

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**ANÁLISE ESTRATIGRÁFICA DOS SEDIMENTOS
EO/MESODEVONIANOS DA PORÇÃO OCIDENTAL DA
BACIA DO AMAZONAS SOB A ÓTICA DA
ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS
NO INTERIOR CRATÔNICO**

PAULO ROBERTO DA CRUZ CUNHA

Orientador: Dr. Nilo Chagas de Azambuja Filho

**Comissão Examinadora: Dr. Almério Barros França
Dr. Jorge Carlos Della Fávera
Dra. Valesca Brasil Lemos**

**Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para obtenção
do título de Mestre em Geociências.**

2000

Cunha, Paulo Roberto da Cruz

Análise estratigráfica dos sedimentos eo/mesodevonianos da porção ocidental da Bacia do Amazonas sob a ótica da estratigrafia de seqüências no interior cratônico. / Paulo Roberto da Cruz Cunha - Porto Alegre: UFRGS, 2000.

[263 f.] il.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2000.

1. Estratigrafia. 2. Estratigrafia de Sequências. 3. Eo-mesodevoniano da Bacia do Amazonas. 4. Análise faciológica e paleo-ambiental. 5. Cicloestratigrafia. I. Título.

ÍNDICE

Relação de figuras	v
Relação de anexos	viii
Agradecimentos	ix
“ <i>In memorian</i> ”	xi
Pensamentos	xii
Dedicatória	xiii
“Abstract”	xiv
Resumo	xvi

Capítulo 1 - Introdução

1.1 - Considerações iniciais	1
1.2 - Objetivos	2
1.3 - Localização da área	2
1.4 - Metodologia utilizada	
1.4.1 - Etapas do trabalho	3
1.4.2 - Descrição de testemunhos, amostras de calha e afloramentos	4
1.4.3 - Perfis elétrico-radioativos; uso do “gamma-ray” como ferramenta estratigráfica	6
1.4.4 - Terminologia; definições de tratos de sistemas deposicionais; seções estratigráficas/correlações	6
1.4.5 - Bioestratigrafia: zonas palinológicas <i>versus</i> conodontes .	8
1.4.6 - Cicloestratigrafia: química, orbital e climática	9
1.5 – Resumo dos assuntos abordados nos capítulos	9

Capítulo 2 - A Bacia do Amazonas

2.1 - Generalidades	11
2.2 - Arcabouço Estrutural	14
2.3 - Arcabouço Estratigráfico	16
2.4 - Evolução Tectono-sedimentar	20
2.4.1 - Estágio deposicional Neo-Ordov./ Eodevoniano	23
2.4.2 - Estágio tectônico Eodevoniano	23
2.4.3 - Estágio deposicional Neodevon./ Eocarbonífero	24
2.4.4 - Estágio tectônico Eocarbonífero	25
2.4.5 - Estágio deposicional Neocarb./ Neopermiano	26
2.4.6 - Estágio tectônico Neoperm./ Eotriássico	28
2.4.7 - Estágio magmático e tectôn. Neotriás./Eojurássico	28
2.4.8 - Estágio tectônico Eocretáceo	28
2.4.9 - Estágio deposic. e tectôn. Neocretáceo/Terciário	29

Capítulo 3 - Estratigrafia de Seqüências no interior dos Crátoms

3.1 - Histórico	30
3.2 - Fatores controladores das seqüências	
3.2.1 - Tectonismo	32
3.2.2 - Eustasia	33
3.2.3 - Aporte sedimentar / sedimentação	36
3.2.4 - Clima	37
3.3 - Cuidados na aplicação da Estratigrafia de Seqüências nos Crátoms	
3.3.1 - Corrente favorável	39
3.3.2 - Corrente contrária	43
3.3.2.1 – Hipsometria e batimetria dos crátoms	44
3.3.2.2 - Taxas de acomodação e graus de preservação no cráton	49
3.3.2.3 – Tectonismo vertical das plataformas cratônicas e bacias	50
3.4 - Conclusões	52

Capítulo 4 - Tectônica no Devoniano

4.1 - Generalidades	53
4.2 - Geografia do Mundo Devoniano	59
4.3 - Cenário Tectônico no Gondwana	61
4.3.1 - América do Sul	61
4.3.2 - África do Sul	63
4.3.3 - Norte da África	63
4.4 - Aparente Trajetória Polar devoniana / reconstr. paleoclimática ...	66
4.5 - Aparente Trajetória Polar devoniana / reconstr. paleomagnética	70
4.6 - Conclusões	77

Capítulo 5 - Clima no Devoniano

5.1 - Generalidades	79
5.2 - Princípios climáticos	80
5.3 - Indicadores paleoclimáticos líticos	83
5.4 - Estimativa da posição do Pólo Sul geográfico pela distribuição das litologias sensitivo-climáticas	85
5.5 - Indicadores paleoclimáticos magnéticos	88
5.6 - Reconstrução do Mundo Devoniano Gondwânico de acordo com as inferências paleoclimáticas	89
5.6.1 - Continentes Gondwânicos	90
5.6.2 - Subdivisões biogeográficas	91
5.7 - Indicadores climáticos paleobiogeográficos	
5.7.1 - Gastrópodes	92
5.7.2 - Esporos	94
5.7.3 - Acritarcos	97
5.7.4 - Braquiópodes	98
5.8 - Paleogeografia e Paleobiogeografia do Devoniano	99
5.8.1 - Gondwana	100
5.9 - Modos climáticos no Devoniano	101

5.10 - Panorama generalizado do Devoniano das bacias sedimentares brasileiras	103
5.10.1 - Bacia do Paraná	105
5.10.2 - Bacia do Amazonas	107
5.10.3 - Bacia do Parnaíba	110
5.11 - Paleoclimas e Paleoambientes	111
5.11.1 - Clima frio a sub-ártico do Devoniano do Hemisfério Sul .	113
5.11.2 - Clima frio a moderado do Devoniano do Hemisfério Sul .	113
5.12 - Conclusões	114

Capítulo 6 - Análise Faciológica e Interpretação Paleoambiental do Grupo Urupadi

6.1 - Generalidades	117
6.2 - Litofácies da Seqüência Urupadi-1 (Seq. U-1)	120
6.3 - Litofácies da Seqüência Urupadi-2 (Seq. U-2)	127
6.4 - Litofácies da Seqüência Urupadi-3 (Seq. U-3)	137
6.5 - Modelo deposicional / paleoambiental da Seq. U-1	143
6.6 - Modelo deposicional / paleoambiental da Seq. U-2	145
6.7 - Modelo deposicional / paleoambiental da Seq. U-3	153

Capítulo 7 - Cicloestratigrafia

7.1 - Generalidades	159
7.2 - A Cicloestratigrafia Orbital	160
7.2.1 - Ciclos de Milankovitch	163
7.2.2 - A Teoria de Milankovitch	166
7.2.3 - Variações nos períodos/banda de freq. de Milankovitch ...	168
7.2.4 - A Indução Orbital e as Fácies Sedimentares	170
7.2.5 - A Análise Espectral	173
7.2.6 - A ciclicidade apresentada em perfis	176
7.2.7 - Avaliação estatística dos perfis de poços	177
7.2.7.1 - O poço AM-1	183
7.2.7.2 - Os demais poços analisados	189
7.3 - A Cicloestratigrafia Química	192
7.4 - A Cicloestratigrafia Climática	195

Capítulo 8 - Arcabouço cronoestratigráfico para o Eo/Mesodevoniano da Bacia do Amazonas com base na Estratigrafia de Seqüências

8.1 - Generalidades	206
8.2 - Hierarquia das unidades estratigráficas da seção estudada	207
8.3 - Tectônica <i>versus</i> Eustasia	224
8.4 - A correlação com a curva de Johnson e outros (1985)	229

<u>Capítulo 9 - O evento relacionado à passagem da Fm. Ererê para a Fm. Barreirinha e a correlação com outras bacias sedimentares</u>	233
<u>Capítulo 10 - Conclusões</u>	244
<u>Referências Bibliográficas</u>	249

RELAÇÃO DE FIGURAS

Fig. 1.1 – Mapa de localização da Bacia do Amazonas e da área estudada ..	3
Fig. 1.2 – Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas	7
Fig. 2.1 – Localização e limites da Bacia do Amazonas	11
Fig. 2.2 – Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas	12
Fig. 2.3 – Arcab. Tectôn. do embas. das bac. do Solimões e do Amazonas ..	14
Fig. 2.4 – Arcabouço Estrutural simplificado da Bacia do Amazonas	16
Fig. 2.5 – Polirifteamento da Bacia do Amazonas	21
Fig. 2.6 – Padrão “dog-leg” para a Bacia do Amazonas	22
Fig. 3.1 – Respostas sedimentológicas às variações climáticas	38
Fig. 3.2 – Seqüências cratônicas da América do Norte	39
Fig. 3.3 – Padrão estratal em Seqüência Tipo I	45
Fig. 3.4 – Eventos oceânicos anóxicos	47
Fig. 3.5 – Comparações entre limites de seqüências (Vail x Galloway)	48
Fig. 3.6 – As parasseqüências de Van Wagoner	49
Fig. 4.1 – Curvas típicas de subsidência tectônica	57
Fig. 4.2 – Curvas tectônicas (“backstripping”) comparativas entre as bacias do Amazonas e Permiana	58
Fig. 4.3 – Curvas e taxas de subsidência – Bacia do Amazonas	59
Fig. 4.4 – Mapa paleogeográfico do Eodevoniano	69
Fig. 4.5 – Mapa paleogeográfico do Mesodevoniano	69
Fig. 4.6 – Mapa paleogeográfico do Neodevoniano	70
Fig. 4.7 – Aparente Trajetória Polar para o Gondwana (Ordov. ao PC)	73
Fig. 4.8 – Gráfico Tempo x Paleolatidade e taxas de “drift” do Gondwana	73
Fig. 4.9 – Aparente Trajet. Polar para o Laurentia (Ordov. ao Neodevon.).....	75
Fig. 4.10 – Aparente Trajet. Polar para o Gondwana (Ordov. ao Neodev.)	75
Fig. 4.11 – Reconstrução paleogeográfica para o Eodevoniano	76
Fig. 4.12 – Reconstrução paleogeográfica para o Neodevoniano	77
Fig. 5.1 – Células de circulação atmosférica	80
Fig. 5.2 – Mudanças climáticas durante o Paleozóico	82
Fig. 5.3 – Histograma das freq. x latitudes das rochas sensitivo-climáticas	85
Fig. 5.4 – Posição do Paleopólo Sul do Neo-Silur. ao Eodevoniano	86
Fig. 5.5 – Posição do Paleopólo Sul do Mesodevon. ao Neodevoniano	87
Fig. 5.6 – ATP através do Gondwana durante o Paleozóico	88
Fig. 5.7 – Reconstrução paleogeogr./paleoclim. do mundo devoniano	90
Fig. 5.8 – Registros das espécies de miósporos	96
Fig. 5.9 – Localização paleogeogr. dos acritarcos	97
Fig. 5.10 – Paleogeogr. para o Devoniano da América do Sul e África	104
Fig. 5.11 – Comparação entre a diversidade de espécies de invertebrados nas bacias do Paraná e do Amazonas	105

Fig. 6.1 – Definição da aloestratigrafia (destaque Seq. U-1)	121
Fig. 6.2 – Litofácies A1: Arenito com “hummocky”	122
Fig. 6.3 – Litofácies A2: Arenito maciço, bioturbado	123
Fig. 6.4 – Litofácies S1: Siltito e Folhelho intercalados	124
Fig. 6.5 – Litofácies A3: Arenito com níveis conglomeráticos	126
Fig. 6.6 – Definição da aloestratigrafia (destaque Seq. U-2)	127
Fig. 6.7 – Litofácies A4: Arenito com estratíf. x de baixo â e plano //	129
Fig. 6.8 – Litofácies A5: Arenito com “climbing-ripples”	130
Fig. 6.9 – Litofácies A6: Arenito com estratíf. x tabular	131
Fig. 6.10 – Litofácies A7: Arenito com “flaser-bedding”	132
Fig. 6.11 – Litofácies S2: Siltito arenoso com “wavy and linsen bedding”	133
Fig. 6.12 – Litofácies S3: Siltito com onduladas truncadas	134
Fig. 6.13 – Litofácies F1: Folhelho	134
Fig. 6.14 – Litofácies A8: Arenito maciço, ferruginoso	135
Fig. 6.15 – Definição da aloestratigrafia (destaque Seq. U-3)	137
Fig. 6.16 – Litofácies A9: Arenito com microlaminação ondulada	139
Fig. 6.17 – Litofácies C1: Conglomerado	140
Fig. 6.18 – Litofácies F2: Folhelho síltico	141
Fig. 6.19 – Litofácies A10: Arenito com “herringbone”	142
Fig. 6.20 – Bloco diagrama de parasseqüências retrogradacionais	144
Fig. 6.21 – Bloco diagrama de parasseqüências progradacionais	144
Fig. 6.22 – Diagrama generaliz. ambiente praia/plan. costeira/ilha barreira ...	146
Fig. 6.23 – Perfil hidrodinâmico de praia	147
Fig. 6.24 – Diagr. esq. de ambientes deposicionais em estuários	149
Fig. 6.25 – Classificação de Estuários	150
Fotos 6.1 e 6.2 – Barras de “lower-shoreface” da Seq. U-3	154
Fig. 6.26 – Estaqueamento de parasseqüências	155
Fig. 6.27 – Bloco diagrama modelo de estuário	156
Fig. 6.28 – Modelo deposicional TSMA da Seq. U-3	157
Fig. 6.29 – Seção geológica com a faciologia interpretada nos poços da área estudada para as seqüências definidas neste trabalho	158
Fig. 7.1 – Tempo de recorrência dos processos periódicos e episódicos	159
Fig. 7.2 – Os efeitos múltiplos da indução orbital	163
Fig. 7.3 – Principais mecanismos orbitais	164
Fig. 7.4 – A máquina estratigráfica	167
Fig. 7.5 – Variação na obliquidade e na precessão ao longo do tempo	170
Fig. 7.6 – Perfil de raios-gama de um dos poços analisados	178
Fig. 7.7 – Hierarquização das unidades estratigráficas e comparação com as ferramentas utilizadas nas análises	180
Fig. 7.8 – Perfil de Raios-Gama x profundidade e subdivisões dos intvs.	184
Fig. 7.9 – Análise espectral do perfil de raios-gama (intv. A - poco AM1)	185
Fig. 7.10 – Perfil de raios-gama do intv. A do poco AM1 com os ciclos	187
Fig. 7.11 – Análise espectral do perfil de raios-gama (intv. B – poço AM1)	188
Fig. 7.12 – Perfil de raios-gama do intv. B do poço AM1 com os ciclos	189
Fig. 7.13 – Gráfico Profundidade x COT do poço UA1	193
Fig. 7.14 – Gráfico Profundidade x IH do poço UA1	194
Fig. 7.15 – A função cosseno para o ciclo orbital	196
Fig. 7.16 – Célula de circulação atmosférica	198

