e a escassez de afloramentos verticalmente contínuos dificultaram o trabalho de reconhecimento de superfícies de discordância. Conforme salientado anteriormente, dentre as diferentes concepções de seqüências que os adeptos da Aloestratigrafia utilizam atualmente, optou-se pela utilização da Seqüência Deposicional na concepção da Escola da Esso, pelos motivos já assinalados no item III.3. Mesmo enfrentando os riscos de ter assinalado as discordâncias na ausência de testemunhos ou afloramentos, mantivemos essa diretriz durante a análise e avaliamos que os resultados parecem ter se tornado mais coerentes.

Há ainda relativamente poucas aplicações da Estratigrafia de Seqüências em domínios de bacias paleozóicas do interior cratônico, em comparação com bacias marginais meso-cenozóicas, onde essa ferramenta foi desenvolvida, principalmente com relação aos ciclos de 3ª ordem. Também na presente aplicação pudemos experimentar sensíveis diferenças em relação às bacias marginais. As principais particularidades da Bacia do Paraná em relação às bacias marginais meso-cenozóicas relacionam-se: (i) às espessuras consideravelmente menores das seqüências de 3ª ordem em bacia intracratônica [dezenas de metros, ao invés de centenas ou até milhares de metros como nas bacias marginais], fator relacionado às taxas de subsidência sensivelmente menores nestes domínios; (ii) à ausência, ou

imensa dificuldade no reconhecimento, do trato de sistemas de mar baixo (lowstand systems tract) [em realidade as seqüências são geralmente caracterizadas por um estaqueamento de tratos de sistemas transgressivo e de mar alto]; (iii) a ausência de clinoformas progradantes, visto que a bacia intracratônica não exibe a feição morfológica de quebra de talude, se comportando como uma imensa plataforma relativamente plana onde as sequências mantém um padrão geométrico relativamente tabular por várias centenas de quilômetros; (iv) a ausência de incisões das superfícies de discordância que mantém um paralelismo uma relacionado à também fator marcantes. subhorizontalidade hipsometria/paleobatimetria dessas bacias.

VII.2 - ARCABOUÇO DE 3ª ORDEM

Foram reconhecidas nesta pesquisa seis seqüências deposicionais de 3ª ordem, segundo a concepção da escola da Esso (Fig. 25). Tal escola preconiza a utilização do termo *seqüência deposicional* para designar uma sucessão de estratos concordantes, geneticamente relacionados, limitados por discordâncias ou suas concordâncias correlativas (Mitchum, 1977). Dentro desta concepção, as discordâncias se formariam em resposta à quedas relativas no nível do mar (Van Wagoner *et al.*, 1990).

O caminho seguido foi a utilização das ferramentas disponíveis (perfis de raios gama, dados sedimentológicos de afloramentos e testemunhos, dados biostratigráficos e geoquímicos) no sentido principal de (i) reconhecer com detalhe os padrões de empilhamento estratal (colhidos a partir de dados de campo e dos perfis de raios gama); (ii) elaborar interpretações acerca da

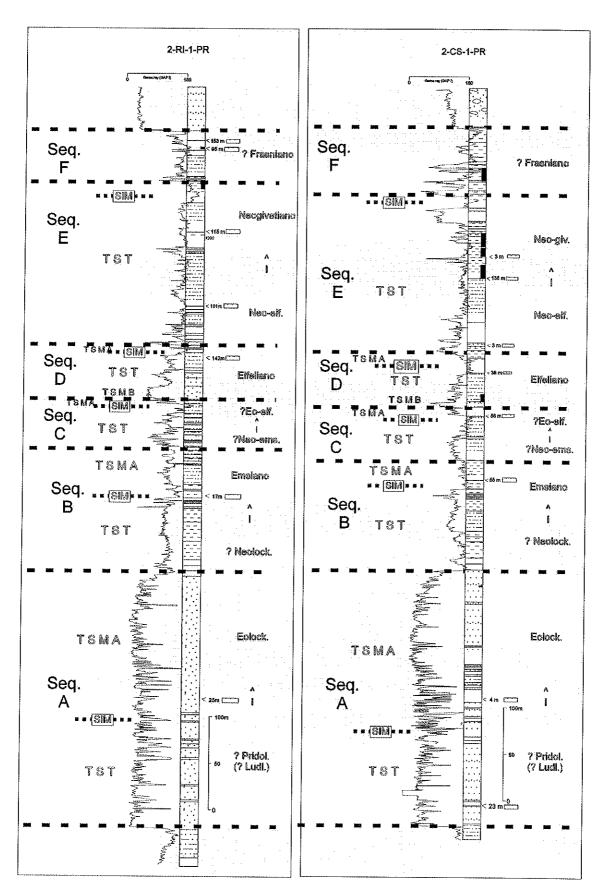


Fig. 25 - Seqüências deposicionais de 3ª ordem e tratos de sistemas deposicionais no Siluro-Devoniano da sub-bacia de Apucarana nos poços 2-RI-1-PR e 2-CS-1-PR. TSMB = trato de sistemas de mar baixo; TST = trato de sistemas transgressivo; TSMA = trato de sistemas de mar alto; SIM = superfície de inundação máxima; Seq. = seqüência deposional.

evolução dos sistemas deposicionais inferidos na análise; bem como (iii) compilar e reavaliar, através de cooperações com especialistas, esquemas bioestratigráficos que pudessem contribuir para a elaboração de modelo de posicionamento cronoestratigráfico das fácies geneticamente relacionadas, objetivo maior da estratigrafia de seqüências. O caminho seguido na análise estratigráfica partiu do reconhecimento das superfícies-chaves, quais sejam, superfícies de inundação máxima (SIM), superfícies transgressivas (ST) e superfícies de discordância (SD). Dentre estas, foram reconhecidas, em primeira instância, as superfícies de inundação máxima, já que estas são mais fácies de serem reconhecidas que as demais superfícies-chaves.

O ponto mais crucial na análise, sem dúvidas, foi o reconhecimento das superfícies de discordância. As dificuldades enfrentadas na caracterização das superfícies de discordâncias resultaram (i) da inexistência de seções sísmicas, (ii) do fato dos dados de testemunhos serem muito escassos, (iii) do controle bioestratigráfico não apresentar resolução adequada para uma análise de ciclos de 3ª ordem e (iv) dos dados de afloramentos, por sua vez, serem isolados e restritos, além do que (v) a caracterização de sistemas deposicionais nesta intervalo, em particular no âmbito da Formação Furnas, representa aspecto muito polêmico. Portanto, ressalta-se que o posicionamento das discordâncias foi elaborada predominantemente com base na análise dos perfis de raios gama utilizados na pesquisa, no estudo do padrão de empilhamento estratal associado às informações relativas à distribuição dos sistemas deposicionais inferidos.

Neste sentido puderam ser reconhecidas na seção estratigráfica investigada (Grupo Paraná), depositada provavelmente entre o Neo-Siluriano (Pridoliano) e o Neodevoniano (Frasniano), seis seqüências deposicionais de 3ª ordem (Figs. 26 a 29), as quais foram informalmente designadas, sucessivamente a partir da base, por letras, de "A" até "F".

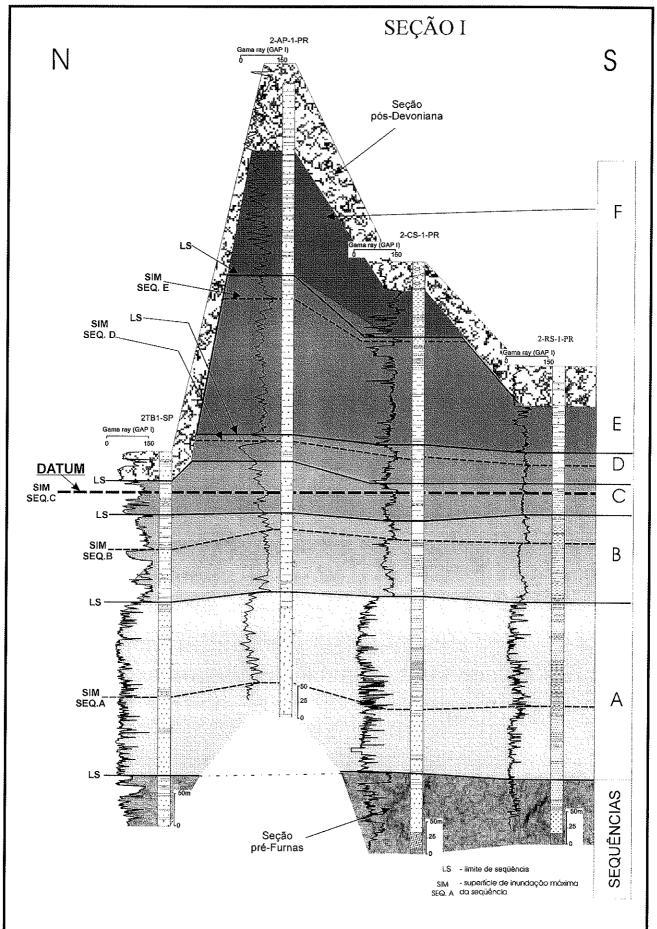


Fig. 26 - Seção de correlação mostrando a distribuição espacial dos atributos estratigráficos das seqüências de "A" a "F", ao longo de um corte N-S, entre os poços 2-TB-1-SP e 2-RS-1-PR.

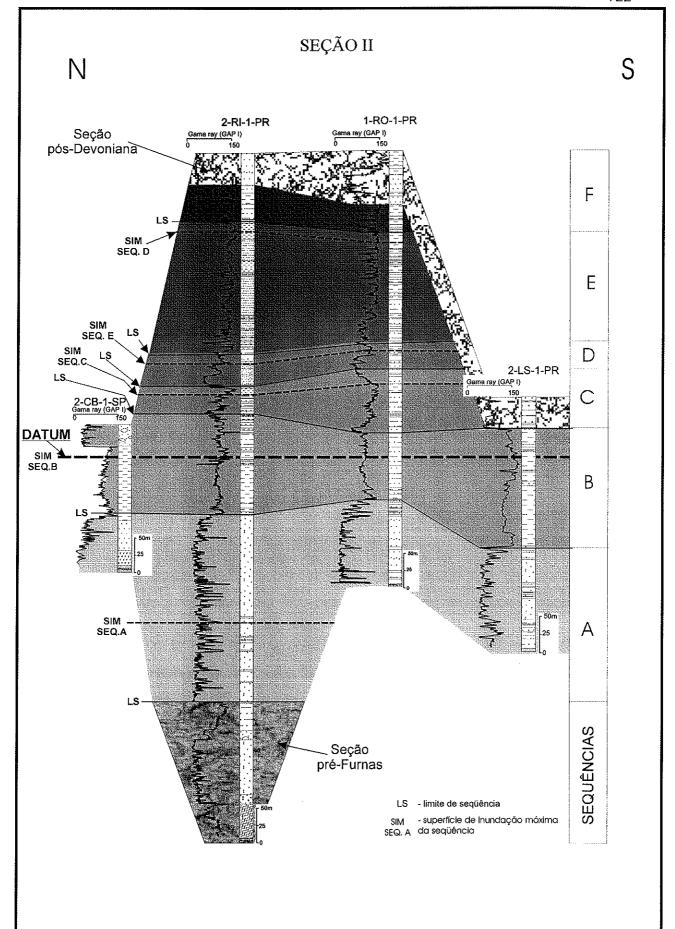


Fig. 27 - Seção de correlação mostrando a distribuição espacial dos atributoS estratigráficos das seqüências de "A" a "F", ao longo de um corte N-S, entre os poços 2-CB-1-SP e 2-LS-1-PR.

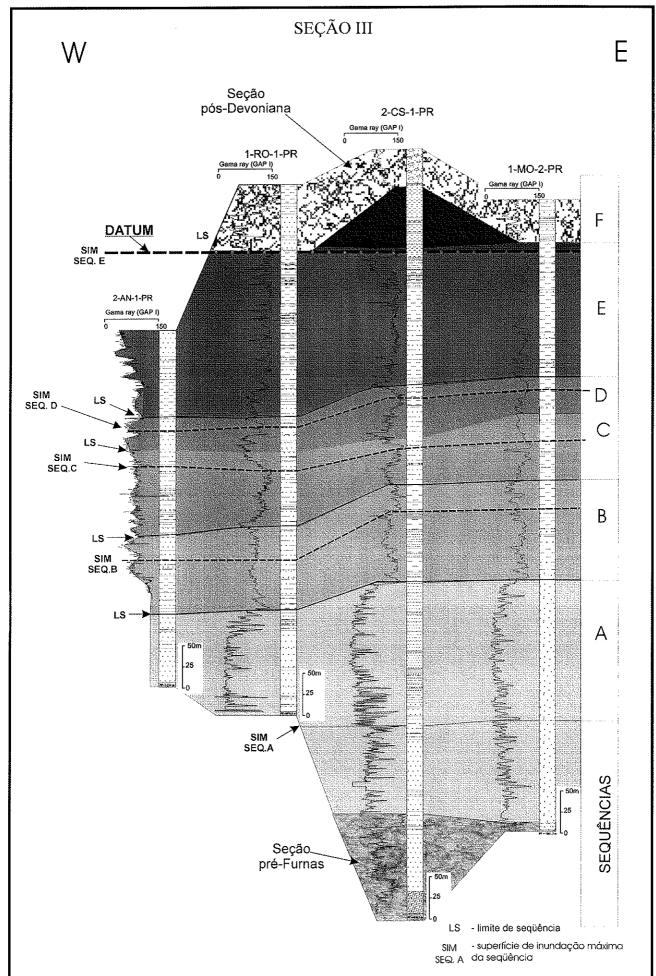


Fig. 28 - Seção de correlação mostrando a distribuição espacial dos atributos estratigráficos das seqüências de "A" a "F", ao longo de um corte W-E, entre os poços 2-AN-1-PR e 1-MO-2-PR.

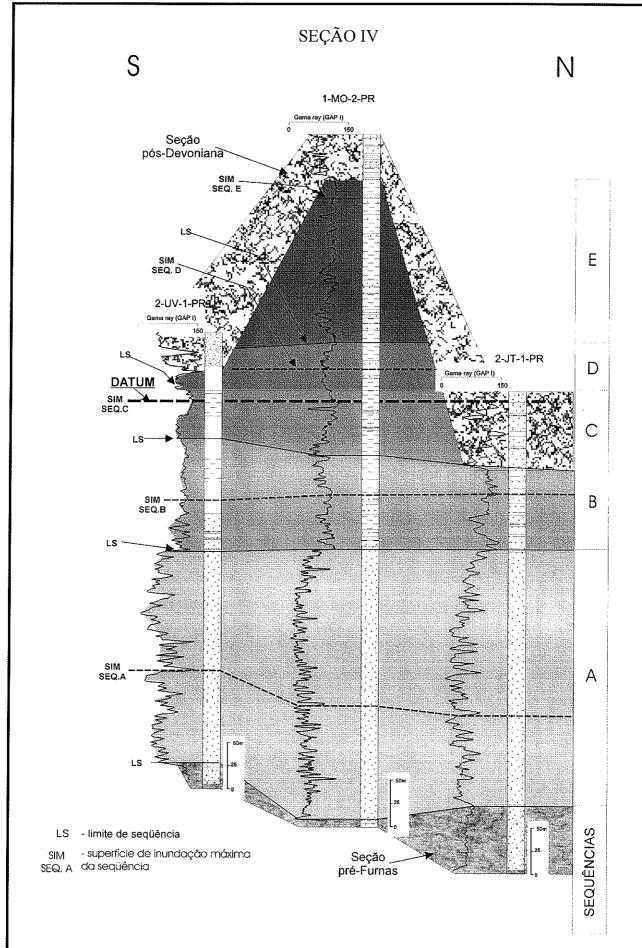


Fig. 29 - Seção de correlação mostrando a distribuição espacial dos atributos estratigráficos das seqüências de "A" a "F", ao longo de um corte S-N, entre os poços 2-UV-1-PR e 2-JT-1-PR.

VII.2.1 - Sequência Deposicional "A" (Seq. A): ?Pridoliano - Lochkoviano

Limites: A Seq. A tem uma abrangência estratigráfica coincidente à abrangência da Formação Furnas. Na área estudada, quando completa, apresenta uma espessura variando entre 200 e 290 m.

Na base, esta sequência é limitada pela discordância da base do Grupo Paraná, facilmente reconhecida em afloramentos do bordo leste da bacia, onde encontra-se sobreposta, de forma plana e sub-horizontalizada, sobre rochas de diferentes unidades: granitos brasilianos, metassedimentos do grupo Açungui, metassedimentos molássicos da Formação Camarinha, metassedimentos e vulcânicas ácidas do Grupo Castro, além de diamictitos ?ordovício-silurianos da Formação Iapó, estes já no âmbito de sedimentos da Bacia do Paraná. Em subsuperfície, adotou-se como limite da base da Formação Furnas aquele atualmente apontado pela PETROBRÁS, estabelecido a partir dos critérios sugeridos por Assine & Soares (1989).

O limite de topo é assinalado no truncamento da superfície transgressiva, gerada próxima ao limite Lochkoviano/Praguiano, e coincidente em geral, em afloramentos, com a base do pacote de arenitos finos com estratificação *hummocky* da porção mais basal da Formação Ponta Grossa. Em subsuperfície este limite é facilmente reconhecido, sendo posicionado na abrupta deflexão à direita que marca operacionalmente o limite Furnas-Ponta Grossa (Fig. 25).

Idade: A determinação da idade dos intervalos mediano e inferior da formação Furnas representa assunto polêmico, posto que se baseia em inferências de relacionamento estratigráfico e de deduções derivadas de modelos estratigráficos

O limite basal do Grupo Paraná é aceito por muitos pesquisadores como indicativo de uma discordância erosiva envolvendo um hiato significativo. Este hiato se estenderia na porção brasileira da bacia provavelmente desde o Llandoveriano tardio (idade aceita para a porção mais superior da Formação Vila Maria) até, pelo

menos, a base do Pridoliano (segundo a maior parte dos esquemas estratigráficos atuais - *cf.*, Assine & Soares, 1989; Soares, 1991; Pereira, 1992; Assine *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 1996; Pereira & Bergamaschi, 1996; Milani, 1997; Alvarenga *et al.*, 1997).

Recentes reavaliações das idades para os níveis mais superiores da Formação Furnas (Dino, 1999; Gerriene et al., em prep.) propõem idade lochkoviana para estes níveis, ao invés da praguiana anteriormente estabelecida por Dino & Rodrigues (1995). Estas discussões baseiam-se sobre o material palinológico da localidade PISA. Dino (1999) admite uma idade neolochkoviana, enquanto Gerriere et al. (no prelo) atribuem uma idade um pouco mais antiga, eo-lochkoviana, para estes níveis.

Por outro lado, não há ainda meios bioestratigráficos seguros para assinalar uma idade confiável para os níveis inferiores da Formação Furnas, visto que nenhum fóssil de reconhecido valor bioestratigráfico foi aí assinalado. O icnogênero *Arthrophycus*, registrado nos níveis inferiores da Formação Furnas na localidade Sítio Cercado (Moreira *et al.* 1998), tem uma distribuição no Brasil restrita ao Siluriano segundo Fernandes (1996). Mas não há como, através deste icnogênero, atribuir idade mais específica dentro do Siluriano. Assim, as inferências recaem preponderantemente sobre argumentações estratigráficas.

Neste contexto, nossa inferência de idade para a Seq. A foi efetuada partindo-se das seguintes premissas: i) a opção de se agrupar toda a Formação Furnas juntamente com a Formação Ponta Grossa dentro de um mesmo ciclo de 2ª ordem (discussão nos próximos itens), à semelhança da maior parte das propostas estratigráficas recentes, (ii) a tendência de rebaixamento da idade dos níveis mais superiores da Formação Furnas [reposicionado do Praguiano para o Lochkoviano, por Gerriene *et al.* (em prep.)]; e (iii) a existência de um significativo hiato envolvido na discordância Vila Maria-Furnas, admitido atualmente por diversos pesquisadores (item V.1).

Desta forma, a idade para o topo da Seq. A é considerada como sendo lochkoviana, tendo em vista o estabelecimento desta idade por Dino (1999) e Gerriene et al. (em prep.) para a localidade PISA, situada provavelmente à cerca de

20-30 m abaixo da discordância de topo da Seq. A (Bergamaschi, 1992). Quanto à idade da base da Seq. A, optamos por posicioná-la no Pridoliano. No entanto, uma vez que o Pridoliano tem uma duração muito pequena em relação à outros períodos e estágios do Devoniano e do Siluriano, uma idade ludloviana poderia também ser sugerida. Borghi (1992) chama a atenção para o fato de que na base do Pridoliano é assinalada uma significativa queda eustática global na curva de Ross & Ross (1988). Este foi o argumento utilizado por Borghi para inferir anteriormente uma idade pridoliana à base do Furnas. Não temos elementos para maiores argumentações. Acataremos a sugestão de Borghi (1993).

Preenchimento: A assinatura geofísica da Seq. A é bastante uniforme em todos os poços analisados. Em subsuperfície, os 60-70 m basais são caracterizados, nos perfis de raios gama, por um padrão em caixa deslocado em direção à curva das areias. Na porção intermediária da Seq. A observa-se uma suave tendência de deflexão à direita, associada a um padrão mais serrilhado. Esta tendência de deflexão à direita é sucedida por uma simétrica tendência de reversão à esquerda em direção ao topo da seqüência, culminando novamente em direção a um novo padrão em caixa, deslocado para a esquerda. À semelhança do que fizeram Assine (1996) e Milani (1997), associamos tal tendência geral do padrão de raios gama da Seq. A ao controle exercido por variações relativas do nível do mar, levando em conta também informações da distribuição dos sistemas deposicionais.

A assinatura da porção inferior do ciclo, marcada pelo estaqueamento de "caixotes" e pelo intervalo serrilhado com inflexão à direita é associada a um trato de sistemas transgressivo (TST), que se estende até a superfície de inundação máxima desta seqüência (SIM-seqA), posicionada no domínio central, coincidente com a inflexão relativamente mais acentuada à direita. A partir da SIM-seqA, sucede-se a tendência de suave inflexão à esquerda, culminando com padrões de assinaturas em caixote, progressivamente mais espessos, até o topo da seqüência. O intervalo situado acima da SIM-seqA constitui o trato de sistemas de mar alto (TSMA).

Este padrão geral é compatível com uma tendência geral transgressiva no TST - caracterizada por taxas de subida relativa do nível do mar na região da linha de costa excedendo à taxa de sedimentação - e regressiva no TSMA - formado

durante o final da subida relativa, quando a taxa de sedimentação excede à taxa de subida relativa na região da linha de costa (regressão normal).

O padrão de raios gama observado na porção mais basal do TST da Seq. A é coerente com o padrão litológico observado no intervalo inferior da Formação Furnas, nas escarpas da Serra das Furnas. Arenitos grossos e muito grossos, conglomeráticos, dispostos em elementos arquiteturais tabulares, sem incidência de intercalações pelíticas.

O contexto deposicional interpretado nos afloramentos do bordo leste aponta para o predomínio, neste intervalo do TST, de uma evolução sedimentar de um cenário litorâneo/marinho-costeiro (onde se associam espacialmente fáceis de praia, de ante-praia e, subordinadamente, de leque-costeiro) associado a um cenário estuarino. As exposições na Serra de São Joaquim, Piraí do Sul (Fig. 08) revelam um arranjo espacial que sugere que os depósitos litorâneos basais foram sucedidos por depósitos estuarinos. Estes depósitos estuarinos, na referida localidade, são por sua vez, sucedidos abruptamente por depósitos costeiros do *shoreface* superior, o que sugere uma rápida transgressão da linha de costa, indicativa de uma taxa relativamente acelerada de subida relativa do nível do mar, excedendo à taxa de suprimento sedimentar.

A associação entre depósitos litorâneos sucedidos por depósitos estuarinos é um padrão relativamente comum no transcurso de transgressões, onde, próximo à costa, as reentrâncias são transformadas em estuários (Posamentier & Allen, 1994), que podem ser preenchidos por uma complexa suíte de fáceis, variando de fácies não marinhas, marinhas marginais à marinhas francas.

A tendência dominantemente transgressiva que se instala a partir da implantação do sistema costeiro sobre o sistema estuarino parece ter sido quebrada por um curto período de tempo, a julgar pela interposição de um pacote delgado exibindo fácies deltaicas neste intervalo (Fig.9). Em algumas instâncias, estabilizações do nível do mar e mesmo quedas de curta duração do nível do mar podem pontuar a tendência geral de subida relativa do nível do mar. Estes eventos podem produzir curtos períodos de regressão da linha de costa e mesmo

regressões forçadas, antes da retomada do elevação relativa do nível do mar e da transgressão (cf., Posamentier & Allen, 1994).