Fig. 7.17 – Ciclo climático completo	199
Fig. 7.18 – Variação climática enfatizando as fases de máximo e mínimo	200
Fig. 7.19 – Paleogeografia e Paleoclimatologia do Mesodevoniano	201
Fig. 8.1 – Seqüências e sub-seqüências do Devon./Mississip. B. do Amaz. ...	210
Fig. 8.2 – Definição da hierarquia das Seqüências Estratigráficas	211
Fig. 8.3 – Seção de Referência para as unidades estabelecidas	212
Fotos 8.1 e 8.2 – Nível de conglomerado fluvial – Seq. U-3	213
Fig. 8.4 – Zoneamento palinológico da seção estudada	215
Fig. 8.5 – Seqüências rítmicas e cíclicas	218
Fig. 8.6 – Carta Estratigráfica proposta para o Devoniano da B. do Amaz.	223
Fig. 8.7 – Índice de Ativ. Tectôn. para as unidades da B. do Amaz.	227
Fig. 8.8 – Carta de variação eustática de Johnson, modificada pelo autor desta dissertação com a correlação entre as bacias do Amazonas e do Parnaíba	230
Fig. 9.1 – Paleogeografia do Gondwana no Mesodevoniano	233
Fig. 9.2 – Zonas de alta pressão no Mesodevoniano	235
Fig. 9.3 – Mapa de localiz. das áreas de afloramentos no Rio Tapajós	238
Fotos 9.1 e 9.2 – Contato Fm. Ererê / Fm.Barreirinha	239
Fig. 9.4 – Quadro de correlação entre as bacias do Amazonas, do Paraná e do Parnaíba	243

RELAÇÃO DE ANEXOS

Anexo 6.1 – Tabela de Litofácies definidas através de testemunhos

Anexo 7.1 – Análise Espectral do perfil RG do poço AM-1

Anexo 7.2 – Análise Espectral do perfil RG do poço UA-1

Anexo 7.3 – Análise Espectral do perfil RG do poço MS-4

Anexo 7.4 – Análise Espectral do perfil RG do poço UI-2

AGRADECIMENTOS

- À **PETROBRAS**, pela concessão da oportunidade de desenvolver esta dissertação;
- À **UFRGS**, através do Convênio com a Petrobras, pelas facilidades administrativas e de apoio técnico.
- Aos companheiros do **E&P-AM / GEXP / GEINT**, nas pessoas do Geólogo Jeferson Martins Kinzel na disponibilização de facilidades operacionais para a editoração do texto, Geólogo Joaquim Ribeiro Wanderley Filho pela contribuição como elo de ligação entre o órgão de lotação e a minha pessoa durante o curso em Porto Alegre, como fornecedor de material técnico requerido, Geólogo Oswaldo Braga da Silva que, além de participar da excursão ao Rio Tapajós, onde se realizaram coletas de amostras e didáticas análises de afloramentos, foi um grande parceiro nas valiosas discussões técnicas; aos técnicos Elmo Fernandes de Oliveira, no apoio da editoração de figuras através dos programas Sigeo e CorelDraw e Valter Baia na confecção de figuras pelo CorelDraw.
- Aos integrantes do **E&P-AM / GEXP / GELAB**, nas pessoas do Geólogo Sven Wolf pela facilitação operacional na disponibilização de equipamentos utilizados na descrição de testemunhos e amostras de calha, fotos, tratamento de amostras e utilização de microcomputadores, Geólogo Nilo S. Matsuda pelo apoio na utilização do Macintosh, de fotos, amostras litológicas e na viagem ao Rio Tapajós para a coleta de material e definição de ambientes deposicionais, aos técnicos Elisabeth F. B. Monteiro e Luiz C. N. Farias na preparação e remessa de amostras geoquímicas ao Cenpes e Fernando A. C. A. Carneiro na ajuda à edição de figuras e fotos de amostras de testemunhos.
- Aos colegas do curso de mestrado, Márcia Kuhn, Márcia Nogueira, Luis F. Sessegolo, José G. R. Silva e Francisco H. O. Lima, pela agradável convivência e proveitosas trocas de conhecimentos durante todo o biênio. Extensivo aos demais colegas das turmas anteriores dentre os quais Laury M. Araújo e Ricardo L. M. Azevedo com quem mais provocamos discussões técnicas.
- Aos funcionários do **Convênio Petrobras / UFRGS**, Lisandro, Mary, Fátima e Sérgio pelo apoio logístico e de infra-estrutura, e ao desenhista Carlos Reis na editoração de figuras no CorelDraw.
- À bibliotecária Renata Cristina Grün, da **UFRGS**, pela revisão e sugestões da aplicação das normas técnicas nas referências bibliográficas.
- Ao coordenador do **Convênio Petrobras / UFRGS**, Geólogo Gerson Salamoni Terra pelo apoio operacional, administrativo e compreensão durante todo o período.
- Ao Geólogo René Rodrigues pelas análises geoquímicas efetuadas no **Cenpes**, pelas discussões e orientações na utilização desses dados.

- Ao Geólogo José Henrique G. Melo do **Cenpes**, pelas valiosas discussões técnicas, fornecimento de dados palinológicos e bibliografia atualizados, além da revisão final do texto.
- Ao Geólogo Luis P. Quadros do **Cenpes** pelas análises palinológicas de amostras de afloramentos do Rio Tapajós e discussões técnicas, realizadas em encontro naquele órgão de pesquisas da Petrobras.
- Ao Geólogo Alberto A. S. Laranjeira **E&P-AM / GERET / GECAR** pela ajuda na elaboração do *Abstract*.
- Ao Dr. Geólogo Nilo Chagas de Azambuja Filho do **CENPES / DIVEX** por ter aceito orientar o autor desta dissertação e pelas valiosas discussões técnicas concernentes ao tema desenvolvido.
- Em especial, agradeço à minha esposa Wilma e às minhas filhas Milena, Daniela e Paula pela compreensão das inúmeras falhas e ausências materiais e espirituais durante a elaboração desta dissertação e pelo carinho, companheirismo e incentivo sempre demonstrados.

“In memorian”

É feita aqui, através desta dissertação, uma homenagem póstuma a quem sempre foi meu provedor, consultor, professor, orientador, exemplo, ídolo e amigo: meu querido PAI José Maria Lopes da Cunha.

Pensamentos

As pessoas comuns olham para as coisas que existem e perguntam: por quê?
Eu sonho com as coisas que não existem e pergunto: por quê não?

(Bernard Shaw)

Feliz é o homem que acha sabedoria,
e o homem que adquire entendimento;
pois melhor é o lucro que ela dá do que
o lucro da prata, e a sua renda do que o ouro.
Mais preciosa é do que as jóias, e nada do que
possas desejar é comparável a ela.

(Provérbios – 3, 13-15)

Dedicatória

À minha esposa Wilma e às minhas filhas Milena, Daniela e Paula.

ABSTRACT

This work was developed to tentatively apply the concepts of modern Sequence Stratigraphy to an interior cratonic basin, while trying to refine the Early to Middle Devonian chronostratigraphic section of Amazonas Basin.

The author used the following techniques for interpreting the data and elaborate a coherent geologic model for the sedimentary section studied: a) analysis of paleogeography, paleomagnetism and paleoecology, as depicted in reconstructions of Devonian features interpreted from comparing faunal, icnologic and lithologic data to extensive reference checking, b) study of tectonic and climatic conditions acting during Early to Middle Devonian on Gondwana supercontinent, c) facies analysis and paleoenvironment interpretations based on core and cuttings descriptions, considering the fauna, icnotypes, sediment texture and rock structures, d) study of lateral and vertical variation in outcrops, e) definition of sequence stratigraphic key-surfaces, by using well logs, especially the gamma-ray log, f) chemical cyclestratigraphy, by interpreting organic carbon and hydrogen index data, g) orbital and climatic cyclestratigraphy, checking the influence of short Earth orbital cycles on the sedimentation record by comparing the gamma-ray logs spectra of the section studied to cycles on the Milankovitch frequency band.

The interconnections of these analysis allowed the construction of the chronostratigraphic framework for the Early to Middle Devonian record to the Western portion of Amazonas Basin, comprising unit hierarchy, definition of depositional system tract, sequence boundary and other key-surfaces and time lapse of events. A discussion is made on the possible main causes affecting the tectonic and stratigraphic evolution of the units studied and their placing in relation to the Devonian sea level changing.

In addition, a regional correlation with other Gondwana intracratonic basins was tried, in order to understand the geologic event related to the Givetian to Frasnian passage in these basins. This correlation was achieved by comparing its

fauna, paleoclimatic conditions, tectonic evolution, sea level changing curves, geographic position and its relation to the Devonian South Pole.

Main contributions appointed by the author is the success in applying concepts of Sequence Stratigraphy to cratonic interior basins and the chronostratigraphic refining, increasing the accuracy of dating in at least a measurement order (10^6 to 10^5 years), as indicated by the orbital cyclestratigraphy data analysis.

RESUMO

O trabalho foi desenvolvido com a finalidade de verificação da aplicabilidade dos conceitos da moderna Estratigrafia de Seqüências no interior cratônico e a possibilidade do refinamento cronoestratigráfico da seção eo/mesodevoniana da Bacia do Amazonas.

O autor utilizou as seguintes ferramentas disponíveis para a interpretação e elaboração de um modelo geológico para a seção sedimentar estudada: a) a análise da Paleogeografia, do Paleomagnetismo e da Paleoecologia, através do estudo da Tectônica e do Clima atuantes no Eo/mesodevoniano, no Supercontinente Gondwana, retratadas em reconstituições do mundo devoniano e apoiada em extensiva consulta bibliográfica e em correlação com os conteúdos faunístico, icnológico e litológico da seção que compõe o intervalo pesquisado, com o auxílio de testemunhos, amostras de calha e afloramentos, b) o estabelecimento de superfícies-chave da Estratigrafia de Seqüências, definidas com o apoio de perfis elétrico-radioativos, notadamente o perfil de raios-gama, c) a Cicloestratigrafia química com a utilização dos teores de carbono orgânico e o índice de hidrogênio, d) a Cicloestratigrafia orbital e climática, mediante a análise espectral do perfil de raios-gama da seção estudada e a definição do controle da sedimentação, influenciada pela excentricidade curta da órbita terrestre, em ciclos dentro da banda de freqüências de Milankovitch.

O encadeamento dessas análises levou o autor a montar um arcabouço cronoestratigráfico para o Eo/mesodevoniano da porção ocidental da Bacia do Amazonas. Para tanto, foram consideradas a hierarquização das unidades, a definição dos tratos de sistemas deposicionais, limites de seqüências e outras superfícies-chave estratigráficas, e a duração temporal dos eventos. Além disso, são discutidas as possíveis causas principais da evolução tectono-estratigráfica da seção estudada e sua associação com a curva de variação do nível do mar devoniano.

Realizou-se ainda, tentativamente, a correlação com outras bacias intracratônicas gondwânicas através da comparação do conteúdo faunístico, da

paleoclimatologia, da tectônica, da análise da variação da curva do nível do mar devoniano, da posição geográfica e da relação com o Pólo Sul devoniano, que serviram de base para a compreensão do evento relacionado à passagem do Givetiano ao Frasniano, nessas bacias.

Como contribuições principais o autor aponta a aplicabilidade da Estratigrafia de Seqüências no interior cratônico e a possibilidade de refinamento cronoestratigráfico em pelo menos uma ordem de grandeza (10^6 anos para 10^5 anos) com a utilização da metodologia da Cicloestratigrafia orbital.

Cap.1 - INTRODUÇÃO

1.1 - Considerações iniciais

Toda e qualquer análise evolutiva de uma bacia sedimentar tem que estar alicerçada numa integração dos dados disponíveis concernentes à sua origem e desenvolvimento. Esses dados referem-se à Estratigrafia que estuda os pacotes sedimentares que preenchem o espaço deposicional criado, à Tectônica que ocasionou e promoveu os arranjos estruturais/estratigráficos das seqüências deposicionais, aos efeitos climáticos atuantes à época da deposição, ao conteúdo fóssilífero dessas unidades sedimentares, à Geoquímica, à Sedimentologia, aos dados paleomagnéticos e à Geofísica.

Entretanto, é a Estratigrafia que nos fornece um arcabouço mais abrangente da história evolutiva de qualquer empilhamento rochoso de uma bacia sedimentar. O estudo e entendimento de suas seqüências estão, mais recentemente, sendo refinados pela moderna Estratigrafia de Seqüências. Esta, ao contrário da Estratigrafia clássica que se ocupava apenas da descrição, do empilhamento e da nomenclatura das unidades deposicionais, preocupa-se com a gênese e com os mecanismos controladores da deposição dos sedimentos dentro de um sítio geológico.

O presente estudo propõe-se a utilizar os conceitos da moderna Estratigrafia de Seqüências dentro do interior cratônico, mais precisamente na Bacia do Amazonas. Com tal finalidade, aplica-se de forma inédita a Cicloestratigrafia (Química e Orbital, derivada das modificações dos parâmetros orbitais terrestres) para o Devoniano da bacia, integrando-a com a curva de variação do nível do mar, com a faciologia e paleoambientes determinados através de testemunhos, amostras de calha e afloramentos, fósseis e icnologia, além do auxílio dos perfis elétrico-radioativos dos poços.

1.2 - Objetivos

A análise estratigráfica proposta tem por objetivo principal estabelecer um arcabouço cronoestratigráfico mais refinado para a porção ocidental da Bacia do Amazonas. Ela baseia-se na moderna Estratigrafia de Seqüências, e se aplica a parte da coluna rochosa fanerozóica que preenche essa sinéclise paleozóica intracratônica, mais precisamente para a Seqüência Eo-mesodevoniana representada pelo Grupo Urupadi - constituído pelas formações Maecuru e Ererê.

Desse modo, ao invés de apenas se preocupar com a litoestratigrafia, neste estudo será enfatizada a ***cronoestratigrafia*** dentro do que preconiza a Estratigrafia de Seqüências. Este enfoque baseia-se no estudo sistemático das variadas associações de fácies, em uma avançada correlação rocha-perfil, na definição de superfícies de inundação máxima, limites de seqüências e tratos de sistemas, configurando seqüências de terceira, quarta e quinta ordens, no estudo da ciclicidade através da geoquímica e nos parâmetros orbitais terrestres, bem como na verificação da aplicabilidade da curva de variação relativa do nível do mar devoniano para a unidade deposicional em foco.

Secundariamente, o trabalho propõe-se a analisar o evento relacionado à passagem da Formação Ererê (topo do Grupo Urupadi) para a Formação Barreirinha (base do Grupo Curuá) e suas relações com as demais bacias intracratônicas brasileiras: do Paraná e do Parnaíba e, quando e onde possível, com outras bacias do continente Gondwana.