Acima da SIM-SEQA, uma tendência regressiva se instala, a julgar pelo padrão geral de inflexão à esquerda que se verifica nas curvas de raios gama e também pelo registro, nos afloramentos do bordo leste de fácies indicativas de ambientes mais proximais em relação aos sotapostos. Esta tendência deve estar associada a uma desaceleração na taxa de subida do nível relativo do mar no TSMA. Deste modo, o padrão de regressão normal sugerido para o topo da Formação Furnas deve ter sido gerado quando a taxa de subida do nível relativo do mar foi suplantada pela taxa de aporte sedimentar.

As fácies mais proximais que se tem registro neste intervalo se referem às fácies deltaico-lagunares da porção mais superior da Formação Furnas, onde se tem o registro de restos de plantas primitivas e, em uma localidade (PISA), palinomorfos.

Associadas a estes depósitos transicionais, têm-se fácies costeiras de shoreface superior, caracterizadas pelo predomínios de formas de leito que migravam sobre influência predominantes de correntes amplificadas por ondas de tempestade. Os pavimentos contínuos de seixos corroboram esta interpretação.

Estes depósitos transicionais e costeiros do topo da Formação Furnas são, abruptamente, truncados pelo intervalo de arenitos finos/muito finos, portadores de estratificação cruzada *hummocky*, depositados, na faixa de afloramentos do bordo leste da bacia, a partir do limite Lochkoviano/Praguiano. Este truncamento marca o limite superior da Seq. A e representa uma superfície transgressiva, que coincide com o limite inferior da Seq. B.

Nossa opção em considerar este limite de sequência neste posicionamento se justifica principalmente pela análise dos afloramentos expostos na região de Jaguariaíva, além da clássica exposição da entrada de Tibagi.

Outro elemento importante diz respeito às recentes considerações bioestratigráficas de Gerriene et al. (no prelo). Ainda preliminarmente, estes autores sugerem idade lochkoviana (mais especificamente eo-lochkoviana) para a localidade

PISA, situada relativamente próxima ao contato de topo do Furnas. Os pelitos da base do Ponta Grossa vêm sendo reconsiderados como praguianos (Loboziak *et al.*, 1988; Grahn *et al.*, no prelo). Mesmo concordando com a opinião de J.H. Melo (com. verbal), que considera que idades eo-lochkovianas possam ser obtidas com novas pesquisas na seção mais inferior da Formação Ponta Grossa, ainda assim parece plausível considerar que algum hiato, de algum significado, já preliminarmente mensurável bioestratigraficamente, começa a ser reconhecido entre as unidade Furnas e Ponta Grossa, na faixa de afloramentos do bordo leste. Os dados bioestratigráficos atuais permitem refutar a proposição de Zalán *et al.* (1987), sugerindo uma duração de 10 Ma para este provável hiato - o que teria justificado a sua quebra de 2ª ordem.

Sugerimos, alternativamente, que este hiato, de duração ainda desconhecida, podendo atingir, no máximo, a casa de poucos milhões de anos (talvez entre 2 a 3 na faixa de afloramentos- não há elementos seguros no momento para precisar), deva representar uma discordância de 3ª ordem.

Pesquisas recentes discutindo a caracterização de ciclos de 3ª ordem para o intervalo (Assine, 1996; Milani, 1997), consideraram um limite de seqüência à cerca de 50 m abaixo do contato Furnas-Ponta Grossa. Tais autores consideraram que a melhor posição onde se pode associar uma provável queda do nível relativo do mar, gerando um discordância, ocorre no terço superior da Formação Furnas, na posição em que, pela inferência dos citados autores, se registra uma mudança de tendência no padrão de empilhamento: a tendência regressiva observada acima da superfície de inundação máxima da porção intermediária do Furnas dá lugar a uma tendência transgressiva que se prolonga até uma sucessiva superfície de inundâção máxima inundação. Operacionalmente, tal limite foi por eles posicionado na base de uma sucessão de arenito com assinatura em caixote nos perfis raios gama, sobreposta a uma sucessão de estratos progressivamente mais grosseiros e espessos (padrão coarsening-thickening-upward).

Alternativamente, acreditamos que a deflexão para direita verificada no topo da Formação Furnas nos perfis de raios gama (tida pelos citados autores como inseridas numa sequência posterior) esteja associada ao aumento na incidência de

corpos pelíticos existentes neste intervalo, principalmente os corpos lagunares, além de outras fácies finas de planície costeira, observados em afloramentos. Assim, em nossa opinião, estes depósitos ainda estariam inseridos no contexto regressivo associado ao TSMA da Seq. A.

VII.2.1 - Seqüência Deposicional "B" (Seq. B): ?Neolochkoviano - Emsiano

Limites:

A Seq. B. abrange um intervalo com cerca de 100 a 120 m de espessura pertencente litoestratigraficamente ao Membro Jaguariaíva da Formação Ponta Grossa.

O limite inferior da Seq. B é marcado pela superfície transgressiva que registra o rápido recobrimento (*onlap*) dos depósitos regressivos (transicionais e costeiros), do topo da Seq. A. Nos perfis de raios gama, esta superfície transgressiva tem uma assinatura característica, sendo posicionada na abrupta deflexão à direita que marca operacionalmente o limite Furnas-Ponta Grossa.

O limite de topo é marcado em afloramento pelo truncamento de um pacote de arenito fino de *shoreface* sobre os pelitos de costa-afora (Fig. 19-C). Em perfis de raios gama, este truncamento também é identificável (Figs. 25 a 29).

Idades:

Os estratos da base da Seq. B nos afloramentos do bordo leste depositaramse próximo ao limite Lochkoviano-Praguiano (Grahn, 1997). Conforme discutido, esta superfície formou-se pela rápida retração do *shoreface*, em função de uma rápida elevação relativa do nível do mar ocorrida próxima ao limite Lochkoviano/Praguiano.

As investigações de Grahn (1997) e Grahn et al. (no prelo) indicam que as idades do topo desta seção situam-se no Emsiano (provavelmente Eo-Emsiano).

Preenchimento:

A superfície de discordância de 3ª ordem da base da Seq. B, gerada por uma queda relativa do nível do mar, teve a sua configuração modificada pelo último evento importante que a afetou. Neste caso, a superfície de discordância foi modificada pela base de ondas do sistema transgressivo. Na região de Jaguariaíva, a superfície da base dos tempestitos (superfície de ravinamento de ondas, coincidindo com superfície transgressiva) marcaria este evento.

As evidências do trato de mar baixo provavelmente foram apagadas pelo próprio ravinamento produzido pelo retrabalhamento das ondas durante a transgressão. Durante uma transgressão numa costa submetida a ação de ondas de alta energia, os vales incisos fluviais de mar baixo não serão preservados, caso a espessura da seção erodida pela ação de ondas seja igual ou maior que a profundidade dos canais incisos que eventualmente possam ter se formado durante o rebaixamento. Isto ocorre em bacias com margens em rampa onde o baixo gradiente da plataforma causa incisão fluvial rasa durante o período de queda relativa do nível do mar (*cf.*, Posamentier & Allen, 1994).

O recobrimento do sistema Furnas deve ter sido induzido por um aumento na taxa de elevação do nível relativo do mar, em escala de ciclo de 2ª ordem, e promoveu a deposição, em contexto marinho-raso, de um espesso pacote dominantemente pelítico, com intercalações subordinadas de corpos de arenito (muito fino a fino).

A seq. B se refere ao ciclo de sedimentação iniciado no limite Lochkoviano/Praguiano e finalizado no Emsiano. Nesta sequência são registrados depósitos marinho-rasos de *shoreface* inferior e *offshore*.

Em perfis de raios gama e no campo observa-se que o afogamento do sistema Furnas foi muito rápido. Em superfície, na porção mais basal da Seq. B registra-se um pacote de tempestitos com espessura máxima de 15 m que são progressivamente sucedidos por folhelhos e siltitos de costa-afora. Estes siltitos bioturbados e folhelhos dispõem-se em geral em ciclos assimétricos de espessamento granulométrico, com espessuras variando de 3 a 5 m (Fig. 24), correlacionados aos ciclos de agradação pontuada, PAC's, de Goodwin & Anderson (1985). Estes se agrupam formando ciclos assimétricos maiores (parasseqüências),

com até 20 m de espessura, igualmente exibindo espessamento granulométrico e estratal ascendentes, iniciados na base por fácies de folhelho cinza escuro (superfícies de inundação marinha) (Fig. 24-A). Na Seção Jaguariaíva, foram observadas no TST (que se estende da base dos tempestitos até a SIM-SEQ B) quatro parasseqüências, com espessuras máximas de 20m. A base destas parasseqüências é caracterizada por uma superfície de inundação marinha (marine floodind surface, sensu Van Wagoner et al., 1990) (Fig. 24, foto A), recoberta por fácies de folhelho cinza escuro laminado, que é sucedido para o topo pela fácies de siltito com interlaminação de arenito muito fino apresentando evidências da ação de ondas. Esta fácies de siltito e arenito interlaminados, em geral, apresenta uma bioturbação intensa. Os folhelhos laminados da base das parasseqüências apresentam teores de COT relativamente mais elevadores em relação à fácies de siltito bioturbado (Fig. 14).

O agente principal de transporte nesta seção foi a ação de ondas, principalmente de tempestade, a julgar pelas evidências faciológicas. Na maior parte das exposições observa-se que intensa bioturbação tende a mascarar a observação da fábrica original

A tendência transgressiva prevaleceu até as proximidades do limite Praguiano/Emsiano quando se tem o registro da superfície de inundação máxima da seqüência (SIM-SEQ B), bem registrada nas Seções Colunares Jaguariaíva, Tibagi-Telêmaco Borba e Rivadávea. Este intervalo é representado em superfície por fácies de folhelho preto com teores de COT relativamente altos (máximos de 1,7%) e sensíveis reduções no teores de Zn e Mn, padrão indicativo de anoxia. Este intervalo é correlacionável em subsuperfície. O perfil de raios gama registram esse intervalo radioativo, através de uma forte deflexão à direita, à cerca de 70 a 100 m acima da base da Seq. B.

Em subsuperfície, acima da SIM-seqB, portanto no TSMA, a sedimentação segue uma tendência regressiva, assinalada pelo empilhamento de parasseqüências progradantes, as quais são caracterizadas por assinaturas do tipo sino invertido nos poços 2-RS-1-PR e 2-TB-1-SP no intervalo acima da SIM-seqB (Fig. 26).

VII.2.3 - Sequência Deposicional "C" (Seq. C): ?Neo-Emsiano- ?Eo-Eifeliano

Limites

Os limites de topo e base da Seq. C são marcados, em superfície, por truncamentos abruptos de arenitos se *shoreface* sobre pelitos de *offshore*. O melhor ponto de observação do limite basal da Seq. C se refere ao nível de 90 m da Seção Colunar Tibagi-Telêmaco Borba (Fig. 19-C).

Correlações de subsuperfície permitiram comparar o padrão sedimentar deste intervalo bacia adentro (Figs. 26 a 29) e revelaram também, em alguns poços (p.ex., 2-CS-1-PR), presença de corpos progradacionais de *shoreface* em contato abrupto com pelitos de *offshore*.

Idades:

Dados de datação de Grahn (1997) e Grahn *et al.* (no prelo), estabelecidos para a Seção Colunar Tibagi-Telêmaco Borba que a deposição desta seqüência ocorreu no intervalo ?Neo-Emsiano a ?Eo-Eifeliano.

Um ponto importante deve ser destacado. Entre os bioestratígrafos que vem trabalhando na bacia, é reconhecida a grande dificuldade em se encontrar rochas com idades eo-emsianas. Sugerimos que as razões para a existência deste provável "hiato" possam estar relacionadas à conjugação de dois fatores.

No topo da Seq. B temos, próximo ao limite Emsiano-Praguiano, uma seção condensada na qual está inserida a SIM-Seq.B. Uma vez que as seções condensadas são intervalos onde as linhas de tempo se aproximam muito, em função de taxas de sedimentação anomalamente baixas (Posamentier & Allen, 1994), muito tempo pode se concentrar em seções delgadas. Assim, caso a amostragem não leve este aspecto em conta, através de uma diminuição no espaçamento entre amostras, haverá uma diminuição na resolução das datações.

Outro fator a se considerar é que parte dos sedimentos depositados no Neo-Emsiano pode ter sido removida pela erosão associada ao limite inferior da Seq. C.

Preenchimento:

A porção mais basal da Seq. C, que poderia compor um TSMB, é caracterizada em alguns poços (p.ex., 1-(p.ex., 1-RO-1-PR, 2-RI-1-PR, 2-CS-1-PR, 1-MO-2-PR) pela presença de um pacote relativamente delgado (10-25 m) de arenito fino, geralmente exibindo base e topo abruptos, correspondendo, a arenitos de *shoreface* intercalados a pelitos de plataforma.