1.3 - Localização da área

A Bacia do Amazonas é uma bacia intracratônica contígua às bacias do Solimões, a oeste, e do Marajó, a leste, tendo como limites norte e sul os escudos das Guianas e Brasileiro, respectivamente.

A área em estudo abrange grande parte da porção ocidental da Bacia do Amazonas, desde as proximidades do seu limite oeste com a Bacia do Solimões, o Arco de Purus, até a área próxima ao Rio Tapajós, a leste, onde foram

coletadas amostras de afloramentos para estudos palinológicos e definição de ambientes deposicionais e geometria estratal.

Compreende parte da antiga Bacia do Médio Amazonas. Situa-se aproximadamente entre os paralelos 01°30'S e 04°30'S e os meridianos 60°30'W e 55°30'W, abrangendo aproximadamente 180.000km² (Fig. 1.1).

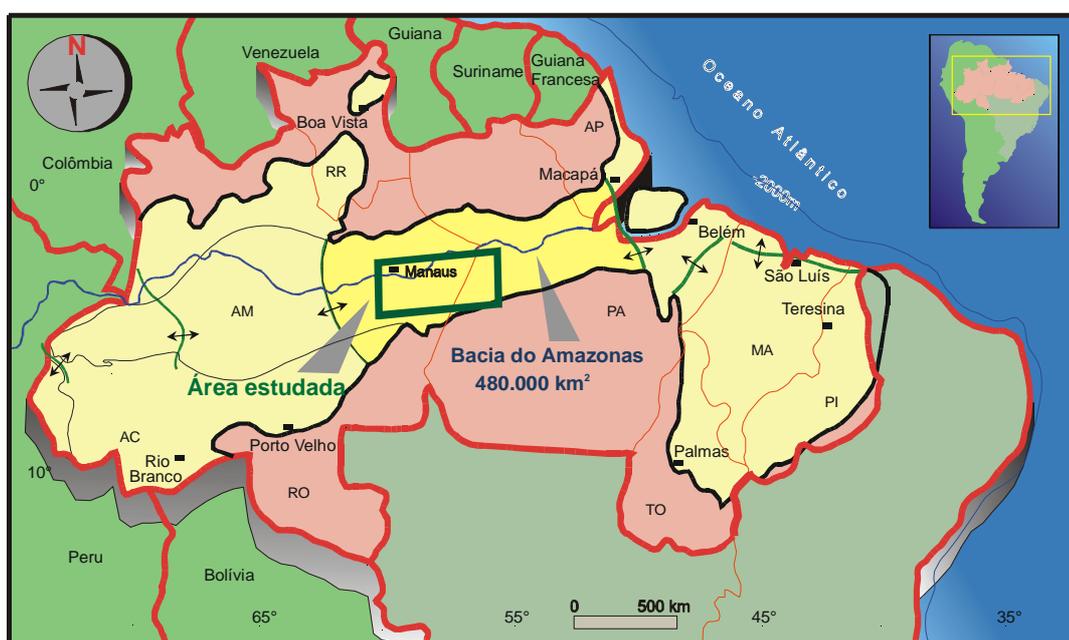


Fig. 1.1 – Mapa de localização da Bacia do Amazonas e da área estudada.

1.4 - Metodologia utilizada

1.4.1 - Etapas do Trabalho

A elaboração desta dissertação obedeceu a um cronograma, em que várias etapas foram desenvolvidas de forma independente, porém correlacionáveis entre si, enumeradas a seguir:

(1) levantamento bibliográfico sobre a Bacia do Amazonas e, em especial, sobre o Grupo Urupadi, objeto deste estudo.

(2) descrição de testemunhos dos poços selecionados, caracterizando as fácies, a paleogeografia e o paleoambiente deposicional.

(3) definição de marcos estratigráficos regionais, através de perfis elétrico-radioativos dos poços, em concordância com a descrição dos testemunhos; esses marcos correspondem a superfícies-chave da moderna Estratigrafia de Seqüências.

(4) correlações regionais utilizando-se dos dados do item anterior em conjunto com a Carta Estratigráfica atual da bacia (Cunha et al., 1994).

(5) definição do arcabouço cronoestratigráfico com o auxílio da palinologia e de outros grupos de paleoinvertebrados.

(6) estudo do clima e da tectônica atuantes no Devoniano

(7) utilização de dados geoquímicos como ferramenta auxiliar da definição de ciclos sedimentares.

(8) utilização da Estratigrafia Cíclica com apoio da Teoria de Milankovitch, complementando os estudos geoquímicos e para a aferição da Cronoestratigrafia baseada em fósseis.

(9) integração dos dados visando a elaboração do modelo deposicional evolutivo para o Devoniano da Bacia do Amazonas, nos moldes da moderna Estratigrafia de Seqüências.

1.4.2 - Descrição de testemunhos, amostras de calha e afloramentos

Inicialmente, foram selecionados 18 poços perfurados pela Petrobras na área estudada, que continham testemunhos cortados nas unidades estratigráficas de interesse desta pesquisa, visando a maior cobertura em área e espessura das mesmas. Em função da qualidade de preservação dos testemunhos só foi possível a análise de 10 poços, sendo então descritos 69 testemunhos, totalizando 267 metros de rochas sedimentares. A maior parte dos dados litológicos desses poços já haviam sido liberados para publicações em periódicos, além de dissertações de mestrado e teses de doutoramento (Tab.1.1).

POÇO	TESTEMUNHOS DESCRITOS
2-MN-1-AM	33, 32, 31, 30.
1-AM-1-AM	35, 34, 33, 32, 31, 27, 26, 25, 24, 23, 22, 21, 19, 18, 17, 16, 15, 14.
1-UA-1-AM	46, 45, 44, 43, 42, 41, 40, 39, 38, 36, 35, 34, 33, 32, 31.
1-MS-5-AM	31, 30, 29, 28, 27, 26, 25, 24, 23, 22, 21.
1-RX-1-AM	130, 129, 128, 127, 126.
1-MS-4-AM	28.
1-MS-3-AM	26.
1-UI-2-AM	06.
1-NO-6-AM	38.
1-NO-3-AM	23, 22, 21, 20, 19, 18, 17, 16, 15, 14, 13, 12.
Tab. 1.1 – Relação dos testemunhos analisados.	

Os testemunhos foram descritos macroscopicamente, em escala 1:20, com ênfase na litologia, textura e nas estruturas sedimentares, buscando identificar as fácies e as associações de fácies representativas dos ambientes deposicionais que compõem a seção analisada. Concomitantemente, foram identificadas as superfícies-chave da moderna Estratigrafia de Seqüências (superfície de inundação máxima, limite de seqüência, etc.) em concordância com suas características registradas nos perfis elétrico-radioativos corridos nos poços.

Amostras de calha foram selecionadas em alguns intervalos que suscitaram dúvidas nas correlações poço a poço e algumas foram coletadas para análises geoquímicas.

Os estudos de afloramentos concentraram-se nas margens do Rio Tapajós e seus afluentes Itapacurá-Açú e Cupari, bem como na Rodovia Transamazônica, nas proximidades da cidade de Itaituba, no Estado do Pará. Buscaram-se principalmente análises das relações de contato entre as unidades estratigráficas aflorantes naquela região, borda sul da bacia.

1.4.3 - Perfis elétrico-radioativos; uso do perfil de raios-gama como ferramenta estratigráfica

As correlações laterais das principais superfícies-estratigráficas-chave foram efetuadas com o auxílio dos perfis elétricos (resistividade, sônico, densidade), de potencial espontâneo (SP) e principalmente do perfil radioativo (raios-gama) dos poços perfurados na área em estudo.

Esses poços apresentam perfis em que não foram utilizadas as mesmas escalas (perfis de potencial espontâneo e raios gama) em função de pertencerem a décadas diferentes nos diversos estágios de exploração petrolífera da bacia (desde a década de cinqüenta). No entanto, qualitativamente, os perfis antigos mostram-se válidos por registrarem o conteúdo argiloso das formações atravessadas, a exemplo dos mais modernos e, portanto, são úteis nas correlações estratigráficas.

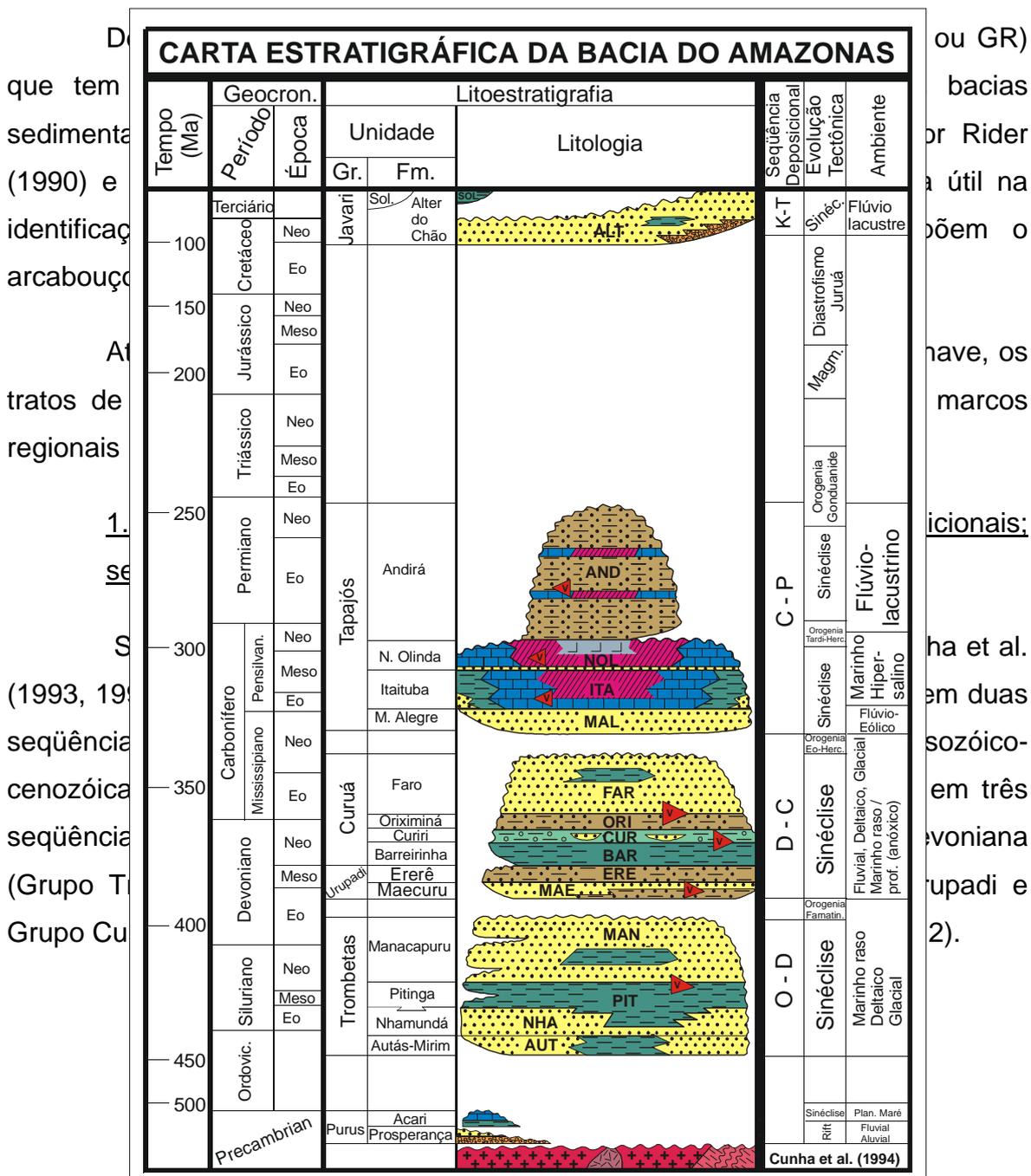


Fig. 1.2 – Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas (Cunha et al., 1994).

Neste trabalho, subdividiu-se a seqüência intermediária, devoniano/ carbonífera em três seqüências de terceira ordem, correspondentes aos grupos Urupadi (objeto deste estudo) e Curuá Inferior e Superior, sobrejacentes, com durações em tempo de cerca de 15 a 20Ma, cada uma. Muito embora esses tempos extrapolem o tempo de duração de uma seqüência de terceira ordem, na concepção de Vail (1991), seguimos aqui o exemplo de Milani (1997) que utilizou, na Bacia do Paraná, ordens de grandeza das seqüências deposicionais inerentes à própria bacia.

A definição dos tratos de sistemas foi realizada com o auxílio dos perfis elétrico-radioativos e da curva de variação eustática do nível do mar devoniano de Johnson et al. (1985), conjuntamente com as análises faciológico-ambientais dos testemunhos.

Seções estratigráficas foram feitas utilizando-se a superfície de inundação máxima (folhelho radioativo Barreirinha) como "datum", uma vez que esta unidade apresenta extraordinária extensão lateral na bacia e constitui um confiável marco cronoestratigráfico da Bacia do Amazonas. As seções servem como uma das mais úteis ferramentas de correlação estratigráfica, permitindo visualizar as variações laterais das fácies sedimentares dentro de um contexto paleodeposicional e temporal.

1.4.5 - Bioestratigrafia: zonas palinológicas versus conodontes

Para o arcabouço bioestratigráfico da seção estudada foi utilizado o esquema de Melo et al. (1996). Estes autores correlacionaram os dados geocronológicos e litoestratigráficos do Devoniano da bacia do Amazonas com os zoneamentos internacionais de conodontes e miósporos, e com a curva de variação do nível do mar durante o Devoniano.

Este zoneamento foi "checado", nesta dissertação, pela Cicloestratigrafia, através da geoquímica e dos ciclos orbitais de Milankovitch, buscando uma maior confiabilidade ou aferição temporal para esta parte da seção devoniana da bacia.

1.4.6 - Cicloestratigrafia: química, orbital e climática

O estudo da ciclicidade dos eventos transgressivo-regressivos associados à curva de variação do nível do mar devoniano de Johnson et al. (1985) foi efetuado através da estratigrafia química. Levaram-se em conta, basicamente os teores residuais de carbono orgânico presentes nos sedimentos, juntamente com as análises de ciclicidade de eventos associados aos parâmetros orbitais terrestres. As interpretações basearam-se nos perfis elétrico-radioativos de vários poços perfurados, utilizando-se o programa computacional "Matrizes" (Petrobras/Cenpes) e "Statsoft, INC, 1993" baseado nas teorias de Milankovitch, elaboradas em 1941.

1.5 – Resumo dos assuntos abordados nos capítulos

Esta dissertação é apresentada em dez capítulos, incluindo este que visualiza os aspectos introdutórios e a metodologia utilizada para estudar a evolução geológica de um dos componentes do edifício estratigráfico da coluna sedimentar fanerozóica da Bacia do Amazonas.