A observação deste tipo de sucessão de *shoreface* de base abrupta, em contraste com sucessões de progradação "normal" de *shoreface* (Figs. 30 e 31), lança suspeita sobre a possibilidade de desenvolvimento de uma sistema progradação bacia adentro de areias de *shoreface* em resposta a mecanismo de regressão forçada *(forced regression)*(Fig. 32), segundo modelo formulado por Walker & Plint (1992), a partir das constatações de Plint (1988, apud Walker & Plint , 1992), ao estudar unidades cretácicas (formações Cardium e Viking) da Bacia de Alberta, Canadá (Figs. 29 e 30).

O conceito de regressão forçada é útil para explicar regressões das linhas de costa por longas distâncias através da plataforma. O efeito de níveis relativos do mar descendentes sobre uma margem de bacia do tipo-rampa (onde a fisiografia é caracterizada por assoalhos suavemente inclinados) é causar uma rápida migração da linha de costa por processos de regressão forçada. Neste tipo de fisiografia, mesmo uma pequena queda relativa do nível do mar produz uma área muito ampla de exposição subaérea na plataforma. Nestas plataformas de baixo gradiente, a acomodação disponível para deposição de *shoreface* é baixa, mesmo antes da queda relativa do nível do mar ter início. Subseqüentemente, durante quedas relativas do nível do mar, a acomodação decresce ainda mais (Posamentier & James, 1993).

De acordo com Posamentier & Allen (1994), em bacias que apresentam baixos gradientes deposicionais, os depósitos de mar baixo (*lowstand deposits*), geralmente delgados (10-25 m), se espalham sobre a plataforma como resultado de uma rápida migração da linha de costa em direção ao mar, provocada por uma queda relativa do nível do mar. Para uma determinada queda relativa do nível do mar, a área da plataforma exposta será inversamente proporcional ao gradiente da

plataforma. Dependendo da continidade do suprimento de areia como também da duração da queda relativa do nível do mar, estes depósitos podem constituir tanto lentes descontínuas espalhadas sobre dezenas ou centenas de quilômetros como lençóis de areia contínuos. Internamente, no entanto, estes depósitos de areias costeiras de mar baixo normalmente exibem arquitetura de clinoformas, típicas de corpos de areias costeiras progradantes (Posamentier & Allen, 1994).

Este intervalo basal da Seq. C, constituído pelos corpos de areia de *shoreface* assentados sobre a superfície de discordância, compõe o TSMB. Em alguns poços ele apresenta um padrão de afinamento granulométrico para o topo (2-CS-1-PR, p.ex.) enquanto que em outros, o limite de topo é abruto (2-RI-1-PR, 2-TB-1-PR, 1-RO-1-PR, p.ex.).

O trato de sistema mais expressivo na Seq. C é o TST. Na Seção Tibagi-Telêmaco Borba este trato de sistemas é constituído dominantemente por fácies de siltito bioturbado (Estampa II - F, G, H) que exibem estratos tabulares de grande continuidade lateral (Fig. 19, foto E), limitados por superfícies planas, formadas provavelmente pela base das ondas de tempestade. Ação de tempestades como agente de sedimentação nesta plataforma é inferida a partir da observação de estratificações cruzadas hummocky de médio e grande portes.

Dados de geoquímica da Seção Tibagi-Telêmaco Borba, associados à análise bioestratigráfica de Grahn (1997), indicam que a SIM-SEQ.C formou-se próxima ao limite Emsiano-Eifeliano e exibe teores relativamente mais altos de COT (máximo de 2%) em relação aqueles da SIM-seq B. No entanto, os dados dos demais elementos químicos analisados na SIM-seq. B, principalmente os baixos teores de (Zn, Mn e MgO), indicam condições relativamente mais acentuadas de anoxia Par a SIM-Seq A, i.e., nas proximidades do limite Praguiano-Emsiano.

Em alguns poços (2-AP-1-PR, 1-RO-1-PR) é possível individualizar um TSMA na porção de topo da Seq. C. Nestes casos o TSMA é caracterizado por uma tendência regressiva, indicada pelo padrão progradacional do preenchimento.

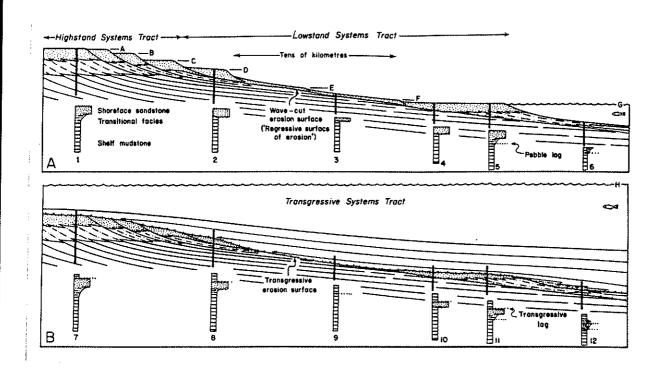


Fig. 32 - Modelo generalizado para a origem de "offshore bars" (barras de costa-afora) em um domínio marinho-raso. Na seção A, uma planície costeira dominada por ondas (trato de sistema de mar alto; highstand systems tract) prograda durante o nível do mar A. Lamas de plataforma gradam progressivamente em areias de shoreface (ante-praia) (coluna 1). Subsequentemente, o nível relativo do mar rebaixa para B, C e D e, com a redução do espaço de acomodação, as fácies transicionais de shoreface para offshore são progressivamente eliminadas, resultando no repouso das areias de shoreface diretamente sobre lamas de plataforma (coluna 2). O nível relativo do mar rebaixa rapidamente de D para F, formando um corpo de areia de lowstand shoreface (ante-praia de mar baixo), muito fino e de base erosiva (coluna 3). Ocorre uma estabilização em G, permitindo o desenvolvimento de um novo lowstand shoreface. A porção em direção ao continente do corpo de areia de lowstand shoreface repousa abruptamente sobre uma superfície erosiva (coluna 4), mas à medida em que as areias de lowstand shoreface progradam em águas mais profundas, fácies transicionais e de costa afora podem ser formadas e preservadas (coluna 5). Nas colunas 5 e 6, poderá ser observado um contato abrupto ou então um contato rapidamente gradacional, possivelmente marcado por um pavimento de intraclasto, entre lamas de plataforma distal e siltes e areias de shoreface. Os depósitos associados com os níveis relativos do mar de D até G podem ser assinalados a um trato de nível de mar baixo (lowstand systems tract). Na seção B, a deposição de mar baixo é finalizada por uma elevação relativa do nível do mar para a posição H. A linha de costa é deslocada em direção ao continente e as ondas escavam o shoreface transgressivo, formando uma superfície de erosão suavemente ondulada (superfície de ravinamento; ravinement surface). Esta pode ser coberta por um pavimento transgressivo e todas as evidências de exposição subaérea podem ser removidas (colunas 10, 11 e 12). O delgado nível na coluna 3 é completamente removido e a única evidência da passagem da linha de costa é o delgado nível de grânulos separando lamitos de plataforma (abaixo) de lamitos de plataforma (acima) (coluna 9). Tais níveis delgados podem ser muito difíceis de identificar no registro geológico. A continuidade da transgressão acarreta a remoção erosiva da parte superior dos arenitos do shoreface das colunas 2 e 1, resultando nas colunas 7 e 8; as areias mais antigas de shoreface são cobertas por lamitos marinhos transgressivos. Este ciclo completo de progradação e transgressão resulta em um corpo de areia marinho, lenticular, orientado paralelamente à costa, com uma base abrupta ou subitamente gradacional (colunas 10, 11 e 12), isolado na costa afora e completamente incluso em lamitos marinhos de costa afora - um lowstand shoreface mascarado como um clássico "offshore bar".

(Fonte do diagrama e da legenda: Walker & Plint, 1992).

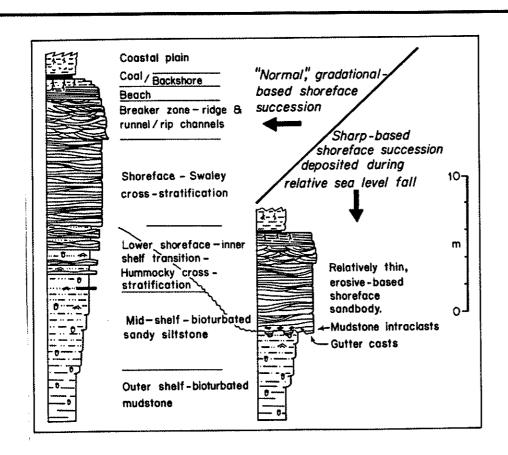


Fig. -30 Sucessões de *shoreface* dominados por ondas. O diagrama da esquerda exibe uma sucessão de base gradacional que representa a passagem de depósitos de plataforma externa e plataforma interna até aqueles de *shoreface* e praia. O diagrama da direita mostra uma sucessão caracterizada por um *shoreface* de base abrupta, depositado durante um período de queda relativa do nível do mar (regressão forçada). Em tais momentos, o espaço de acomodação reduzido elimina a zona transicional de plataforma para *shoreface*, sendo que as areias de *shoreface* repousam abruptamente sobre uma planície de erosão escavada por ondas (Fonte: Legenda e diagramas, Walker & Plint, 1992).

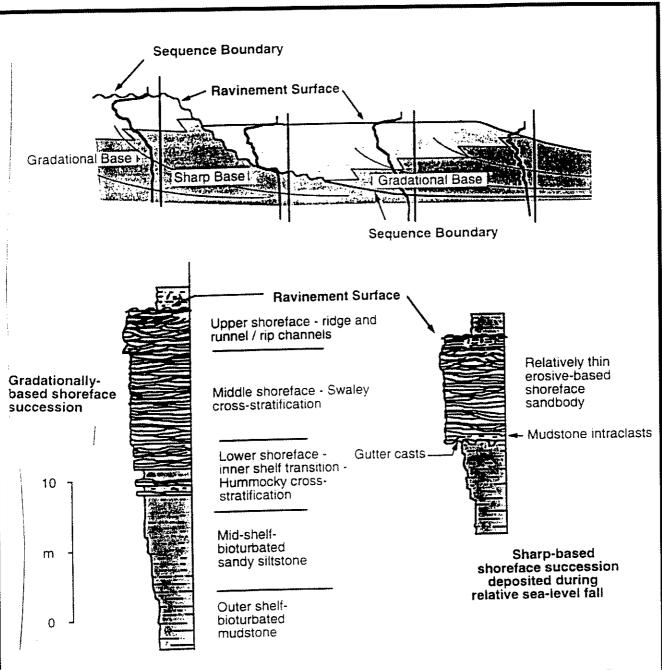


Fig. 31. - A expressão estratigráfica de regressões forçadas. Notar a expressão de contato abrupto nos depósitos de mar baixo em domínios mais proximais, em contraste com a expressão de base gradacional em porções mais distais (Fonte: Posamentier & Allen, 1994).

VII.2.4 - Sequência Deposicional "D" (Seq. D): Eifeliano

O limite inferior desta seqüência é facilmente rastreado em subsuperfície e se associa muito provavelmte à superfícies geradas por regressões forçadas sobre as quais progradaram areias de *shoreface* bacia adentro.

A idade desta sequência (eifeliana) foi estabelecida por Grahn (1997) a partir da seção Tibagi-Telêmaco Borba.

Na base desta seqüência é possível que se tenha o registro do TSMB, a julgar pela assinatura de alguns poços. Em geral, o reconhecimento deste elemento é muito impreciso, face a qualidade das informação. Assim, é importante que se saliente que, na ausência de testemunhos para checar as correlações, a localização das descontinuidades fica bastante prejudicada.

Na seção Tibagi-Telêmaco Borba observa-se que o TST da Seq. D apresenta, em relação ao TST da Seq. C, uma maior incidência de intercalações de arenitos finos com evidências de ação de ondas (normais e de tempestade), provavelmente indicando condições de diminuição de lâmina d'água em comparação com aquele intervalo (TST da Seq. C).

Um afogamento, próximo ao topo da seqüência, marca a localização da SIM-seq.D.

VII.2.4 - Sequência Deposicional "E" (Seq. E): ?Neo-Eifeliano - Neo-Givetiano

A determinação do limite da base desta seqüência é mais difícil, já que as respostas de raios gama são diferentes de poço para poço. Um espesso TST representa o trato principal, senão único. No seu topo temos a SIM-seq. E, formada no Givetiano Superior, próximo ao limite com o Frasniano. Esta SIM representa uma inundação muito importante neste sistema, constituindo-se também na superfície de

inundação máxima da seqüência de 2ª ordem. Não obtivemos bons resultados com análises geoquímicas neste intervalo, em função da freqüente proximidade com corpos magmáticos intrusivos. Em superfície, a seção de folhelhos pretos exposta no Km 424 da BR-376 (Estampa III-D, E e F), datados como neogivetianos a frasnianos por Oliveira (1996, pp. 130-131) pode representar a seção condensada onde se insere a SIM-Seq. D.

Netste cortedo Km 424 da BR-376 são observados vários ciclos assimétricos com engrossamento granulométrico e espessamento estratal para o topo, com espessuras médias de 3 a 4 m (PACs) (Estampa III-D). Tais ciclos iniciam-se por fácies de folhelho preto laminado (Estampa III-E) que é recoberta por arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky*.

A duração relativamente grande desta seqüência, associada a uma certa monotonia no empilhamento estratal, sugere que regressões forçadas não foram significativas neste intervalo. Os picos agudos em meio à curva de folhelho devem representar a resposta elétrica às intercalações de arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, comuns neste intervalo.

A Seq. E registra-se o afogamento máximo da seção devoniana. Nota-se, no TST, um empilhamento agradacional de parasseqüências constituídas por fácies relativamente mais distais em relação às seqüências sotapostas. Este padrão culmina com uma seção condensada facilmente reconhecida pelos elevados teores de radioatividade (p.ex., poços 2-AP-1-PR e 2-RI-1-PR). A origem desta seção condensada, onde se localidade a SIM-SEQ.E, deve se associar à mais importante inundação do sistema Siluro-Devoniano. Esta superfície, facilmente correlacionável quando presente, representa a SIM do ciclo de 2ª ordem.

VII.2.5 - Sequência Deposicional "F" (Seq. F): Frasniano

Esta é a única següência reconhecida que não aflora no bordo leste. Os picos expressivos que se sobrepõem à SIM-seq.E, marcam a base da Seq. F (Ver Fig. 25, poço 2-CS-1-PR). O intervalo que exibe um padrão finnig-upward pouco acima da SIM - Seq. E, limitado à base por uma superfície facilmente reconhecível, deve representar o TST de uma última següência reconhecida em alguns poços analisados. Esta següência é truncada no topo pela discordância erosiva da base da seção permo-carbonifera. Não foi possível reconhecer uma SIM-Seq.F uma vez que encontra-se truncada erosivamente pelos depósitos esta següência permocarboníferos do Grupo Itararé. No poço 2-AP-1-PR a Seq. F é marcada por um empilhamento de conjuntos de parassequências que apresentam uma tendência agradacional a progradacional, indicando condições regressivas de deposição

VII.3 - ARCABOUÇO DE 2ª ORDEM

A questão da delimitação de um arcabouço de 2ª ordem que contemple as seqüências de 3ª ordem aqui analisadas é assunto polêmico, conforme mencionado no item V.2. Optamos pela inserção de toda a seção devoniana (do ? Pridoliano ao Frasniano) dentro de uma mesma seqüência de 2ª ordem. Nesta escala, o pacote arenoso basal (? Pridoliano - Eolochkoviano - Formação Furnas) poderia compor o trato de sistemas de mar baixo (TSMB). O limite abrupto entre o pacote arenopelítico de *shoreface* inferior a costa-afora, que marca a base dos tempestitos da base da Formação Ponta Grossa na borda leste da bacia, formado por um rápido recobrimento, iniciado provavelmente no Neolochoviano, do sistema transicional-costeiro Furnas, é considerado como representante de uma superfície transgressiva (*sensu* Van Wagoner *et al.*, 1990) [correspondendo à uma retração do *shoreface*, no sentido do modelo de retração erosiva do *shoreface* preconizado por Numedal & Swift (1987)]. A superfície de inundação máxima desta seqüência estaria posicionada no intervalo radioativo depositado próximo ao limite Givetiano-Frasniano (coincide com a SIM SEQ. E da Fig. 25). A seção marinho-rasa, dominantemente

pelítica da Formação Ponta Grossa, presente entre a ST e a SIM-GIV/FRA, constituiria o trato de sistema transgressivo. Neste trato de sistemas estariam registrados os depósitos marinho rasos de costa-afora (offshore) e de ante-praia inferior (lower shoreface), depositados, então, no intervalo de tempo situado entre o Neo-Lochkoviano e o limite Givetiano/Frasniano. Acima da referida SIM estaria preservada uma seção progradacional constituída provavelmente por depósitos regressivos de idade frasniana, acumulados no shoreface inferior. Tal intervalo integraria o trato de sistema de mar alto desta seqüência de 2ª ordem.

CAPÍTULO VIII

REPRESENTAÇÃO EM DIAGRAMA ESPAÇO - TEMPO PARA O INTEVALO "FURNAS-PONTA GROSSA" E CONSIDERAÇÕES FINAIS

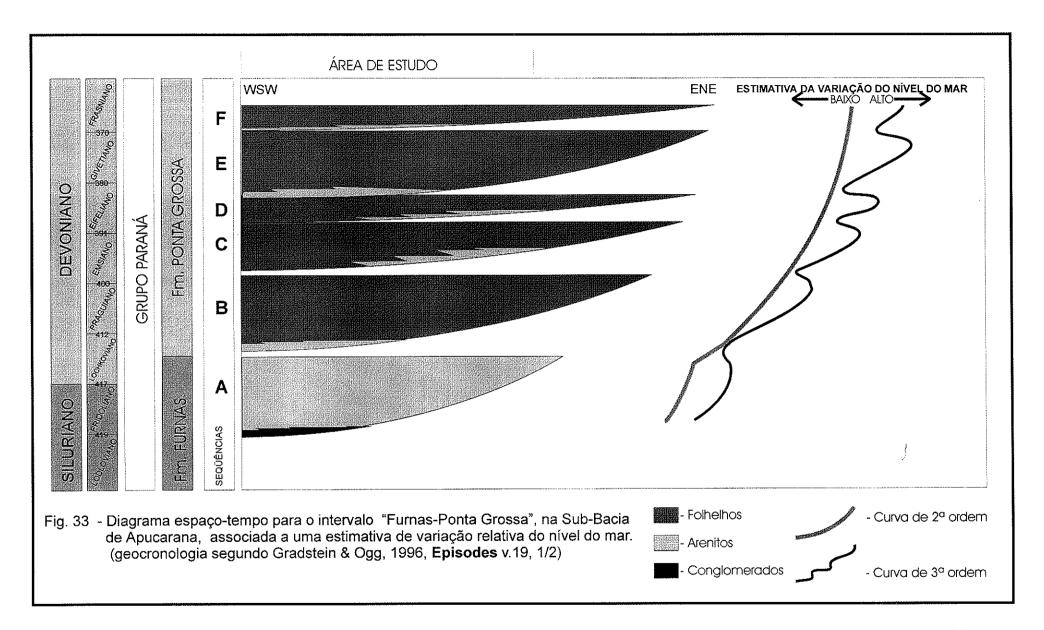
A partir da análise realizada podemos admitir que a Estratigrafia de Seqüência constitui uma ferramenta importante na análise estratigráfica, contribuindo para o entendimento da distribuição espaço-temporal de sucessões estratigráficas, mesmo em bacias paleozóicas do interior cratônico.

Em função das taxas de sedimentação mais baixas e da menor densidade de informações disponíveis, em relação à bacias marginais, além das diferenças de fisiografia, os procedimentos de análise nestes diferentes domínios se diferenciam; o mesmo podendo se dizer dos resultados. Uma resolução bioestratigráfica menos precisa, associada ao grande espaçamento entre poços e a grande escassez de testemunhos, resultam em uma maior dificuldade na caracterização dos limites de seqüência nas bacias paleozóicas.

Neste sentido, a aplicação dos princípios gerais da Estratigrafia de Seqüências à análise estratigráfica pode contribuir no aperfeiçoamento do quadro cronoestratigráfico de uma bacia.

As seis seqüências deposicionais reconhecidas em nossa análise podem ser representadas em um diagrama espaço-tempo (Fig. 33), elaborado a partir da correlação das següências de 3ª ordem (Figs. 26 a 29)

Na seção III (W-E) (Fig. 28) observa-se um espessamento das seqüências em direção a W. A seção I (N-S) (Fig. 26) exibe uma sutil tendência de espessamento para Sul. No entanto, deve ser destacado que a necessidade



de escolha de um datum mais antigo na seção I em relação a seção III dificultou uma visualização mais realística da evolução do intervalo.

Sendo assim, em função desta tendência de espessamento para W e, muito sutilmente, para S, optamos por uma representação de um diagrama ENE - WSW, com porções progressivamente mais distais a WSW.

No diagrama espaço-tempo representamos o "hiato" entre as Seqs. A E B como sendo máximo na faixa de afloramentos do bordo leste, tendo em vista que a seção E-W (Fig. 28) indica um espessamento das seqüências para W e sugere um recobrimento progressivo, de W para E, da base da Seq. B contra a Seq. A (*onlap*). Este aspecto indica que este hiato tende a diminuir para W. Salienta-se que o limite à esquerda no diagrama representa o final da área de estudo, nas proximidades do poço 2-AN-1-PR.

Uma importante discussão diz respeito aos modelos evolutivos para explicar a origem das progradações de arenitos (associados litoestratigraficamente aos arenitos do Membro Tibagi; sensu Lange & Petri, 1967).

O modelo de Assine (1996), recentemente apresentado, propõe que os arenitos Tibagi [englobados na sua Seqüência praguiana-eifeliana, tida por ele como de 3ª ordem e que se estenderia da base do terço superior da Formação Furnas até o topo dos depósitos arenosos neo-eifelianos] representem uma progradação deltaica em contexto de trato de sistemas de mar alto. Segundo o citado autor, os efeitos de tal progradação deltaica seriam registrados por toda a Bacia do Paraná, sendo que nas porções mais distais, barras de costa afora se fariam presentes.

Dois pontos importantes podem ser questionados no referido modelo. O primeiro diz respeito à própria abrangência da seqüência deposional proposta, tida pelo autor como de 3ª ordem e tendo a sua duração estimada entre 10 a 15 Ma. As recentes reavaliações de idade para o Devoniano Inferior, aqui discutidas, apontam para um rebaixamento das idades do topo da Formação Furnas e base da Formação Ponta Grossa. Assim, a *seqüência praguiana-eifeliana* de Assine (1996) teria a sua abrangência aumentada presumivelmente para a base do Lochkoviano. Conseqüentemente, a sua duração sofreria um acréscimo idêntico, ultrapasando, certamente, à 30 Ma de duração. Ciclos de 3ª ordem têm durações abrangidas entre 1-10 Ma (*cf.*, Vail et al., 1977b; Sloss, 1996).

Outro ponto a questionar seria com relação a explicação da origem dos arenitos de *shoreface*, de base abrupta, confinados entre pelitos de plataforma distal. Como arenitos de *shoreface* teriam progradado por distâncias tão grandes, a partir dos depósitos deltaicos até o centro da bacia, em contexto de trato de sistemas de mar alto?

Em função de julgarmos que o modelo de barras de *offshore* em contexto de trato de sistemas de mar alto, como agente principal de deposição dos arenitos Tibagi, não é satisfatório, propomos um modelo alternativo, que deverá ser posto sob teste.

O reconhecimento na seção praguiana - eo-eifeliana de evidências de regressões forçadas, quando conjugado com as correlações de subsuperfície que indicam uma frequência relativamente alta de pacotes de arenitos de *shoreface* com base abrupta, posicionados no centro da bacia em meio a pelitos de plataforma distal, nos impele a postular um modelo diferenciado de fatiamento aloestratigráfico para este intervalo. Alternativamente, propomos para o intervalo de deposição do Membro Tibagi [Neo-Emsiano - Eo-Eifeliano, segundo análise de Grahn (1997)], a caracterização de duas seqüências deposicionais de 3ª ordem, com durações inferiores a 10 Ma (Seqs. C e D), as quais seriam limitadas à sua base por descontinuidades geradas por mecanismos de regressão forçada. O modelo aqui proposto, uma aproximação ao modelo de *lowstand shoreface* de Walker & Plint (1992), permite que possamos sugerir que as intercalações dos arenitos Tibagi constituam corpos de arenitos de *shoreface* que progradaram grandes distâncias bacia adentro em resposta à regressões forçadas.