O capítulo 2 apresenta a Bacia do Amazonas dentro de seu contexto evolutivo tectono-sedimentar, levando o leitor a se situar em relação ao tipo de bacia e extensão superficial da mesma.

O capítulo 3 é dedicado a uma análise dos conceitos básicos da moderna Estratigrafia de Seqüências e sua aplicabilidade no interior cratônico.

Os capítulos 4 e 5 tratam, de forma generalizada, do contexto tectônico e climático, atuantes no tempo devoniano, a que estava submetida a bacia, sendo dada ênfase à sua posição dentro do continente Gondwana e em relação ao Pólo Sul.

O capítulo 6 apresenta a análise e a interpretação faciológica e paleoambiental do Grupo Urupadi (objeto do estudo) baseado em descrição de

testemunhos, através da definição das estruturas sedimentares, textura, conteúdo fossilífero (palinologia, principalmente) e dos traços fósseis (icnologia).

O capítulo 7 abrange a análise da ciclicidade da seção estudada baseando-se nos estudos da Geoquímica, principalmente dos teores de carbono orgânico total residual, e ainda nas variações dos padrões orbitais da Terra, de acordo com as teorias do cientista sérvio Milankovitch, utilizando-se dos programas "Matrizes" da Petrobras/Cenpes e "Statsoft Inc 1993". Elaborou-se ainda um modelo de estratigrafia cíclica climática baseado na concepção de Perlmutter et al. (1998).

O capítulo 8 apresenta um modelo deposicional generalizado e cronoestratigráfico para o Eo/mesodevoniano da Bacia do Amazonas que representa a integração final dos dados interpretados e postulados, de acordo com a nova ótica da Estratigrafia de Seqüências, para essa seção estratigráfica e área da bacia.

O capítulo 9 extrapola os estudos obtidos para a Bacia do Amazonas correlacionando-os com outras bacias, preocupando-se principalmente em entender o evento relacionado à passagem da Formação Ererê para a Formação Barreirinha, no tempo Givetiano/Frasniano.

Finalmente, o capítulo 10 apresenta as principais conclusões desta pesquisa.

Cap. 2 - A BACIA DO AMAZONAS

2.1 - Generalidades

A Bacia do Amazonas é uma bacia intracratônica classificada como "Tipo I - Interior Simples" na acepção de Klemme (1980). Szatmari e Porto (1982) classificam-na como bacia "Intracratônica de interior remoto", com amplos arcos regionais.

Distribui-se por cerca de 500.000km², abrangendo parte dos estados do Amapá, Pará e Amazonas, na porção setentrional do Brasil, entre os escudos das Guianas, ao norte, e Brasileiro, ao sul. Limita-se ainda, a oeste, com a Bacia do Solimões, através do Arco de Purus e a leste, com a Bacia Mesozóica do Marajó, através do Arco de Gurupá (Fig. 2.1).



Fig. 2.1 – Localização e limites da Bacia do Amazonas.

Possui um prisma sedimentar fanerozóico com cerca de 5.000m de espessura, que pode ser subdividido em duas seqüências de primeira ordem: uma principal, paleozóica, intrudida por diques e soleiras de diabásio, e outra mesozóico-cenozóica. A paleozóica pode ser subdividida em três seqüências de segunda ordem (Ordoviciano-devoniana, Devoniano-carbonífera e Carbonífero-

permiana; Cunha et al., 1994), limitadas por extensas discordâncias regionais (Fig. 2.2).

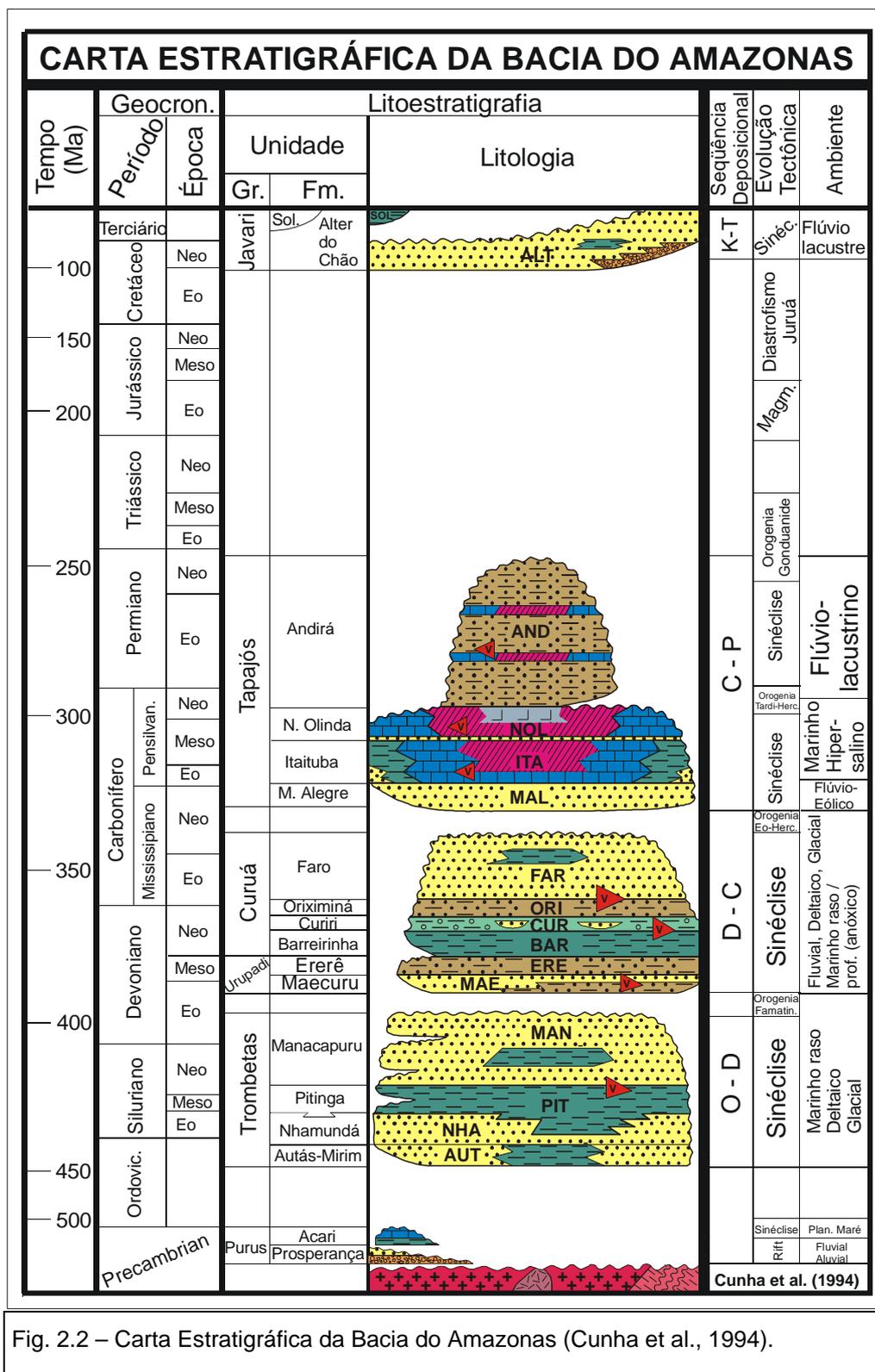


Fig. 2.2 – Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas (Cunha et al., 1994).

O embasamento da bacia, consiste de um cráton subdividido (das Guianas, ao norte, e Brasileiro, ao sul) que foi recristalizado e metamorfozado durante o Arqueano. É uma paleo-placa continental que foi gradualmente formada e reciclada durante os tempos Arqueano e Proterozóico médio, com a Bacia do Amazonas situada na sua porção central. O seu núcleo é constituído por granitóides e corresponde à Província Amazônia Central. A oeste ele está circundado pela Faixa Móvel Rio Negro-Juruena, composta de rochas gnáissicas recobertas pelas sedimentares do Grupo Purus, relacionadas ao pretérito rifte do Cachimbo, de direção NWN-SES, que sofreu inversão estrutural e hoje corresponde ao Arco de Purus; A leste limita-se pela Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas, composta por rochas metassedimentares, na concepção de Cordani et al. (1984), (Fig. 2.3).

A origem da bacia está relacionada à dispersão dos esforços no fechamento do Ciclo Proterozóico Brasileiro (Neves et al., 1989). A Faixa de dobramentos Araguaia-Tocantins (Almeida, 1967) está originalmente relacionada à Orogenia Brasileira / Pan-Africana e sua vergência tectônica e feições estruturais apontam como leste-oeste a direção dos esforços compressivos e a direção norte-sul para a direção de alívio, provavelmente responsável pelas feições distensivas adjacentes ao cinturão. O rifte precursor da Bacia do Amazonas poderia ter-se iniciado segundo esse mecanismo, sendo sua propagação de leste para oeste, controlada pela reativação de fraturas pré-cambrianas. Após o rifteamento ocorreu o resfriamento das massas plutônicas e teve início a subsidência térmica regional e o desenvolvimento de uma sinéclise intracontinental com sedimentação a partir do Ordoviciano.

O registro sedimentar e magmático da Bacia do Amazonas reflete os eventos tectônicos paleozóicos ocorrentes na borda oeste da pretérita Placa Gondwânica e da tafrogenia mesozóica do Atlântico Sul. Esses fenômenos orogênicos causaram movimentações epirogenéticas, intraplaca, ocasionando a formação de arcos regionais, o controle das ingressões marinhas que influenciaram nos ambientes deposicionais e as expressivas "quebras" nos registros sedimentares: as discordâncias. Reflete também as variações climáticas,

de afluxo de sedimentos e as eustáticas, que ocorreram ao longo de sua história evolutiva.

2.2 - Arcabouço Estrutural

A Bacia do Amazonas foi edificada entre o cráton das Guianas, ao norte, e o cráton Brasileiro, ao sul, sendo limitada ainda, a oeste, pela Bacia do Solimões, através do Arco de Purus e, a leste, pela Bacia do Marajó, através do Arco de Gurupá.

Conforme mencionado anteriormente, esses crátons constituem, na verdade, uma única unidade tectônica (Cráton Amazônico) que mostra extraordinárias discontinuidades litológicas e cronogeológicas (Fig. 2.3) abrangendo um núcleo cratônico central denominado Província Amazônica Central envolvido por cinturões móveis: Maroni-Itacaiúnas, Rio Negro-Juruena e Araguaia-Tocantins, conforme proposto por Cordani et al. (1984) baseados em dados petrográficos e geocronológicos.

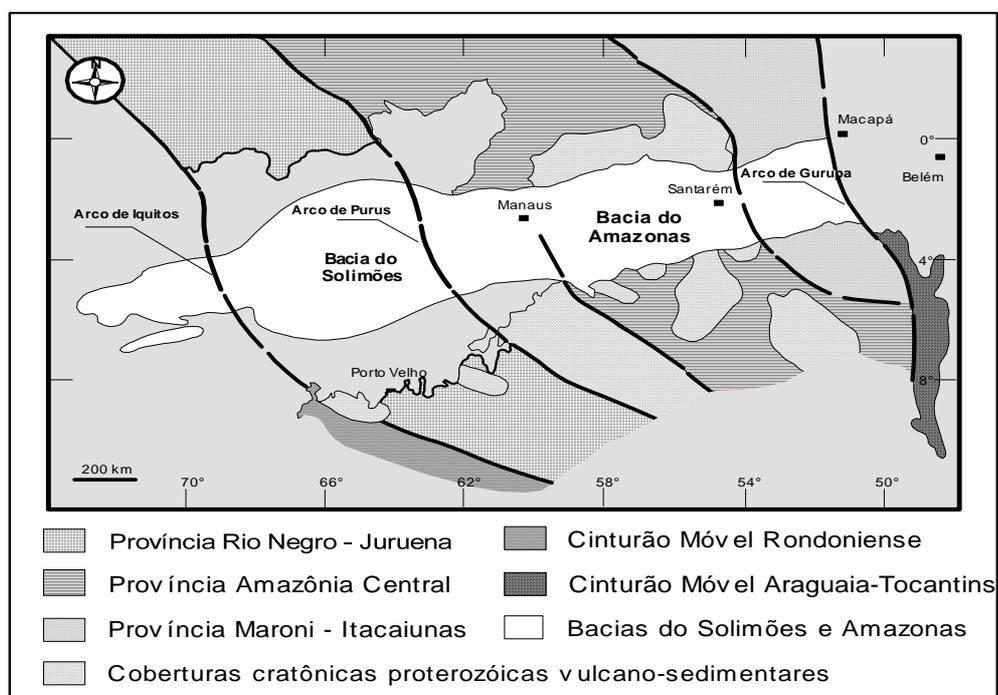


Fig. 2.3 – Arcabouço Tectônico do embasamento das bacias do Amazonas e do Solimões (Cordani et al., 1984).

Província Amazônia Central: É um núcleo cratônico composto por granitos anorogênicos e seqüências vulcano-sedimentares fracamente ou não deformadas, de idade Proterozóico Inferior a Médio. Porém, em áreas isoladas, foram obtidas datações indicando afloramento de crosta continental mais antiga, até do Arqueano. São registradas ainda rochas alcalinas associadas a fenômenos magmáticos anorogênicos, datadas pelo método K-Ar com idades de 450 ± 100 Ma (Cordani et al., 1984) e pelo método Sm-Nd idades de 570 ± 70 Ma (Caputo, 1984), que poderiam estar ligadas à abertura do rifte gerador da bacia. Estruturalmente, esta província não mostra qualquer direção preferencial de lineamentos. É limitada e cortada parcialmente pelos cinturões móveis dos ciclos Transamazônico e Uruaçu-Rondoniense. Forma o embasamento da porção central e oeste da bacia (Fig. 2.3).

Província Maroni-Itacaiúnas: Compreende uma seqüência de rochas metavulcânicas e metassedimentares intercaladas, deformadas e introduzidas por rochas granitóides do Ciclo Transamazônico. É fortemente estruturada na direção NW-SE, na porção sul do cráton, e inflete para W-NW, ao norte, após ultrapassar a porção oriental da bacia. Forma o embasamento da porção oriental da bacia (Fig. 2.3).

Arcos regionais: *Arco de Gurupá*, a leste, que é o elemento estrutural separador da Bacia do Amazonas com o Rifte Mesozóico do Marajó; *Arco de Purus*, a oeste, que configura a separação da bacia com a Bacia do Solimões (Fig. 2.4).

Depocentro: Corresponde à linha de maior depressão ou subsidência da bacia e está definida por altos gravimétricos. Possui orientação WSW-ENE sendo deslocado em algumas regiões, provavelmente por falhamentos transformantes ligados às discontinuidades crustais (Fig. 2.4).