CAPÍTULO IX

CONCLUSÕES

- 1) A aplicação dos conceitos básicos da Estratigrafia de Seqüências na Análise de Bacias, em domínio de interior cratônico, constitui-se em importante ferramenta, permitindo abordagens aloestratigráficas que contribuem para superação de muitas da limitações importas pela Estratigrafia clássica.
- 2) Seis sequências deposicionais de 3ª ordem, de idades compreendidas entre o limite Ludloviano/Pridolino até o Frasniano, são caracterizadas.
- 3) A seqüência "A" apresenta uma idade compreendida pelo intervalo entre o limite Ludloviano-Pridoliano e o Eo-Lochkoviano. Ela abarca totalmente os depósitos da Formação Furnas, registrando um ciclo transgressivo-regressivo. A sedimentação das porções basal de mediana procedeu em um cenário variando de litorâneo a marinho-raso, com ocasionais registros de depósitos estuarinos. No topo, uma tendência regressiva toma lugar. Depósitos litorâneos e transicionais são depositados.
- 4) O limite Furnas Ponta Grossa marca o limite entre as seqüências "A" e "B". Este limite se formou a partir de uma regressão forçada, seguida de uma rápida elevação do nível do mar, ocorrida próxima ao limite Lochkoviano Praguiano.
- 5) O hiato de 3ª ordem caracterizado entre as Seqs. A e B, é máximo na faixa de afloramentos do bordo leste da bacia, tendendo a desapacecer em direção a Oeste, rumo às porções mais distais da bacia.
- 5) A seqüência "B" apresenta idade variando entre Neolochkoviano-Praguiano a Eo-Emsiano. Abarca depósitos marinho transgressivos, acumulados sob influência de

tempestades. A sequência de inundação máxima desta sequência localiza-se próximo ao limite Praguiano-Emsiano. Baixos teores de Mn e Zn, associados a teores relativamente elevados de COT, revelam condições de anoxia durante a deposição desta seção condensada.

- 6) Parte do suposto hiato do Eo-Emsiano assinalado por Grahn (1997), deve estar relacionado à formação da discordância basal da Seq. B.
- 7) Mecanismos de regressão forçada ocasionam a migração da linha de costa por grandes distâncias bacia adentro entre o Emsiano e o Neo-Eifeliano. Corpos de arenito de ante-praia (shoreface) (pertencentes ao Membro Tibagi) depositam-se sobre superfícies de discordância, segundo o modelo de corpos de ante-praia de mar baixo (lowstand shoreface). As seqüências "C", "D" e "E" são limitadas à base por superfícies de discordâncias relacionadas à processos de regressão forçada.
- 8) A gênese dos "arenitos" Tibagi estaria associada a estes eventos de regressão forçada, que promoveriam o rebaixamento do nível-base e a progradação bacia adentro de depósitos de areia de ante-praia. Após a subida relativa do nível do mar subsequente, estes corpos de areia, posicionados em geral abruptamente sobre pelitos de plataforma, ficariam isolados em meio aos pelitos de costa afora.
- 9) A seqüência "F" registra uma tendência regressiva de idade frasniana ao topo da seção Devoniana.
- 10) As seis seqüências deposicionais de 3ª ordem caracterizadas compõem uma seqüência única de 2ª ordem. Os depósitos litorâneos, marinho-rasos e transicionais da Formação Furnas constituem o trato de sistemas de mar baixo desta seqüência. O limite Furnas Ponta Grossa representa uma superfície transgressiva de 2ª ordem. A superfície de inundação máxima do ciclos de 2ª ordem posiciona-se no limite Givetiano-Frasniano, coincidindo com a superfície de inundação máxima da seqüência "É" de terceira ordem. Os depóstios frasnianos, localizados acima da superfície de inundação máxima, registram o trato de sistemas de mar alto da seqüência de 2ª ordem.

11) Curvas de variação do nível relativo do mar são também sugeridas a partir da análise das seqüências seis seqüências caracterizadas. Ao nível de ciclo de 2ª ordem, os depósitos Siluro-Devonianos investigados depositaram sob influência de uma tendência de elevação relativa do nível do mar desde o limite Ludloviano-Praguiano até o Frasniano. Inicialmente (até o Eo-Lochkoviano) a taxa de subida relativa do nível do mar foi menor. Um aumento na taxa de subida relativa do nível do mar no Neolochkoviano provocou um rápido recobrimento do sistema Furnas, gerando uma superfície transgressiva de 2ª ordem, e propiciando a implantação da plataforma marinho-rasa Ponta Grossa, que perdurou pelo menos até o Frasniano. Em escala de ciclos de 3ª ordem, são registradas, neste mesmo intervalo, cinco quedas relativas do nível do mar [(i) ? Neo-Lochoviano, (ii) Eo-Emsiano; (iii) ?Eo-Eifeliano; (iv) Neo-Eifeliano e (iv) ? Eo-Frasniano], gerando os limites inferiores das seqüências caracterizadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AGER, D.V., 1984, The nature of the stratigraphycal record (2nd edition). New York, Willey, 114 pp.
- ANDRADE, S.M. & CAMARÇO, P.E.N., 1980, Estratigrafia dos sedimentos devonianos no flanco nordeste da Bacia do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Balneário Camboriú, SC, 1980, Anais ... Balneário Camboriú, SBG, v. 5, pp. 2828-2836.
- ANDRADE, S.M. & CAMARÇO, P.E.N., 1982, Seqüências sedimentares précarboníferas dos flancos nordeste da Bacia do Paraná e sudoeste da Bacia do Parnaíba e suas possibilidades uraníferas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Balneário Camboriú, SC, 1980, Anais ... Balneário Camboriú, SBG, v. 5, pp. 2132-2144.
- ALMEIDA, F.F.M., 1980, **Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil**. São Paulo. Consórcio CESP/IPT (Paulipetro), 187 pp. (relatório interno).
- ALVARENGA, C.J.S.; ASSINE, M.L.; PERINOTTO, J.A.J. & LARANJEIRA, N.P.F., 1997, O Siluro-Devoniano do flanco Norte da Bacia do Paraná: regiões de Baliza e Barra do Garças. In: SIMP. SOBRE CRONOESTRATIGR. DA BACIA DO PARANÁ, 3, Barra do Garças, MT. 1997, Bol. Res... Barra do Garças, UERJ/PMBG, pp. 8-9.
- ASSINE, M.L., 1996, Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil. São Paulo. Tese de Doutorado, IG-USP (inédito).
- ASSINE, M.L.; PERINOTTO, J.A.J. & ALVARENGA, C.J.S., 1996; Formação Iapó: registro glacial no limite ordoviciano/siluriano da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. In: SIMPÓSIO SUL AMERICANO DO SILURO-DEVONIANO. ESTRATIGRAFIA

- E PALEONTOLOGIA, 1, Ponta Grossa, PR, 1996, Anais... Ponta Grossa, PMPG/UEPG/UFPR, pp. 289-297.
- ASSINE, M.L. & SOARES, P.C., 1989, Correlação das seqüências mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. **Acta Geologica Leopoldensia, 12**(29): 39-48.
- ASSINE, M.L. & SOARES, P.C., 1993, Glaciação neoordoviciana na Bacia do Paraná. In: SIMP. SOBRE CRONOESTRATIGR. DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro, SP, 1993, Bol. Res... Rio Claro, Unesp, pp. 8-9.
- ASSINE, M.L.; SOARES, P.C. & MILANI, E.J., 1994, Seqüências tectonosedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná, Sul do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 24(2): 77-89.
- BEIR, J.A. & HAYES, J.M., 1989, Geochemical and isotopic evidence for paleoredox conditions during deposition of the Devonian-Mississippian New Albany Shale, southern Indiana. Geological Society of America Bulletin, 101: 774-782.
- BERGAMASCHI, S., 1992, Análise sedimentológica da Formação Furnas na faixa de afloramentos do flanco norte do Arco Estrutural de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil. Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ, 172 p. (inédito).
- BERGAMASCHI, S., 1994, Aspectos faciológicos do Devoniano Inferior da Bacia do Paraná na faixa de afloramentos do flanco norte do Arco Estrutural de Ponta Grossa. In: CONGR. BRAS. GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriu-SC, 1994. Boletim de Resumos Expandidos. ... Balneário Camboriu, SBG, v.1, pp. 88-89.
- BEURLEN, K., 1959, Geologia da Zona de Barra do Garças e Chavantina Estado do Mato Grosso. Rio de Janeiro, **DNPM/DGM, Boletim 193**, 61 pp.
- BIGARELLA, J.J & OLIVEIRA, M.A.M., 1966, Nota preliminar sobre as direções de transporte dos arenitos Furnas e Botucatu na parte setentrional da Bacia do Paraná. Boletim Paranaense de Geografia, 18/20: 246-256.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R., 1967, Some palaeogeographyc features of the Brasilian Devonian. In: BIGARELLA, J.J. (Ed.) Problems in Brazilian Devonian Geology. **Boletim Paranaense de Geografia, 21/22**: 133-151.

- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. & MARQUES FILHO, P.L., 1966, Estruturas e texturas da Formação Furnas e sua significação paleogeográfica. Curitiba, PR. Boletim da Universidade Federal do Paraná, 18: 1-114.
- BOLZON, R.T., ASSINE, M.L. & GUERRA-SOMMER, M., 1994, Ocorrência de *Cooksonia* Lang, 1937 na Formação Furnas, Estado do Paraná. In: REUNIÃO DE PALEOBOTÂNICOS E PALINÓLOGOS, 8, São Paulo, 1994. Resumo das Comunicações ... São Paulo, p. 11.
- BORGHI, L., 1993, Caracterização e análise faciológicas da Formação Furnas em afloramentos do bordo Leste da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ, 227 p. (inédito).
- BORGHI, L., 1996, A Formação Furnas revisitada. In: SIMPÓSIO SUL AMERICANO DO SILURO-DEVONIANO. ESTRATIGRAFIA E PALEONTOLOGIA, 1, Ponta Grossa, PR, 1996, Anais... Ponta Grossa, PMPG/UEPG/UFPR, 1: 13-28.
- BORGHI, L.. & MOREIRA, M.I.C., 1996a, A ocorrência inédita do sistema Ordoviciano na Bacia do Paraná, em afloramentos de seu bordo noroeste. In: CONGR. BRAS. GEOLOGIA., 39, Salvador BA, 1996, Anais ... Salvador, SBG, vol. pp.
- BORGHI, L.. & MOREIRA, M.I.C., 1996b, Aspectos petrológicos das formações Iapó e Vila Maria (Bacía do Paraná). In: CONGR. BRAS. GEOLOGIA., 39, Salvador BA, 1996, Anais ... Salvador, SBG, vol. pp.
- BRETT, C.E. & BAIRD, G.C., 1996, Middle Devonian sedimentary cycles and sequences in the northern Appalachian Basin. In: Wtzke, B.J.; Ludvigson, G.A. & Day, J. (Eds.) Paleozoic sequence stratigraphy: views from the North American craton. The Geological Society of America, Special Paper 306: 213-241.
- BRITO, I.M., 1981, Estratigrafia da Bacia do Paraná. I Generalidades e o Grupo Campos Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 53: 555-568.
- BURJACK, M.I.A. & POPP, M.T.B., 1981, A ocorrência do icnogênero Arthrophycus no Paleozóico da Bacia do Paraná. **Pesquisas, Porto Alegre, 14**: 163-168.

- CAPLAN, M.L. & BUSTIN, R.M., 1996, Factors governing organic matter accumulation and preservation in a marine petroleum source rock from the Upper Devonian to Lower Carboniferous Exshaw Formation, Alberta. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 44(3): 474-494.
- CAPUTO, M.V. & CROWELL, J.C, 1985, Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. Geological Society of America Bulletin, 96: 1020-1036.
- CASTER, K.E., 1954, A new carpoid echinoderm from Paraná Devonian. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 26 (1): 123-147.
- CATUNEANU, O.; WILLIS, A.J. & MIALL, A.D., 1998, Temporal significance of sequence boundaries. **Sedimentary Geology, 121**: 157-178.
- Bacia do Paraná e sua ocorrência na América do Sul (Ordoviciano Devoniano).

 São Paulo. Dissertação de Mestrado. IG-USP (inédito).
 - CHANG, K.H., 1975, Concepts and terms of unconformity-bounded units of distinct category. **Geological Society of America Bulletin, 86**: 1544-1552.
 - CLARKE, J.M.,1913, Fósseis devonianos do Brasil. Rio de Janeiro. Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. Monografia I, 353 pp.
- *COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C.; BOGGIANI, P.C. & GESICKI, A.L.D., 1995, Ambientes de sedimentação da Formação Ponta Grossa no Estado de Mato Grosso do Sul. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67(4): 518-519(R).
 - CORDANI, G., NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R. & THOMAZ FILHO, A., 1984, Estudo preliminar da integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro. PETROBRÁS, 70 p. (Série Ciências Técnica Petróleo).
 - CUDZIL, M.R. & DRIESE, S.G., 1987, Fluvial, tidal and storm sedimentation in the Chilhowee Group (Lower Cambrian), northeastern Tennessee, USA. Sedimentology, 34: 861-883.

- DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. & SILVA, L.C., 1967, Devonian palynology and biostratigraphy of Paraná Basin. **Boletim Paranaense de Geociências, 21/12**: 99-132.
- DALRYMPLE, R.W., Tidal deposicional systems. (Ed.) Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada, Cap. 11, pp. 195-218.
- DELLA FÁVERA, J.C., 1990, **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. Porto Alegre. Tese de Doutorado, IG-UFRGS (inédito).
- DELLA FÁVERA, J. C., 1995a, **Fundamentos da Estratigrafia Moderna notas de aula**. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia. 2ª edição, Rio de Janeiro, inédito, 165 pp.
 - DELLA FÁVERA, J. C., 1995b, Estratigrafia de Seqüências para bacias em rampa. Rio de Janeiro. Tese de Professor Titular, UERJ (inédito).
 - DELLA FÁVERA, J. C.; CHAVES, H.A.F.; PEREIRA, E.; CÂMARA F°, L.M. & MEDEIROS, M.M.M., 1992, Geologia da área de Candiota, Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul.. Rio de Janeiro. LABCG/UERJ Relatório Final do 1º Curso de Análise de Bacias (inédito).
 - DELLA FÁVERA, J. C.; CHAVES, H.A.F.; PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S.; REIS, C.C.; LIMA F°, M.F. & PEREIRA, S.D., 1993, Geologia da área de Figueira-Sapopema, Bacia do Paraná, Estado do Paraná. Rio de Janeiro. LABCG/UERJ Relatório Final do 2º Curso de Análise de Bacias (inédito).
 - DERBY, O., 1878, A geologia da região diamantífera da província do Paraná no Brasil. Archivos do Museu Nacional do Rio de Janeiro, 3: 89-98.
 - DINIZ, M.N., 1985, Interpretação ambiental da Formação Ponta Grossa na parte central da Bacia do Paraná um estudo de subsuperfície. São Paulo. Dissertação de Mestrado, IG-USP, 148 p. (inédito).
 - DINO, R.; BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E.; MELO, J.H.G.; LOBOZIAK, S. & STEEMANS, P., 1995, Biochronostratigraphic investigations of the Pragian and Emsian stages on the southeastern border of the Paraná Basin. *In*: SIMPÓSIO

- SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2, Porto Alegre RS, 1995, Boletim de resumos expandidos... UFRGS, pp. 19-25.
- DINO, R. & RODRIGUES, M.A.C., 1995, Palinomorfos eodevonianos da Formação Furnas Bacia do Paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67**(1): 107-116.
- DINO, R., 1999, Palynostratigraphy of the Silurian and Devonian sequence of the Paraná Basin, Brazil. In: Rodrigues, M.A.C. & Pereira, E., Ordovocian-Devonian palynostratigraphy in Western Gondwana: update, problems and perspectives. Rio de Janeiro. UERJ, Faculdade de Geologia, Cap. 2, pp. 27-61.
- DOTT, JR, R.H., 1983, 1982 SEPM Presidential Address: Episodic sedimentation How normal is average? How rare is rare? Does it matter? **Journal of Sedimentary Petrology, 53** (1): 5-23.
 - EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Eds.), 1982, Cyclic and event stratification.

 Berlin. Springer-Verlag, 536 p.
 - EYLES, N.,1993, Earth's glacial record and its tectonics setting. Earth-Science Reviews, 35: 1-248.
 - FARIA, A., 1982, Formação Vila Maria nova unidade litoestratigráfica siluriana da Bacia do Paraná. Ciências da Terra, 3: 12-15.
 - FARIA, A. & REIS NETO, J.M., 1978, Nova unidade litoestratigráfica pré-Furnas no sudoeste de Goiás. *In*: CONGR. BRAS. GEOLOGIA., 30, Recife, PE, 1978, Bol. Resumos ... Recife, SBG, pp. 136-137.
 - FARIA, M.M.; PEREIRA, E. & DE CESERO, P., 1994, Possíveis evidências de uma mobilidade tectônica pré-Furnas na região do arco de Ponta Grossa, Bacia do Paraná. *In*: CONGR. BRAS. GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriu-SC, 1994. Boletim de Resumos Expandidos. ... Balneário Camboriu, SBG, v.1, pp. 100-101.
 - FERNANDES, A.C.S, 1996,. Icnofósseis do Ordoviciano, Siluriano e Devoniano da Bacia do Paraná. Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, IG-UFRJ (inédito).

- FERNANDES, A.C.S, 1996, Conteúdo icnológico das Formações do Ordoviciano-Devoniano da Bacia do Paraná, Brazil. **Boletim do Museu Nacional, N.S., Geologia, Rio de Janeiro, 46**: 1-12.
- FOUREZ, G., 1995, A construção das ciências. Introdução à filosofia e à ética das ciências. São Paulo. Editora Unesp, 319 pp.
- FÚLFARO, V.J. & LANDIM, P.M.B., 1976, Stratigraphic sequences of the intracratonic Paraná Basin. **Newsletter Stratigraphy**, Berlim, v.4, n. 3, pp. 150-168.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; & VIANNA, R.B., 1982, Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 12 (4): 233-256.
- GALLOWAY, W.E., 1989, Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architeture and genesis of flooding-surrface bounded depositional units.

 American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 73: 125-143.
- GAMA JR., E.G., Concepções estratigráficas em análises de bacias: A) a Estratigrafia tradicional. **Geociências**, **8**: 1-10.
- GERRIENE, P.; BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E.; RODRIGUES, M.A.C. & STEEMANS, P., 1998, Une association vegetable du Devonien Inferieur du Bassin du Parana (Bresil). Resultats preliminares. *In*: COLLOQUE DE L'ORGANISATION FRANCAISE DE PALÉOBOTANIQUE, 9m, Liège, Bélgica, Setembro de 1998, *Résumés* ... Liège, OFP, pp. 10-11.
- GERRIENE, P.; BERGAMASCHI, S.; PEREIRA, E.; RODRIGUES, M.A.C. & STEEMANS, P., em prep., Early land plants from Southern Gondwana and the first worldwide radation of embriyophytes.
- GONZAGA, G.M., 1994, Glaciação neoordoviciana (Iapó/Vila Maria): uma das prováveis fontes de diamantes na Bacia do Paraná. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 4, Brasília, DF, 1994, Anais ... Brasília, SBG-DF/CO, pp. 47-48.

- GOODWIN, P.W. & ANDERSON, E.J., 1985, Puntuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. **The Journal of Geology, 93**(5): 515-533.
- GRAHN, Y., 1992, Revision of Silurian and Devonian strata of Brazil. Palynology, **16**: 35-61.
- GRAHN, Y., 1993, Chitinozoan biostratigraphy of the Paraná Basin. *In*: SIMP. SOBRE CRONOESTR. DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro, SP, 1993, *Bol. Res.* ... Rio Claro, Unesp, p. 10-12.
 - GRAHN, Y., 1997, Chitinozoan Bioestratigraphy in the Devonian outcrop belt of the east part of the Paraná Basin, Brazil. Rio de Janeiro. Relatório Interno, Faculdade de Geologia da UERJ (inédito).
 - GRAHN, Y., 1998, Devonian chitinozoan bioestratigraphy in the North and Northwest part of the Paraná Basin, Brazil. Rio de Janeiro. Relatório Interno, Faculdade de Geologia da UERJ (inédito).
- GRAHN, Y., 1999, Recent progress in Silurian and Devonian bioestratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay. In: Rodrigues, M.A.C. & Pereira, E., Ordovocian-Devonian palynostratigraphy in Western Gondwana: update, problems and perspectives. Rio de Janeiro. UERJ, Faculdade de Geologia, Cap. 6, pp. 147-164.
 - GRAHN, Y. & CAPUTO, M.V., 1992, Early Silurian glatiations in Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 99: 9-15.
 - GRAHN, Y.; PEREIRA, E. & BERGAMASCHI, S., no prelo, Silurian and Lower Devonian chitinozoan Biostratigraphy of the Paraná Basin in Brazil and Paraguay. Palinology.
 - GRAY, J.; COLBATH, G.K., FARIA, A., BOUCOT, A.J. & ROHR, D.M., 1985, Silurian-age fossils from Paleozoic Paraná Basin, Southern Brazil. **Geology, 13**: 521 525.
 - HAQ, B., 1993, Deep-sea response to eustatic change and significance of gas hydrates for continental margin stratigraphy. *In:* POSAMENTIER, H.W.;

- SUMMERHAYES, C.P.; Haq, B.U. & Allen, G.P. (Eds.) Sequence stratigraphy and facies associations. **International Association of Sedimentology Special Publication 18**: 93-106.
- HAQ, B.; HARDENBOL, J. & VAIL, P.R., 1987, Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. **Science**, **235**: 1156-1166.
- HARRINGTON, H.J., 1972, Silurian of Paraguay. *In:* BERRY, E.B.N. & BOUCOT, A.J. (eds) Correlation of the South American Silurian rocks. **Geological Society of America Special Paper 133**: 51-50.
- HOLZ, M., 1998, Um breve histórico de conceitos fundamentais da Estratigrafia Moderna: seqüências deposicionais e seus fatores controladores. **Pesquisas**, **25** (1): 3-26.
 - HSÜ, K.J., 1983, Actualistic catastrophism Address of the retiring President of the International Association of Sedimentologists. **Sedimentology, 30**: 3-9.
 - JERVEY, M.T., 1988, Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. *In:* WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Eds.) Sea-level change an integrated approach. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42:** 47-69.
 - JOHNSON, H.D. & BALDWIN, C.T., 1986, Shallow siliciclastic seas. *In:* READING, H.D. (Ed.) **Sedimentary environments and facies**. London. Blackwell Scient. Publ., pp. 229-282.
- KAEFFER, L. & CUNHA, H.C.S., 1974, Geologia da folha de Castro (parcial). *In:* CONGR. BRAS. GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, RS, 1974. Anais ... Porto Alegre, SBG, v. 4, pp. 189-206.
 - LANGE, F.W., 1967, Biostratigraphic subdivision and correlation of the Devonian in the Paraná Basin. **Boletim Paranaense de Geociências, 21/22:** 63-98.
 - LANGE, F.W. & PETRI, S., 1967, The Devonian of the Paraná Basin. Boletim Paranaense de Geociências, 21/22: 5-55.

- LAVINA, E.L., 1991, Geologia Sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná. Porto Alegre. Tese de Doutorado, IG-UFRGS (inédito).
- LECKIE, D.A. & WALKER, R.G., 1982, Storm- and tide-dominated shorelines in Late Cretaceous Moosebar-Lower Gates interval -outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 66: 138-157.
- LEIGHTON, M.W. & KOLATA, D.R., 1990, Selected interior cratonic basins and their place in the scheme of global tectonics a synthesis. *In*: LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.R; OLTZ, D.F. & EIDEL, J.J. (Eds.) Interior cratonic basins, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 51: 729-797.
- LINDSEY, J.F.; KENNARD, J.M. & SOUTHGATE, P.N., 1993, Application of sequence stratigraphy in na intracratonic setting, Amadeus Basin, Central Australia. *In:* POSAMENTIER, H.W.; SUMMERHAYES, C.P.; HAQ, B.U. & ALLEN, G.P. (Eds.) Sequence stratigraphy and facies associations. *International Association of Sedimentology Special Publication* 18: 605-632.
 - LOBOZIAK, S.; MELO, J.H.G.; STEEMANS, P.; & BARRILARI, I.M.R., 1995, Miospore evidence for pre-Emsian and latest Famenian sedimentation in the Devonian of the Paraná Basin, South Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67**(3): 391-392.
 - LOBOZIAK, S.; STREEL, M. & BURJACK, M.I., 1988, Miospores du Dévonien moyen et supérieur du Bassin du Paraná, Brésil: systématique et stratigraphie. Bulletin Sicences Géologiques, 41: 351-377.
 - LOUTI, T.S.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. & BAUM, G.R., 1988, Condensed section: the key to age-dating and correlation of continental margin sequences. *In:* WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Eds.) Sea-level change an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42. 183-213.

- MAACK, R., 1947, Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia, 12**: 63-154.
- MACNAUGHTON, R.B.; DALRUMPLE, R.W. & NARBONE, G.M., 1997, Early Cambrian braid-delta deposits, Mackensie Mountains, north-western Canada. Sedimentology, 44: 587-609.
- MAINO, U.M., 1965, **Relatório geológico final, poço 2-AG-1-MT.** Ponta Grossa. PETROBRÁS/DESUL (relatório interno).
- MCPHERSON, J.G.; SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J., 1987, Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. **Geological Society of America Bulletin, 99**: 331-340.
- MELO, J.H.G., 1985, A província Malvinocáfrica no Devoniano do Brasil estado atual de conhecimentos. Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. IG-UFRJ, v. 1 (inédito).
- MELO, J.H.G., 1988, The Malvinokaffric realm in the Devonian of Brazil. *In*: MCMILLAN, N.; EMBRY, A.F. & GLASS, O.J. (Eds.) Devonian of the world. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 14: 669-703.
- MELO, J.H.G., 1993, A paleontologia do Siluriano da Bacia do Paraná: Estado da Arte. *In:* SIMP. SOBRE CRONOESTRATIGR. DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro, SP, Bol. Res. ... Rio Claro, Unesp, pp. 6-7
- MIALL, A.D., 1985, Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth-Science Reviews, 22**: 261-308.
- MIALL, A. D., 1990, **Principles of sedimentary basin analysis.** 2nd Ed. New York. Springer-Verlg, 668 pp.
- MIALL, A. D., 1997, **Geology of stratigraphic sequences.** New YorK. Springer-Verlg, 433 pp.
- MILANI, E.J., 1993, A seqüência Ordoviciano-Siluriana da Bacia do Paraná. *In:* SIMP. SOBRE CRONOESTRATIGR. DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro, SP, Bol. Res. ... Rio Claro, Unesp, pp.1-5.

- MILANI, E.J., 1997, Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sulocidental. Porto Alegre. Tese de Doutorado, IG-UFRGS, 2 vol. (inédito).
- MILANI, E.J.; ASSINE, M.L.; SOARES, P.C. & DAEMON, R.F., 1996, A seqüência ordovício-siluriana da Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS, 8** (2/4): 257-273.
- MITCHUM, R.M.JR., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. *In:* PAYTON, C.E. (Ed.) Seismic Stratigraphy applications of hydrocarbon exploration. **American Association of Petroleum Geologists Memoir 26**: 205-212.
- MOREIRA, M.I.C.; BORGHI., L. & FERNANDES, A.C.S., 1998, A primeira ocorrência de *Arthrophycus* Hall, 1852 na Formação Furnas (Bacia do Paraná).

 Anais da Academia Brasileira de Ciências, 70(1): 151(R).
- MUSSA, D.; BORGHI, L., BERGAMASCHI, S.; SCHUBERT, G.; PEREIRA, M.A.C. & RODRIGUES, M.A.C., 1996, Análise preliminar da tafoflora da Formação Furnas, Bacia do Paraná, Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 68: 65-89.
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A. & MUHLMANN, H., 1969, Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da PETROBRÁS, 12**: 291-346.
- NUMMEDAL, D. & SWIFT, D.J.P., 1987, Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. *In:* NUMMEDAL, D.; PILKEY, O.H. & HOWARD, J.D. (Eds.) Sea level flotation and coastal evolution. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42**: 241-260.
- OLIVEIRA, E.P., 1912, Terreno Devoniano do Sul do Brasil. Annaes da Escola de Minas de Ouro Preto, 14: 13-41.

- OLIVEIRA, S.F.,1991, Acritarcas e Prasinófitas da Formação Ponta Grossa (Devoniano) no flanco noroeste da Bacia do Paraná. São Paulo. Dissertação de Mestrado, IG-USP (inédito).
- OLIVEIRA, S.F., 1997, Palinologia da seqüência devoniana da Bacia do Paraná no Brasil, Paraguai e Uruguai: implicações bioestratigráficas, paleoambientais e paleogeográficas. São Paulo. Tese de Doutorado, IG-USP (inédito).
 - OLIVEIRA, S.F., ANTONIOLI, L. & DINO, R., 1995, Análise palinológica de sedimentos da Formação Ponta Grossa, aflorantes no flanco NW da Bacia do Paraná *In*: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2, Porto Alegre RS, 1995, Boletim de resumos expandidos... UFRGS, pp. 1-9.
 - PEMBERTON, S.G.; MACEACHERN, J. A. & FREY, R., 1992, Trace fossils facies models: environmental and allostratigraphic significance. *In*: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Ed.) Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada, Cap.4, pp. 47-72.
 - PEREIRA, E., 1992, Análise estratigráfica do Paleozóico médio da Sub-Bacia de Alto Garças, no sudoeste de Goiás, Bacia do Paraná, Brasil. Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ, 172 pp. (inédito).
 - PEREIRA, E. & BERGAMASCHI, S., 1989, Estudo faciológico dos sedimentos da Formação Furnas nas regiões de Ponta Grossa (PR), Castro (PR) e Tibagi (PR) Bacia do Paraná. *In*: SIMP. GEOL. SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, RJ, 1989. Bol. Resumos ... Rio de Janeiro, SBG, p. 1-2.
 - PEREIRA, E. & BERGAMASCHI, S., 1996, Estudo da evolução tectono-sedimentar das seqüências ordoviciana, siluriana e devoniana nas sub-bacias de Apucarana e de Alto Garças, Bacia do Paraná, Gondwana Ocidental. *In:* SIMPÓSIO SUL AMERICANO DO SILURO-DEVONIANO. ESTRATIGRAFIA E PALEONTOLOGIA, 1, Ponta Grossa, PR, 1996, Anais.. Ponta Grossa, PMPG/UEPG/UFPR, pp. 289-297.

- PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S.; RODRIGUES, M.A., 1998, Sedimentary evolution of the Ordovician, Silurian and Devonian sequences of Paraná Basin in Brazil. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil I, 1997 (3-6): 779-792, Stuttgart, Alemanha.
- PERINOTTO, J.A.J., 1992, Análise estratigráfica da Formação Palermo (P) na Bacia do Paraná, Brasil. Rio Claro. Tese de Doutorado, 2 v, IG-Unesp (inédito).
- PETRI, S. 1948, Contribuição ao estudo do Devoniano paranaense. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, (129): 1-125.
- PETRI, S. & FÚFARO, V.J., 1983, **Geologia do Brasil (Fanerozóico)**. São Paulo, T. A Queiroz./EDUSP.
- POSAMENTIER, H. W. & ALLEN, G. P., 1994, Siliciclastic Sequence Stratigraphy.

 Concepts and Applications. American Association of Petroleum Geologists

 Short Course, 89 pp.
- POSAMENTIER, H.W. & JAMES, D.P., 1993, Sequence stratigraphy uses and abuses. *In:* POSAMENTIER, H.W.; SUMMERHAYES, C.P.; HAQ, B.U. & ALLEN, G.P. (Eds.) Sequence stratigraphy and facies associations. International Association of Sedimentology Special Publication 18: 3-18.
 - POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T. & VAIL, P.R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition I conceptual framework. *In:* WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Eds.) Sea-level change an integrated approach. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology, 42**, pp.110-124.
 - RAMOS, A.N., 1970, Aspectos páleo-estruturais da Bacia do Paraná e sua influência na sedimentação. **Boletim Técnico da PETROBRÁS, 13:** 85-93.
 - RODRIGUES, M.A.C.; PEREIRA, E. & BERGAMASCHI, S., 1987, A ocorrência de Psilophytales na Formação Furnas, no Bordo leste da Bacia do Paraná. . In: REUNIÃO DE PALEOBOTÂNICOS E PALINÓLOGOS, 6, São Paulo, 1987. Resumo das Comunicações ... São Paulo, p.54-57.

- RODRIGUES, M.A.C.; PEREIRA, E. & BERGAMASCHI, S., 1988, Análise faciológica da seqüência superior da Formação Furnas: identificação de depósitos deltaicos e de ilhas-de-barreira nas regiões de Ponta Grossa e Tibagi, PR. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 60 : 497R.
- RODRIGUES, M.A.; PEREIRA, E.; BERGAMASCHI, S. & LARANJEIRA, N.P.F., 1995, Aspectos estratigráficos do intervalo Neo-Ordoviciano Mesodevoniano do bordo nordeste da Bacia do Paraná (Sub-Bacia do Alto Garças *In:* SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2, Porto Alegre RS, 1995, Boletim de resumos expandidos... UFRGS, pp. 13-18.
- RODRIGUES, R. & BERGAMASCHI, S., 1997, Caracterização geoquímica da primeira superfície de inundação máxima do Devoniano Inferior da Bacia do Paraná e sua utilização como marco cronoestratigráfico. *In*: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 3, Barra do Garças, MT, 1997, Boletim de resumos ... Barra do Garças, UERJ/PMBG, p. 9.
 - SANFORD, R.M. & LANGE, F.W., 1960, Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, South Brazil. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 44: 1316-1370.
 - SCHUBERT, G., 1994, Estratigrafia e sistemas deposicionais do Devoniano da Bacia do Paraná na borda NW, região da Chapada dos Guimarães MT. *In:* CONGR. BRAS. GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. Anais ... Balneário Camboriú, SBG, v. 1, pp. 92-94.
 - SCOTESE, C.R. & MCKERROW, W.S.,1990, Revised world maps and introduction. In: SCOTESE, C.R. & MCKERROW, W.S. (Eds.) Palaeozoic palaeogeography and biogeography. **Geological Society Memoir, 12**: 1-12.
- SEILACHER, 1982; General remarks about event deposits. *In:* EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Eds) Cyclic and event stratification. New York, Springer-Verlag, pp. 161-174.
 - SETHI, P.S. & LEITHOLD, E.L., 1997, Recurrent depletion of benthic oxygen with 4th-order transgressive maxima in the Cretaceous Western Interior Seaway. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 128 (1997): 39-61.

- SLOSS, L.L., 1963, Sequences in the cratonic interior of North America. **Geological Society of America Bulletin, 74:** 93-114.
- SLOSS, L.L., 1996, Sequence stratigraphy on the craton: caveat emptor. *In:* WITZKE, B.J.: LUDVIGSON, G.A. & DAY, J. (Eds.) Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton. **Geological Society of America Special Paper 306:** .425-424.
- SOARES, P.C., 1991, Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná controles. Curitiba. Tese de Professor Titular, UFPR,. 131 pp. (inédito).
- TRIBOVILLARD, N.-P.; DESPRAIRIES, A.; LALLIER-VERGÈS, E.; BERTRAND, P.; MOUREAU, N.; RAMDANI, A. & RAMANAMPISOA, L., 1994, Geochemical study of organic-matter rich cycles from the Kimmeridge Clay Formation of Yorkshire (UK): productivity versus anoxia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 108 (1994): 165-181.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M., JR. & THOMPSON, S. III, 1977a, Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. *In:* PAYTON, C.E. (Ed.) Seismic Stratigraphy applications of hydrocarbon exploration. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26: 63-81.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M., JR. & THOMPSON, S. III, 1977b, Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: global cycles of relative changes of sea level. *In:* PAYTON, C.E. (Ed.) Seismic Stratigraphy applications of hydrocarbon exploration. **American Association of Petroleum Geologists Memoir 26**: 83-97.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D., 1990, Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series, 7, 55 p
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.JR.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J., 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and Key definitions. *In*: WILGUS, C.K.;

- HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Eds.) Sea-level change an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42: 39-45.
- WALKER, R.G., 1992, Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *In:* WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Ed.) Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada, Cap. 1, pp. 1-14.
- WALKER, R.G. & PLINT, G., 1992, Wave- and storm-dominated shallow marine systems. *In*: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Ed.) **Facies models: response to sea level change**. Geological Association of Canada, Cap. 12, pp. 219-238.
 - ZALÁN, P.V., 1989, Evolução estratigráfica da Bacia do Paraná. *In:* SIMP. EOL. SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, RJ, 1989. Bol.Res...Rio de Janeiro, SBG, p.206-7.
 - ZALÁN, P.V., 1991, Influence of Pre-Andean orogenies on the Paleozoic intracratonic basins of South America. Bogotá: IV SIMPÓSIO BOLIVARIANO: Exploracíon petrolera en las cuencas subandinas, *Memórias...*, V. 1, trab. 7.
 - ZALÁN; P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI. C.J.; NETTO, E.V.S.; CERQUEIRA, J.R. & MARQUES, A., 1990, The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.R.; OLTZ, D.F. & EIDEL, J.J. (eds.) Interior cratonic basins, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 51: 681-708.
 - ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.; VIEIRA, I.S.; ASTOLFI, I.S.; APPI, V.T. & ZANOTTO, O.A., 1987, A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, 17(3): 242-252.
 - WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C., 1988, Sea-level change an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42: 407 pp.
 - WITZKE, B.J.: LUDVIGSON, G.A. & DAY, J., 1996, Introduction: Paleozoic applications of sequence stratigraphy. *In:* WITZKE, B.J.: LUDVIGSON, G.A. & DAY, J. (Eds.) Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton. Geological Society of America Special Paper 306: 2-6.