Outras feições estruturais: *Linhas de charneiras* ("hinge lines") - uma ao norte e outra ao sul, separando as *Plataformas Norte e Sul*, respectivamente, das áreas associadas ao depocentro da bacia (Fig. 2.4).

As principais feições estruturais observadas na Bacia do Amazonas podem ser classificadas como lineamentos com orientações preferenciais NW-SE, mais antigos, e NE-SW, mais novos. As plataformas, charneiras e o próprio eixo deposicional da bacia não obedecem a esta sistemática.

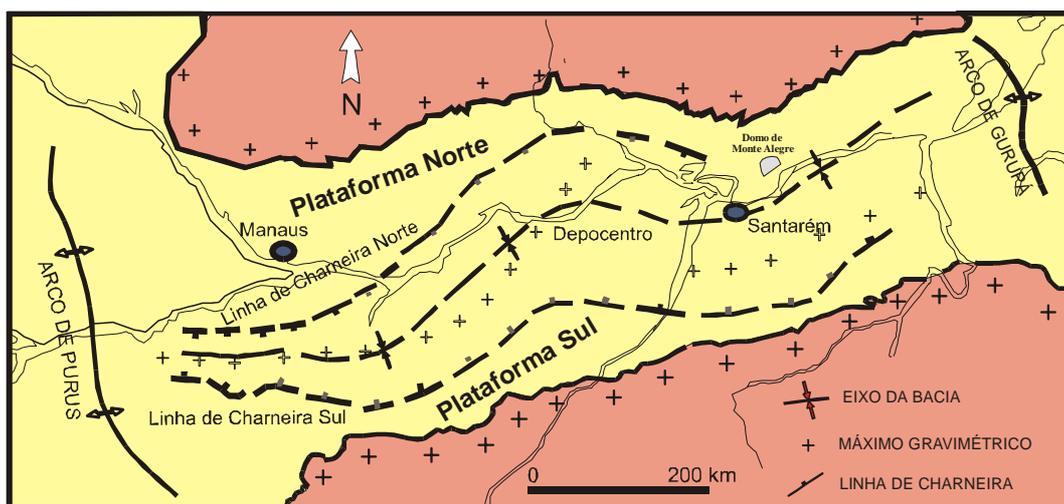


Fig. 2.4 – Arcabouço estrutural simplificado da Bacia do Amazonas.

2.3 - Arcabouço Estratigráfico

A compreensão da litoestratigrafia da Bacia do Amazonas resulta do mapeamento de campo, em diversas campanhas, desde a década de trinta até a década de cinquenta e, principalmente, dos dados de subsuperfície dos poços perfurados pela Petrobras (décadas de 50 a 90), que permitiram estabelecer um arcabouço estratigráfico para a bacia. Foi estabelecido, principalmente, com base em dados de poços, uma vez que os afloramentos são de difícil acesso e raramente apresentam a seção sedimentar completa.

A Bacia do Amazonas tem seu preenchimento representado principalmente por rochas paleozóicas, atingindo espessura de mais de 5.000m. Resultam de diferentes processos geológicos que primeiramente estabeleceram e posteriormente modificaram a estrutura e geometria da bacia intracratônica (Cunha et al., 1993, 1994), (Fig.2.2).

Proterozóico: O substrato proterozóico do prisma sedimentar da bacia é constituído por um núcleo cratônico antigo denominado Província Amazônia Central que inclui rochas graníticas e metassedimentares. Tem seu limite leste representado pela Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas constituída por rochas graníticas e metassedimentares, e seu limite oeste representado pela Faixa Móvel Rio Negro-Juruena compreendendo granitos e rochas metamórficas, recobertos por sedimentos alúvio-flúvio-lacustres do sistema tafrogênico equivalente ao Grupo Purus (formações Prosperança e Acari).

Fanerozóico: O Fanerozóico da Bacia do Amazonas pode ser subdividido em duas seqüências de primeira ordem (paleozóica e mesozóico-cenozóica). A Seqüência Paleozóica pode ser subdividida em três seqüências de segunda ordem: Ordoviciano-Devoniana, Devoniano-Carbonífera e Carbonífero-Permiana (Cunha et al., 1993, 1994), (Fig. 2.2).

A) Seqüência Ordoviciano-Devoniana: Corresponde a um ciclo transgressivo-regressivo, representado pelos clásticos marinhos do Grupo Trombetas que é truncado no seu topo pela intensa erosão causada pela Orogenia Famatiniana (Zalán, 1991), ou Caledoniana, e grande rebaixamento do nível do mar.

Grupo Trombetas: É constituído pelas formações: Autás Mirim, constituída por arenitos e folhelhos neríticos, neo-ordovicianos; Nhamundá, constituída por arenitos neríticos e glaciais, landoverianos e wenlockianos; Pitinga, constituída por folhelhos marinhos e diamictitos glaciais, neo-landoverianos a eo-ludlovianos; e Manacapuru, constituída por arenitos e pelitos neríticos e costeiros, neo-ludlovianos a eo-lochkovianos. Essas idades foram determinadas por análises bioestratigráficas em quitinozoários (Quadros et al., 1990; Grahn, 1991, 1992; Grahn & Paris, 1992).

B) Seqüência Devoniano-Carbonífera: Registra um novo ciclo transgressivo-regressivo, assentado sobre a discordância causada pela Orogenia Famatiniana e conseqüente rebaixamento do nível do mar. É constituída pelos grupos Urupadi e Curuá. Esta seqüência é truncada no seu topo por outra

superfície erosiva, relacionada à Orogenia Eo-Herciniana e novo rebaixamento eustático do nível do mar.

Grupo Urupadi: Compreende as formações Maecuru, constituída por arenitos e pelitos neríticos e deltaicos, praguianos (Mb. Jatapu) a eo-eifelianos (Mb. Lontra) e Ererê, constituída por siltitos e arenitos neríticos e deltaicos, neo-eifelianos a eo-givetianos.

Grupo Curuá: Engloba quatro formações: Barreirinha, caracterizada por folhelhos cinza escuro/pretos, enriquecidos em matéria orgânica, depositados durante a principal transgressão neo-frasniana; Curiri, com folhelhos, siltitos e diamictitos de ambiente peri-glacial, de idade fameniana; Oriximiná, constituída por depósitos arenosos fluviais regressivos, neo-fameniano/tournaisianos; e Faro, compreendendo a arenitos flúvio-deltaicos sob influência de tempestades, datados do Viséano. O Grupo Curuá é separado do Grupo Tapajós, sobreposto, pela superfície erosiva relacionada à Orogenia Eo-Herciniana e novo rebaixamento eustático do nível do mar.

C) Seqüência Carbonífero-Permiana: Corresponde a um novo ciclo transgressivo-regressivo. É formada pelos terrígenos, carbonatos e evaporitos, de ambientes continental a marinho restrito que constituem o Grupo Tapajós. É fortemente cortada, no seu topo, pela erosão relacionada à Orogenia Gonduanide (Zalán, 1991) e efetivo rebaixamento eustático do nível do mar. Esteve também afetada pelo diastrofismo Juruá.

Grupo Tapajós: Registra, através de seus sedimentos, uma significativa mudança climática, nessa época: de frio para quente (desértico), na sua seção basal, registrada pelos arenitos eólicos e de rios de deserto, intercalados pelos pelitos lacustres e de interdunas da Formação Monte Alegre, de idade neo-serpukoviano/eo-bashkiriana; as formações Itaituba e Nova Olinda recobrem estes clásticos e estão representadas por carbonatos e evaporitos de sabkha marginal, de idade neo-moscoviana/eo-gzeliana. A fase final deste ciclo está representada pelos clásticos avermelhados eo-permianos da Formação Andirá que atestam a fase de continentalização da bacia, relacionada, possivelmente à Orogenia Tardi-Herciniana e efetivo rebaixamento eustático do nível do mar.

Seqüência Mesozóico-cenozóica (Cretáceo-Terciária):

É representada pelo Grupo Javari o qual recobre a superfície de discordância relacionada à Orogenia Gonduanide e que marca o topo das seqüências paleozóicas.

Grupo Javari: Constituído pelos arenitos de sistemas fluviais de alta energia, depositados no Neocretáceo/Neogeno, que correspondem à Formação Alter do Chão. Sobrejacente, ocorre a Formação Solimões, uma seção de depósitos pelíticos contendo fragmentos de conchas e restos de plantas, de idade miocênica, que ocorre na porção ocidental da bacia.

Em resumo, a seção sedimentar da Bacia do Amazonas pode ser subdividida em duas seqüências deposicionais de primeira ordem: uma paleozóica e outra mesozóico-cenozóica (Cunha et al., 1993, 1994).

A Seqüência Paleozóica, por sua vez, compreende três seqüências deposicionais de segunda ordem limitadas por superfícies de discordâncias regionais ligadas a eventos orogênicos significativos:

A Seqüência Ordoviciano-Devoniana, compreendendo o Grupo Trombetas, truncado no seu topo pela erosão ligada à orogenia Famatiniana.

A Seqüência Devoniano-Carbonífera, que engloba os grupos Urupadi e Curuá, com seu topo marcado pela superfície erosiva associada à orogenia Eo-Herciniana.

A Seqüência Carbonífero-Permiana, representada pelo Grupo Tapajós, que sofreu importante evento diastrófico no Eocretáceo e foi truncada no seu topo por erosão ligada à orogênese Gonduanide.

A Seqüência Mesozóico-Cenozóica constituída pela Seqüência Cretáceo-Terciária é representada pelo Grupo Javari que engloba as formações Alter do Chão e Solimões. Essas formações ocuparam os espaços criados pelas atividades tectônicas ligadas à Orogenia Andina.

2.4 - Evolução Tectono-sedimentar

A idéia de que existe um rifte precursor das bacias intracratônicas é postulada mundialmente (Neves et al., 1989). O rifte deve ter influenciado a formação de uma depressão tectônica na qual a bacia se desenvolveu. O rifte de Keweenawan sob a bacia de Michigan e o rifte Reelfoot sob a bacia do Mississipi, no "midcontinent" dos Estados Unidos (Morgan & Rambert, 1987, *apud* Neves et al., op. cit.) são exemplos típicos.

Vários estudiosos da Bacia do Amazonas postularam a hipótese de um rifte inicial na evolução da mesma (Linsser, 1958; Loczy, 1966; Bahia e Abreu, 1985, todos *apud* Neves et al., op. cit.). Esses autores basearam-se em dados petrográficos e em métodos potenciais geofísicos.

Outros autores, como Wanderley Filho (1991) e Coutinho & Gonzaga (1994), apoiaram-se em dados estruturais e cronológicos, respectivamente, para postularem a mesma idéia de um rifte pretérito como origem da bacia. A ocorrência de lentes de conglomerado intercaladas com folhelhos silurianos sobrepostos a embasamento cristalino, ocorrentes num dos poços perfurados na borda norte da bacia, parece subsidiar a idéia de rifteamento (Wanderley Filho, informação verbal).

Nunn e Aires (1985) foram os primeiros a idealizarem a formação da bacia como um mecanismo de poli-rifteamento, sugerindo três eventos distensivos com estiramentos diferenciados da litosfera, sem, entretanto, quantificar esses movimentos. Esses autores, em 1988, usando a rigidez flexural, em modelo de placa elástica, descreveram a Bacia do Amazonas como uma bacia com geometria tipo rifte.

Coutinho & Gonzaga (1994) montaram a seqüência tectônica evolutiva da bacia baseados principalmente no mapa Bouguer e de isópacas das unidades estratigráficas. Eles usaram o modelo de rifte continental assimétrico (estudado por Bosworth, 1985; Rosendahl et al., 1986; Rosendahl, 1987; Specht & Rosendahl, 1989; Sander & Rosendahl, 1989, todos *apud* Coutinho & Gonzaga, 1994), no qual a suposição é feita de que a sinuosidade em "dog-leg" de um

rifteamento continental resulta de um complexo arranjo de meio-grabens interconectados ao longo de zonas de acomodação, com aspecto encurvado, visto em planta. O modelo estrutural interpretado pelos autores é caracterizado pela alternância de polaridades e depocentros ao longo do eixo deposicional da bacia, bem como pela distribuição de plataformas estruturais seguindo o modelo de Rosendahl. Estabeleceram, então, o modelo para a evolução tectono-sedimentar da bacia através de poli-rifteamento (Fig. 2.5).

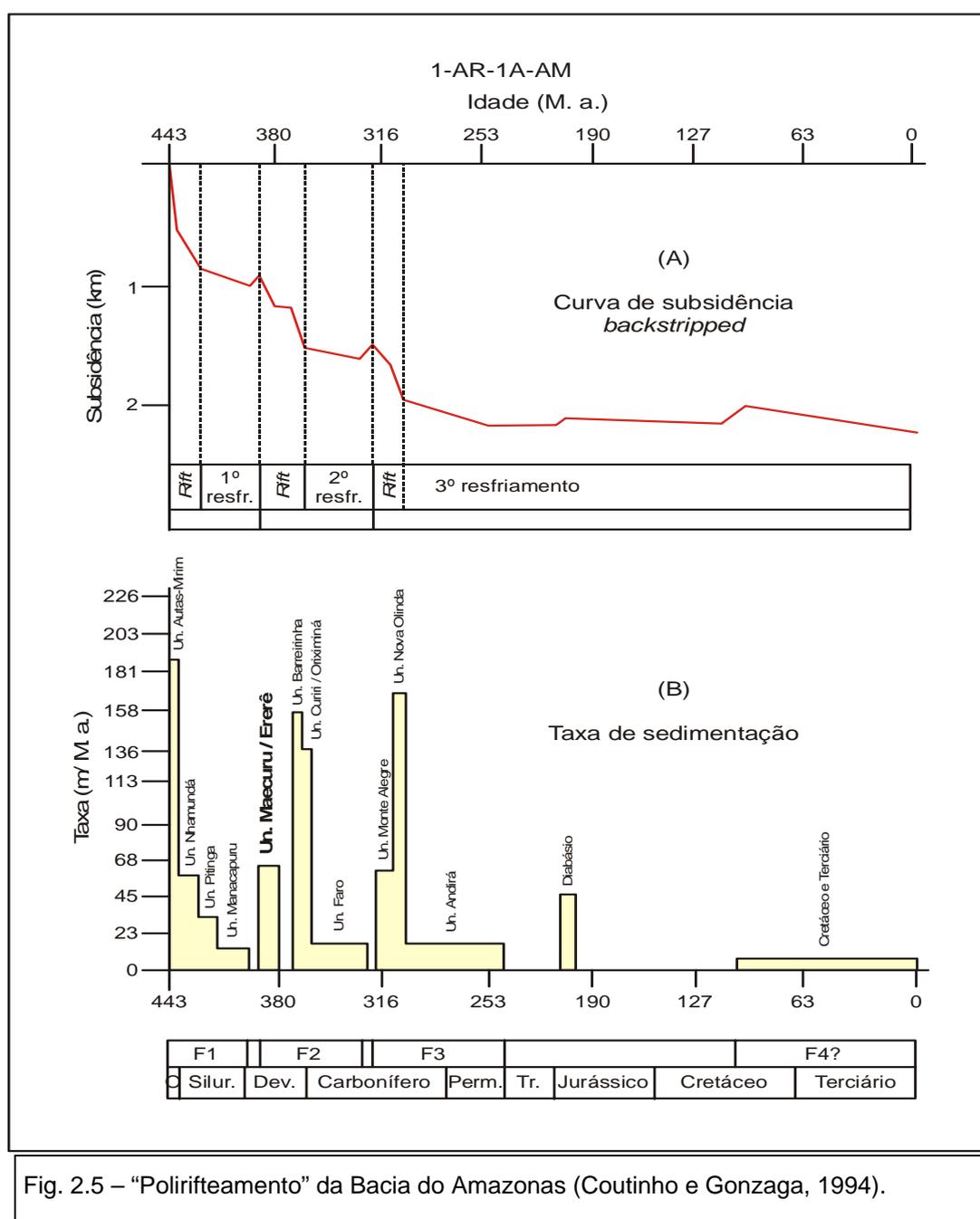


Fig. 2.5 – “Poli-rifteamento” da Bacia do Amazonas (Coutinho e Gonzaga, 1994).

Uma outra interpretação é dada por Wanderley Filho (1991) na qual a bacia que é orientada na direção NE-SW é segmentada por falhas de transferência NW-SE, resultando no padrão estrutural tipo "dog-leg" (Fig. 2.6).

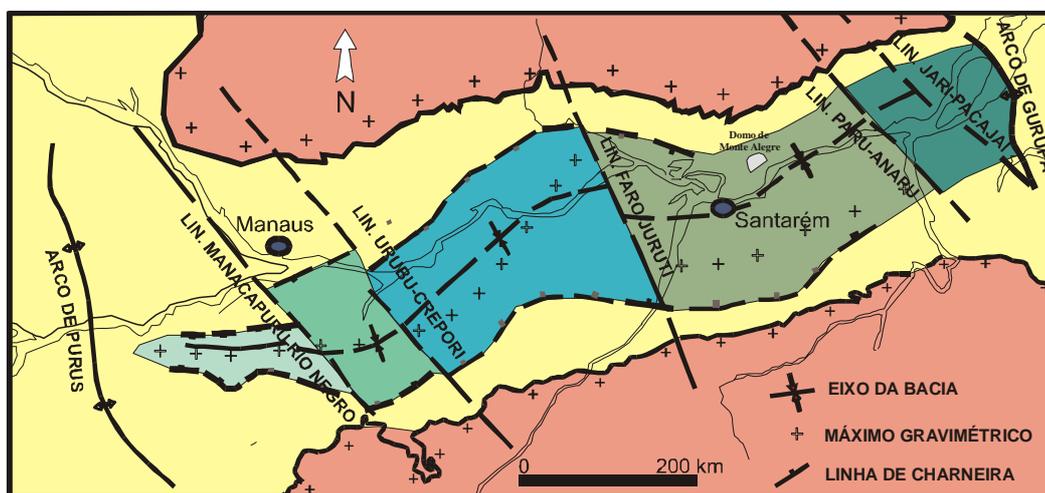


Fig. 2.6 – Padrão "dog-leg" para a Bacia do Amazonas (Wanderley Filho, 1991).

A compartimentação do embasamento da bacia e os "trends" estruturais formados pelo rifteamento controlaram, em parte, as seqüências deposicionais, uma vez que, como veremos em capítulos posteriores, outros fatores influenciaram o preenchimento da bacia como o afluxo de sedimentos, a criação do espaço deposicional, as variações climáticas e, principalmente, as variações eustáticas do nível do mar.

Uma visão da evolução tectono-estratigráfica da bacia através do tempo geológico é discutida a seguir:

Os registros de sedimentos mais antigos na área da bacia correspondem aos arenitos róseos / avermelhados pré-cambrianos da Formação Prosperança depositados em ambiente alúvio-fluvial, sobrepostos por siltitos e argilitos avermelhados intercalados com calcários e dolomitos depositados em ambiente de mar raso, pertencentes à Formação Acari (Caputo et al., 1971; Miura et al., 1983). Por estarem preservados apenas na porção ocidental da bacia, em pequenos grábens isolados, e terem sido pouco amostrados por perfurações,

carecem de estudos mais aprofundados no relacionamento com a origem da bacia. Desta forma, não são incorporados às fases principais da história do preenchimento sedimentar da sinéclise.

2.4.1 - Estágio deposicional Neo-Ordoviciano / Eodevoniano

Segundo Nunn e Aires (1988), durante o Cambriano / Ordoviciano Inferior teve início o processo de rifteamento da bacia, seguido de intrusões e posterior resfriamento das massas magmáticas com a subsidência inicial da bacia.

O estágio inicial de deposição na depressão intracontinental do Amazonas está representado pelos sedimentos marinhos e glaciais que compõem o Grupo Trombetas (Ludwig, 1964, *apud* Cunha et al., 1994). A sedimentação processava-se de leste para oeste, em "onlap" contra o Arco de Purus que impedia a conexão com a Bacia do Solimões. A leste, a sedimentação ultrapassou o Arco de Gurupá correlacionando-se com as bacias do noroeste africano (Villeneuve, 1988, *apud* Neves et al., 1989).

O Grupo Trombetas é constituído pelas formações: Autás Mirim, composta de arenitos e folhelhos neríticos, neo-ordovicianos, Nhamundá, composta por arenitos na base da unidade, passando a folhelhos, no topo, relacionados com um evento transgressivo, passando para depósitos glaciogênicos na parte superior, retratando um evento regressivo na bacia, sendo esses sedimentos de idade landoveriano / eo-wenlockiana, Pitinga, constituída por folhelhos radioativos correspondentes à máxima transgressão marinha desse tempo e diamictitos glaciomarinhos, relacionados a pulsos regressivos, neo-landoveriano a eo-ludlovianos e Manacapuru, composta por arenitos e pelitos neríticos e litorâneos, de idade neo-ludloviano / eo-lochkoviana, associados ao rebaixamento do nível do mar.

2.4.2 - Estágio tectônico Eodevoniano

Efeitos intraplaca da Orogenia Caledoniana ou Famatiniana (Zalán, 1991) foram registrados nas bacias do oeste da América do Sul, com pequena reativação vertical dos blocos do embasamento da Bacia do Amazonas.

Associado ao evento tectônico o grande abaixamento do nível do mar foi responsável também pela emergência da bacia e conseqüente erosão generalizada no Neo-Siluriano / Eodevoniano. Nunn e Aires (1988) calculam um rebaixamento eustático do nível do mar, de cerca de 100m. Entretanto, em áreas centrais da bacia esse evento não é bem registrado uma vez que o Membro Jatapu (Neolochkoviano/Praguiano) está sobreposto à porção superior da Formação Manacapuru (Eo-lochkoviano). Parece ter havido maior influência eustática.

2.4.3 - Estágio deposicional Neodevoniano / Eocarbonífero

Após a discordância relacionada à Orogenia Famatiniana e conseqüente rebaixamento do nível do mar, novo ciclo transgressivo-regressivo implantou-se na bacia, dessa vez com a deposição dos sedimentos pertencentes aos grupos Urupadi e Curuá. Esse segundo estágio deposicional é representado por sedimentos marinhos intercalados com clásticos oriundos de sedimentação periglacial. Este evento deposicional tem correlação no noroeste africano, não ocorrendo, entretanto, ainda nesse tempo, a conexão com a Bacia do Solimões.

O Grupo Urupadi (Santos et al., 1975) compreende as formações Maecuru e Ererê. A Formação Maecuru é constituída por arenitos quartzíticos e subordinadamente folhelhos, apresentando níveis de hematita e siderita intercalados (Membro Jatapu, basal) de idade emsiana (Grahm, 1992) ou pragiana (Melo et al., 1996), que gradam para arenitos intercalados por níveis conglomeráticos e siltitos na sua porção superior (Membro Lontra), de idade eo-eifeliana (Grahm, op.cit.) / neo-emisiana-eo-eifeliana (Melo et al., op cit). A Formação Maecuru foi depositada em ambiente influenciado por marés, passando para o topo para ambiente flúvio-deltaico. A Formação Ererê é constituída por siltitos com intercalações de folhelhos, na sua porção basal, associados a um pulso transgressivo e por arenitos depositados em ambiente deltaico progradante associado a nível de mar alto, na sua porção superior. A idade da Formação Ererê é neo-eifeliana / eo-givetiana (Grahm, op. cit.).

Após um pequeno pulso regressivo, seguiu-se a deposição do Grupo Curuá (Ludwig, 1964, *apud* Cunha et al., op. cit.) que teve sua fase inicial de deposição associada a rápida subida relativa do nível do mar, representada por

uma espessa seção de folhelhos negros, betuminosos, associados à máxima transgressão atingida pela bacia, durante o Frasniano. Correspondem aos folhelhos basais da Formação Barreirinha, altamente radioativos, que gradam para folhelhos cinza, menos radioativos e siltitos, para o topo.

A intensa deposição de matéria orgânica preservada nos folhelhos radioativos da Formação Barreirinha indica a existência de um amplo mar anóxico e um clima equalizado durante o Frasniano e a gradual depleção de CO₂, como consequência da deposição da matéria orgânica em todo o globo, o que conduz a um sensível abaixamento da temperatura na fase subsequente ao Frasniano (Backheuser, 1988).

Seguiu-se a deposição da Formação Curiri, constituída por folhelhos, siltitos e diamictitos de ambiente glacial, datada do Fameniano (Daemon e Contreiras, 1971) e relacionada a um rebaixamento do nível do mar. Com a continuação do evento regressivo do mar devoniano são depositados os arenitos e siltitos da Formação Oriximiná depositados em ambiente flúvio-deltaico sob influência de tempestades (Miura et al., 1983), datada do Neofameniano (Carozzi et al., 1973), Neofameniano / Neotournaisiano (Daemon e Contreiras, op. cit.) e Neofameniano / Eotournaisiano (Streel, 1986, *apud* Grahn, 1992).

O final da intensa fase regressiva iniciada com a deposição da Formação Curiri acontece com a deposição de espessos pacotes arenosos da Formação Faro, com intercalações de folhelhos na sua seção superior. A Formação Faro foi depositada em ambiente costeiro com influência marinha e de pântanos (Rodrigues et al., 1971) e tem idade tournaisiano/viseana (Daemon e Contreiras, op. cit.) ou, segundo interpretações mais recentes, restrita ao Neo-Viseano (Loboziak et al., 1998). O efetivo recuo do mar, nessa fase, teve significativa contribuição da Orogenia Eo-Herciniana (Neves et al., 1989), tendo a bacia passado por um prolongado processo erosivo em quase toda a sua extensão.

2.4.4 - Estágio tectônico Eocarbonífero

No oeste gondwânico (proto-continente sul-americano) a Orogenia Eo-herciniana é manifestada por esforços compressivos de direção NE-SW. Os

esforços provenientes de SW são devido à Cadeia Herciniana Andina (Dalmayrac et al., 1980, *apud* Neves et al., op. cit.), enquanto que os de NE originaram-se da colisão do segmento oriental gondwânico (proto-continente africano) com o bloco da Laurásia, o que pode ter originado o Cinturão Mauritanides, o qual é superimposto ao Cinturão Rockelides, uma extensão setentrional do Cinturão Móvel Araguaia-Tocantins. A elevação do Cinturão Mauritanides ocasionou a separação das bacias do noroeste africano das bacias do norte brasileiro (Amazonas e Parnaíba). Os blocos intrabaciais que compreendem os atuais arcos de Gurupá e Tocantins tiveram suas edificações nessa fase, provocando a descontinuidade entre as bacias do Parnaíba e Amazonas.

A elevação da região correspondente à atual África Ocidental no paleocontinente Gondwana, a esta época, teria sido acompanhada pelo soerguimento do Arco de Gurupá, a leste, e por uma leve inclinação da Bacia do Amazonas para oeste (Szatmari & Porto, 1982).

Após esse evento orogênico e conseqüente rebaixamento do nível do mar, uma fase erosiva significativa implantou-se na bacia.

2.4.5 - Estágio deposicional Neocarbonífero / Neopermiano

Nova fase de subsidência ocorreu na bacia e, uma vez que a mesma se encontrava basculada para oeste, a nova transgressão marinha veio dessa direção. Esse estágio se caracteriza também por notável mudança climática passando de frio para quente e árido. É representado pelo Grupo Tapajós (Santos et al., 1975) iniciado com a deposição da Formação Monte Alegre, em ambiente continental, constituída por arenitos eólicos e de rios de deserto ("wadis"), intercalados por siltitos de interdunas e lacustres (Miura et al., 1983; Costa, 1984), que estão diretamente sobrepostos à discordância erosiva associada à Orogenia Eo-Herciniana, gradando para o topo para calcários de inframaré, de idade neo-serpukoviana / eo-bashkiriana (Altiner e Savini, 1991)

A transgressão marinha vinda de oeste, nesta fase, ultrapassou o Arco de Purus, afogou e retrabalhou campo de dunas eólicas e interligou as bacias do

Solimões e do Amazonas, chegando a recobrir áreas proximais do sistema, à altura do Arco de Gurupá, a leste.

A Formação Itaituba, sobreposta, atesta o caráter transgressivo implantado na bacia, se bem que com lâmina d'água reduzida, através da deposição de calcários e anidritas com intercalações de folhelhos, de idade neobashkiriano-eomoscoviana (Altiner e Savini, op. cit.).

A Formação Nova Olinda, que se segue, é representada por sedimentos que denotam a perda cíclica da conexão da bacia com o mar aberto (Backheuser, 1988), ocorrendo em sua base arenitos fluviais que passam verticalmente a pacotes de carbonatos, halitas e sais mais solúveis (silvinita) que denotam a restrição desse mar epicontinental, nessa fase. Com base em fusulinídeos a idade neomoscoviano-eogzeliana é postulada para a Formação Nova Olinda (Altiner e Savini, op. cit.).

O final deste estágio tectono-sedimentar é caracterizado pela retomada da sedimentação predominantemente continental indicando uma restrição bacinal possivelmente associada aos efeitos da Orogenia Tardi-Herciniana, de curta duração e que atingiu principalmente as áreas proximais aos arcos de Gurupá e de Purus. Os depósitos estão representados pelos siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados da Formação Andirá, além de calcários, silxitos e anidritas subordinados, relacionados a sistemas flúvio-lacustres. Essa unidade estratigráfica foi datada pela relação isotópica $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ como de idade eopermiana (Rodrigues et al., 1993).

Essa seqüência apresenta as maiores taxas de deposição, comparada com as demais unidades, e isso é devido às importantes reativações das linhas de charneiras da bacia. Essas feições são bordas de plataformas que, na opinião de Carozzi et al. (1972), influenciaram na diversificação das fácies carbonáticas das formações Itaituba e Nova Olinda.

2.4.6 - Estágio Tectônico Neopermiano / Eotriássico

Corresponde à Orogênese Gonduanide (Zalán, 1991) associada à colisão final do Gondwana com a Laurásia, causando o fechamento do paleo-oceano Iapetus.

Na porção norte da América do Sul, os esforços de direção N-S podem ter fraturado o Escudo das Guianas e afetado transversalmente a Bacia do Amazonas, provocando um soerguimento generalizado e originado uma superfície erosiva discordante regional que se estendeu até a Bacia do Paraná.

2.4.7 - Estágio magmático e tectônico Neotriássico / Eojurássico

Caracterizado pela distensão E-W da bacia seguida de magmatismo básico na forma de soleiras e enxames de diques de diabásio orientados na direção N-S, como por exemplo os diques subaflorantes permiojurássicos de Rosarinho e Pantaleão, na porção ocidental da bacia e os diques jurotriássicos de Cassiporé, no Amapá e Penatecaua, na borda norte da bacia.

A formação de dutos N-S para as intrusões permotriássicas relacionam-se com o término dos esforços Gonduanides, enquanto os magmas básicos jurotriássicos ocupariam as fraturas originadas ou reativadas durante o processo de separação das placas litosféricas africana e sul-americana.

A abertura do Atlântico Norte foi precedida pela geração de riftes nas bordas das placas como o do Marajó e o do Tacutu. O Arco de Gurupá configurou-se como um divisor entre a sinéclise paleozóica do Amazonas e o rifte do Marajó.

2.4.8 - Estágio tectônico Eocretáceo

É marcado por esforços compressivos ENE-WSW originados a partir da abertura do Oceano Atlântico Equatorial, a leste, e da Zona de Subducção Andina, cretácea, a oeste da Placa Sul-Americana, provocando, no continente, a reativação de fraturas preexistentes e deformações compressivas ou cisalhantes (Campos & Teixeira, 1988, *apud* Neves et al., 1989).

Este estágio corresponde às orogenias Kimeridgiana tardia e Oregoniana. São as responsáveis pela formação de alinhamentos estruturais eocretáceos de grande interesse na prospecção de hidrocarbonetos na bacia. Este evento é conhecido como Diastrofismo Juruá.

2.4.9 - Estágio deposicional e tectônico Neocretáceo / Terciário

Está relacionado com o relaxamento dos esforços compressivos, quando foram criados sítios deposicionais para a implantação da Seqüência Cretáceo-Terciária, representada pelo Grupo Javari (Eiras et al., 1994), depositada diretamente sobre a superfície de discordância que marca o topo do Paleozóico da bacia. Esse ciclo deposicional é representado pelas formações Alter do Chão e Solimões.

No Neocretáceo foi implantado um sistema fluvial arenoso de alta energia atuante até o Neogeno, correspondendo à Formação Alter do Chão, estendendo-se até as bacias sub-andinas. O clima mudou de árido para úmido e a drenagem corria provavelmente para oeste, em direção ao pretérito Oceano Pacífico.

Com o soerguimento da Cadeia Andina essa seção foi isolada no Paleogeno e devido à compensação isostática o depocentro foi deslocado para oeste, para a região andina. Os rios cretáceos transformaram-se em lagos doces e rasos, alimentados agora por rios meandantes de baixa energia com depósitos de pelitos e restos de conchas e vegetais. A partir do Mioceno (Neogeno), época da culminância do soerguimento andino, a bacia passou a ser alimentada por sedimentos oriundos daquela cadeia montanhosa e a rede de drenagem passou a se dirigir ao Atlântico. A cunha argilosa decorrente desse evento, que corresponde à Formação Solimões, atinge e mal ultrapassa o Arco de Purus.

Cap. 3 - ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS NO INTERIOR DOS CRÁTONS

3.1 - Histórico

A Estratigrafia de Seqüências é uma nova metodologia de análise estatigráfica que se deriva, basicamente, da Sismoestatigrafia. Esta, iniciou-se na década de sessenta, como consequência da melhoria da qualidade de imageamento da sísmica de reflexão com o surgimento da sísmica digital multicanal.

O termo "seqüência" foi formalizado por Sloss et al. (1949) para definir uma unidade estratigráfica limitada por superfícies de discordâncias regionais.

Sloss (1963) utilizou a "seqüência" para separar os diversos ciclos de sedimentação nas plataformas cratônicas interiores do continente norte-americano, já utilizando um cunho mais moderno para a Estratigrafia, uma vez que, a partir daí, a Estratigrafia deixava de se limitar à descrição pura e simples dos estratos para se preocupar também com a gênese e limites temporais dos mesmos.

O primeiro grande passo da moderna Estratigrafia de Seqüências foi dado pelos trabalhos publicados no Memoir 26 da AAPG, em 1977, onde se sobressaem os estudos de P.R. Vail, R.M. Mitchum Jr., S. Thompson III, J.B. Sangree, R.G. Todd, J.M. Widmier, W.G. Hatlelid, e J.N. Bubb. Esses trabalhos, principalmente voltados à exploração petrolífera, refletem o grande avanço da sísmica de reflexão de alta resolução, dentro da Sismoestratigrafia, e fazem surgir então a moderna Estratigrafia de Seqüências, onde a curva de variações do nível do mar ("curva de Vail") se tornaria famosa no mundo inteiro.

A partir daí, do final da década de setenta e grande parte da década de oitenta, grandes discussões sobre a aplicabilidade e validade das teorias da Estratigrafia de Seqüências e da Sismoestratigrafia ocorreram, com vários trabalhos sendo publicados a favor e contra essas idéias.

Em 1987, Bilal Haq, um bioestratígrafo da Exxon, junto com Hardenbol e Peter Vail, produzem um novo gráfico global de variação do "onlap" costeiro, diferindo um pouco daquele de 1977 ("curva de Vail"), principalmente na escala de tempo e amplitude de variação do "onlap" costeiro.

O grande impulso para a aceitação, desenvolvimento, ampla difusão e aplicabilidade dos conceitos da moderna Estratigrafia de Seqüências foi dado com a publicação do SEPM 42 (Wilgus et al., 1988), onde uma notável quantidade de trabalhos seguem as teorias do Grupo da Exxon (Vail e colaboradores) retratadas no Memoir 26, citado acima. Surgem, em evidência, os nomes de Henry Posamentier e John Van Wagoner. A teoria ganha novo impulso através dos trabalhos de simulação estratigráfica em computadores, realizadas por M. Jervey.

Galloway (1989) propôs o termo "Seqüência Estratigráfica Genética" para representar o registro físico de um episódio deposicional consistindo de fácies progracionais, agradacionais e retrogradacionais ou transgressivas depositadas durante um período de estabilidade paleogeográfica regional. Esta unidade seria limitada pelas superfícies de inundação máxima e não pelas discordâncias, que caracterizam as seqüências de Vail.

Van Wagoner et al. (1990) revisa e reavalia os conceitos da Estratigrafia de Seqüências e discute os padrões de empilhamento das parasseqüências dentro dos tratos de sistemas, a hierarquia das unidades estratigráficas, os tipos de seqüências, as características de seus limites e os critérios de reconhecimento.

Einsele & Ricken (1991) enfatizaram os aspectos temporais dentro do arcabouço estratigráfico, dando origem à Estratigrafia Cíclica e de Eventos.

Posamentier & James (1993) chamam a atenção dos estratígrafos para se evitar a polêmica em torno dos temas mais controversos da Estratigrafia de Seqüências. Conclamam a comunidade geológica para utilizá-la como uma ferramenta de análise estratigráfica, ou seja, apenas como uma "metodologia", ao

invés de um "modelo" rígido que seja aplicado em toda e qualquer bacia sedimentar.

3.2 - Fatores controladores das Seqüências

A Estratigrafia de Seqüências é o estudo das relações entre as rochas sedimentares dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos relacionados geneticamente, o qual é limitado por superfícies de erosão ou não deposição, ou por suas concordâncias relativas. A unidade fundamental da Estratigrafia de Seqüências é a "seqüência", que é a unidade delimitada por discordâncias ou concordâncias relativas. A seqüência pode ser subdividida em "tratos de sistemas" (*system tracts*) que são definidos pela sua posição dentro da seqüência; em parasseqüências que são unidades de menor ordem, limitadas por superfícies de inundação marinha; e conjuntos de parasseqüências. Tanto os limites de seqüência como os da parasseqüência e conjunto de parasseqüências permitem definir um arcabouço cronoestratigráfico para correlação e mapeamento de rochas sedimentares.

O registro estratigráfico é controlado pela interação de quatro variáveis principais: (1) tectonismo - cria o espaço onde os sedimentos são depositados; (2) eustasia - a escola da Exxon acredita que seja o fator principal; (3) aporte sedimentar - controla a paleobatimetria e (4) clima - controla o tipo de sedimento.

Os fenômenos tectônicos e eustáticos, em conjunto, podem causar mudanças relativas do nível do mar que, por sua vez, controlam o espaço disponível para a deposição dos sedimentos. Tectonismo e clima controlam o volume e o tipo de sedimentos. O aporte sedimentar determinará quanto do espaço disponível será preenchido.

3.2.1 - Tectonismo

As principais influências de tectonismo são no aumento ou na redução do espaço de acomodação deposicional dos sedimentos. Quando associado com o clima, controla o tipo e a quantidade de sedimentos. Os registros de cada processo tectônico podem ser distinguidos com base nas suas taxas de duração

temporal e distribuição espacial. Os principais eventos tectônicos estão relacionados a episódios de soerguimento e rebaixamento de blocos; mudanças nas taxas de subsidência, dobramentos, falhamentos, magmatismo e diapirismo (Vail et al., 1991).

Os *eventos tectônicos de primeira ordem* resultam de processos termodinâmicos na astenosfera, os quais movimentam as placas e deformam a crosta terrestre e o manto superior. Extensão e encurtamento crustal, transpressão, transtensão e os fenômenos de aquecimento e resfriamento associados são processos de longa duração que causam o aparecimento e desaparecimento de bacias sedimentares (Vail et al., op. cit.). Os registros desses eventos são as bacias sedimentares e os cinturões montanhosos.

Os *eventos tectônicos de segunda ordem* são caracterizados pelas mudanças nas taxas de subsidência durante a evolução das bacias sedimentares. Elas podem resultar da reorganização do regime tectônico das placas ou de perturbações termodinâmicas locais. Essas mudanças nas taxas de subsidência são mostradas nas curvas de subsidência tectônica, tanto convexas quanto côncavas para cima. As assinaturas estratigráficas de ambas as curvas são os principais ciclos transgressivo-regressivos.

Os *eventos tectônicos de terceira ordem* são dobramentos, falhamentos, diapirismo e atividade magmática. A assinatura estratigráfica desses eventos está relacionada com a inclinação e com o rompimento dos estratos. Eles são associados com eventos contemporâneos tais como escorregamentos, deslocamentos, megaturbiditos, leitos de bentonita, fluxos extrusivos, diques e sills.

Este parâmetro é discutido no Capítulo 4 (estudo da tectônica atuante no Devoniano).

3.2.2 - Eustasia

Eustasia é o movimento de subida ou descida do nível do mar. De acordo com Kendal & Lerche (1988, *apud* Della Fávera, 1995) não é possível medir-se a

eustasia, a menos que o nível d'água fosse aferido num poste fincado no centro da Terra. No entanto, os movimentos eustáticos são reais e podem ser inferidos a partir de vários métodos.

Há dois tipos principais de eustasia: a tectono-eustasia e a glácio-eustasia.

A Tectono-eustasia é originada pelas mudanças nos volumes d'água das bacias oceânicas, condicionada pelo volume de material ígneo formado nas cordilheiras meso-oceânicas e pela taxa de criação do assoalho oceânico. Quanto mais rápida a criação da crosta oceânica, menor será a profundidade média das bacias, causando a subida do nível do mar e conseqüente invasão sobre os continentes. Durante os períodos de lenta criação de crosta oceânica ocorre um incremento na profundidade média das bacias oceânicas, causando a queda do nível do mar. As colisões continentais, subducção, magmatismo e aporte sedimentar são fatores que também influenciam na mudança da capacidade volumétrica das bacias oceânicas. A tectono-eustasia dá origem aos ciclos globais de inundação continental de primeira ordem.

A Glácio-eustasia é originada pela mudança no volume d'água presente nos oceanos. Estas mudanças estão diretamente relacionadas aos períodos glaciais e interglaciais, quando as geleiras presentes sobre os continentes podem incorporar ou liberar grandes volumes de água em reduzidos intervalos de tempo. A glácio-eustasia gera ciclos transgressivo-regressivos de segunda a quinta ordens, com menor magnitude, mas com mais alta freqüência que aqueles induzidos por tectonismo.

Ciclos eustáticos:

De acordo com Vail et al. (1991), são identificados cinco ordens de ciclos eustáticos no registro geológico, incluindo ciclos de inundação continental (primeira ordem, maior que 50Ma) e quatro ordens de seqüências cíclicas com períodos variando de 50Ma a 30ka (segunda a quinta ordens, Tabela 3.1):

ORDEM	DURAÇÃO (Ma)
1 ^a .	>50
2 ^a .	3 - 50
3 ^a .	0,5 - 3
4 ^a .	0,08 - 0,5
5 ^a .	0,03 - 0,08
Tabela 3.1 – Ciclos eustáticos (Vail et al., 1991)	

Os *ciclos eustáticos de primeira ordem*, ou ciclos de inundação continental, são definidos com base nos principais períodos de ocupação ou restrição de sedimentação no interior cratônico. Eles têm como assinatura estratigráfica a *megasseqüência*. Há dois ciclos de primeira ordem no Fanerozóico (Hallam, 1977; Vail et al., 1977; Fischer, 1981, 1982, todos *apud* Vail et al., 1991): o primeiro começa no Neo-Proterozóico e termina no Neo-Permiano. O segundo, mais novo, começa na base do Triássico e estende-se até o Presente. Os dois ciclos de inundação continental são reconhecidos em todos os continentes e, por isso, considerados globais. A causa desses ciclos está relacionada à Tectonoeustasia.

Os *ciclos eustáticos de segunda ordem* consistem de conjuntos de ciclos de terceira ordem (Haq et al., 1987, 1988, *apud* Vail et al., op. cit.) limitados por importantes quedas eustáticas (mais de 50m). Em geral, um conjunto de cinco a sete ciclos de terceira ordem, com duração de cerca de 9 a 10Ma, forma um ciclo de segunda ordem. A assinatura estratigráfica desses ciclos corresponde à *superseqüência* que apresenta ciclicidade média variando de 27 a 40Ma. As oscilações de segunda ordem do nível do mar definem os grandes ciclos transgressivo-regressivos, globalmente correlacionáveis, que estão relacionados às variações das taxas de espalhamento do assoalho oceânico.

Os *ciclos eustáticos de terceira ordem* são as unidades fundamentais da Estratigrafia de Seqüências, com a ciclicidade variando de 0,5 a 3Ma. Para Vail et al. (1991) as *seqüências* deposicionais de terceira ordem são os elementos

hierarquicamente mais elevados que ainda possuem caráter global, tendo limites definidos por eventos glácio-eustáticos. No entanto, vários estudiosos contestam a origem das seqüências de terceira ordem a partir de eventos puramente glácio-eustáticos e apresentam modelos alternativos baseados em perturbações tectônicas de caráter menos regional, ou seja, mais localizadas.

Os ciclos eustáticos de quarta e quinta ordens são representados pelas *parasseqüências* e pelas seqüências simples. Eles podem ser episódicos ou periódicos. Os ciclos episódicos, ou as *parasseqüências* episódicas, são causadas, por exemplo, pela mudança de posição de lobos deltaicos, controlados por processos autocíclicos, com distribuição limitada e muito curta duração (cerca de 10ka). Os ciclos periódicos, ou as *parasseqüências* periódicas, são caracterizadas pela continuidade regional e por mudanças sistemáticas na espessura entre ciclos de alta freqüência dentro de uma seção estratigráfica. A ciclicidade periódica é causada por processos alocíclicos, tais como flutuações climáticas induzidas pelos ciclos orbitais da escala de Milankovitch (menor que 0,5Ma).

Nos capítulos 7 e 8 são estudados os ciclos glacio-eustáticos atuantes no Devoniano da bacia e sua organização dentro de um arcabouço cronoestratigráfico interpretado pelo autor desta dissertação.

3.2.3 - Aporte Sedimentar / Sedimentação

Os sedimentos preenchem os espaços criados pela subida relativa do nível do mar. Eles são depositados episodicamente e possuem distribuição local. A assinatura estratigráfica dos efeitos sedimentológicos são os sistemas deposicionais, que são constituídos por lâminas, leitões, e episódicas *parasseqüências* (Campbell, 1967, *apud* Vail et al., 1991). Essas unidades contêm estruturas sedimentares relacionadas com os processos inerentes a cada ambiente deposicional, os quais são gerados pelo vento, ondas, fluxos de massas, marés, inundações, correntes marinhas e fluviais, precipitações e floculações.

Esses pacotes episódicos se acumulam e formam os sistemas deposicionais compostos de tratos de fácies (Vail et al., 1991). Eles podem estar dentro de uma seqüência ou incluir várias seqüências. Camadas consideradas como sendo marcos estratigráficos podem ser criadas por um único evento deposicional. Parasseqüências são limitadas por superfícies de inundação e apresentam caracteristicamente empacotamento com ciclos de raseamento para cima, que se juntam para formar os tratos de sistemas e as seqüências deposicionais.

O aporte sedimentar é uma complexa resposta do relevo da área fonte da bacia e do clima local. O relevo é controlado, por sua vez, pelo tectonismo.

3.2.4 - Clima

O principal controle do clima global é a circulação oceânica/atmosférica que, por seu turno, controla a umidade, a freqüência das precipitações e a temperatura.

A circulação atmosférica regional se estabelece devido às diferenças entre as capacidades caloríficas dos oceanos e dos continentes, que regulam as taxas de aquecimento e resfriamento de ambos.

Variações orbitais da Terra podem causar mudanças climáticas capazes de gerar ciclicidades sedimentares, mesmo quando o efeito do resfriamento global for inadequado para a formação de capas de gelo continental. Em geral, as transgressões glácio-eustáticas, causadas pelo derretimento das capas de gelo, são mais rápidas que as regressões, causadas pela formação de capas de gelo continental.

Cecil (1990) estabeleceu um modelo geral de resposta do sistema deposicional às variações climáticas, no qual as migrações dos cinturões climáticos induzidas por forças orbitais ou deslocamentos continentais através dos cinturões climáticos, resultante dos movimentos das placas tectônicas, resultariam em alterações climáticas que modificariam o suprimento de sedimentos clásticos e os padrões de sedimentação química. Climas áridos produziriam baixa

sedimentação, sendo acompanhada pela formação de carbonatos pedogênicos e evaporitos. Aumentando a precipitação, ocorreria o aumento da produção de sedimentos, predominando os clásticos. A máxima produção de sedimentos ocorreria sob condições climáticas temperadas e sazonalmente úmidas e secas. (Fig. 3.1). Climas muito úmidos induziriam a formação de vegetação intensa, reduzindo, dessa forma, a produção de sedimentos.

O estudo da influência climática na sedimentação devoniana da bacia é apresentado no capítulo 5.

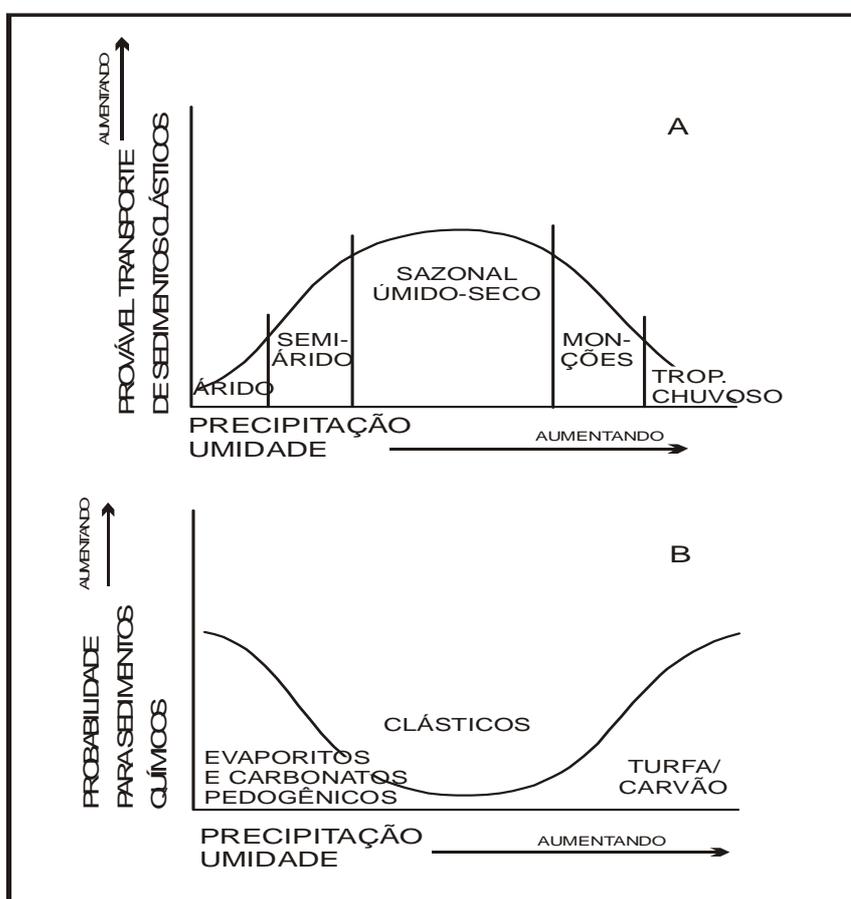


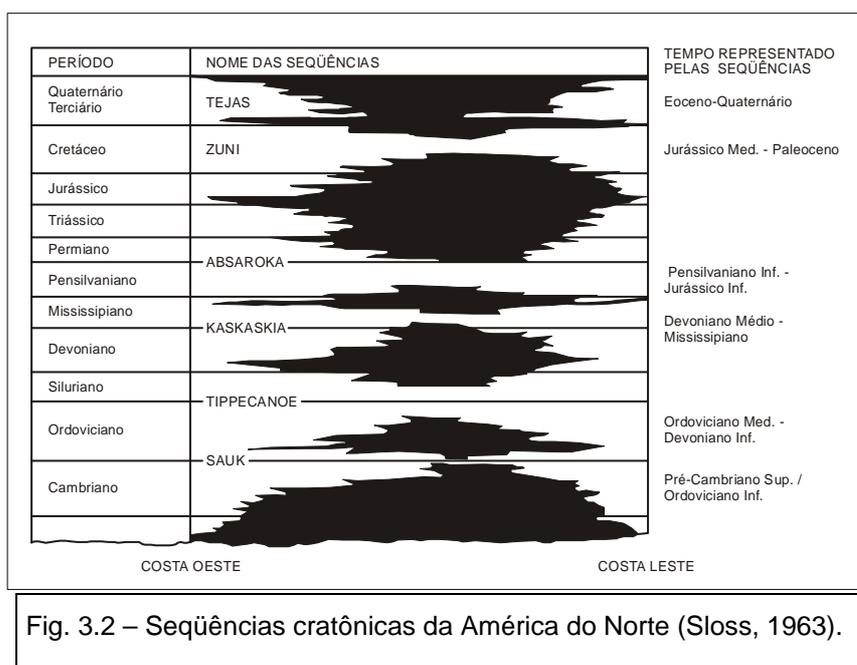
Fig. 3.1- Respostas sedimentológicas às variações climáticas. A) probabilidade de suprimento clástico em resposta à umidade; B) condições para a formação química de sedimentos, em resposta à umidade climática (Cecil, 1990).

3.3 - Cuidados na aplicação da Estratigrafia de Seqüências nos Crátons

3.3.1 - Corrente favorável

A aplicação das práticas e conceitos estratigráficos baseada nas unidades limitadas por discordâncias é, naturalmente, derivada do cráton, onde um significativo grupo de discordâncias regionais tem sido a base para montar um pequeno número de pacotes de estratos denominados seqüências (Sloss, 1963). Estas seqüências originais (agora denominadas superseqüências) permanecem úteis, atualmente, para a descrição estratigráfica de grande escala e discussões. A diferença em escala entre as superseqüências e as seqüências deposicionais de Vail é dramática.

As seis seqüências indígenas do Fanerozóico (Fig. 3.2) cobrem um espaço de tempo medido em dezenas de milhões de anos e são separadas por discordâncias comumente representando lacunas cronoestratigráficas de milhões ou múltiplos de milhões de anos. Em contraste, mais do que 100 seqüências de terceira ordem, com média de um a dois milhões de anos, cada, são identificadas nos estratos do Mesozóico médio ao presente (Haq et al., 1987). Essas, derivadas da sismoestratigrafia, são limitadas por: (1) discordâncias criadas por rápidas e breves mudanças do nível de base, ou (2) concordâncias correlativas.



A despeito das suas raízes na geologia do Paleozóico (Sloss et al., 1949, *apud* Witzke et al., 1996), a Estratigrafia de Seqüências tem sido aplicada

primariamente nos depósitos sedimentares do Mesozóico e Cenozóico (Christie-Blick & Driscoll, 1995, *apud* Witzke et al., op. cit.). Segundo esses autores "a aplicação dos princípios da estratigrafia de seqüências para o estudo das sucessões pré-Mesozóicas representam uma fronteira na Estratigrafia de Seqüências".

Hallam (1992, *apud* Witzke et al., op. cit.) fez a seguinte observação: "Os modelos da Exxon foram desenvolvidos para as margens continentais subsidentes com uma alta taxa de sedimentação, subentendida, no mínimo, nos tempos Neogenos, com rápidas e substanciais flutuações glacio-eustáticas do nível do mar. Tais modelos não são necessariamente apropriados ao estudo da sedimentação cratônica, geralmente caracterizada pelo ambiente marinho raso extenso, sem quebra de plataforma e baixas taxas de sedimentação". No entanto, as áreas cratônicas são marcadas pelo desenvolvimento de amplas superfícies de discordâncias, "onlaps" e truncamento dessas superfícies por pacotes estratigráficos, extensas superfícies de inundação e o amplo desenvolvimento de ciclos deposicionais transgressivo-regressivos de terceira e quarta ordens.

A segmentação dos registros estratigráficos, dentro de unidades limitadas por discordâncias e concordâncias, não está limitada às seqüências sísmicas de terceira ordem; seqüências de "quarta" (100-400ka) e "quinta" (10-20ka) ordens são agora reconhecidas, trazendo a periodicidade das seqüências deposicionais para as freqüências de Milankovitch. De fato, Mitchum & Van Wagoner (1991) fazem a seguinte assertiva: "um pacote de estratos (limitados por discordâncias ou concordâncias correlativas) é propriamente denominado de uma seqüência, sem problema com relação à sua freqüência".

Embora a "seqüência" signifique, comumente, um intervalo estratigráfico limitado por discordâncias, depositado durante um ciclo transgressivo-regressivo de terceira ou quarta ordens, algumas unidades de terceira e quarta ordem têm sido relegadas ao "status" de uma "parasseqüência" ou "conjunto de parasseqüências" por alguns estudiosos do interior cratônico. Embora uma terminologia padrão seja desejável é claro que alguns estudiosos dos crátons têm tido dificuldades em reconhecer as "parasseqüências" consistentemente.

Os *tratos de sistemas de mar baixo* (TSMB) e de *margem de plataforma* (TSMP) ("lowstand and shelf-margin system tracts" - LST and SMST) *estão caracteristicamente ausentes de áreas cratônicas*, primeiramente porque os conceitos originais e definições foram aplicadas para áreas de plataforma continental externa e talude.

Conforme pode ser visto nos capítulos 6 e 8 o trato de sistemas de mar baixo não é de fácil percepção nos ciclos devonianos da bacia, interpretados neste trabalho, salvo em alguns pontos em afloramentos da borda sul da bacia.

Os *tratos de sistemas transgressivos* (TST) são reconhecidos em muitas, mas não em todas, as seqüências cratônicas. Onde presente, eles são caracteristicamente delgados e comumente contêm evidências de sedimentação condensada. Entretanto, evidências de sedimentação retrogradacional associada com "onlaps" em direção ao continente e "downlaps" em direção à bacia ao longo dos limites de seqüências que caracterizam os tratos de sistemas transgressivos não são vistas em todas as seqüências cratônicas. A ausência de tratos de sistemas transgressivos indicam sedimentação regional "faminta" (e erosão submarina em alguns casos) durante as transgressões marinhas resultando numa convergência do limite de seqüência, superfície transgressiva e superfície de "downlap". Na Bacia do Amazonas o trato de sistemas transgressivo é bem marcado e discutido nos capítulos 6 e 8.

A "seqüência" é considerada como um ente global, inexoravelmente ligada aos ciclos eustáticos. Se isto for verdadeiro então a "seqüência" é considerada como tendo *significado cronológico* e os limites de seqüência podem ser usados para subdividir uma detalhada cronoestratigrafia global (Haq et al., 1987).

Entretanto, a associação da estratigrafia de seqüências com a eustasia tem também seus depreciadores. Num senso puramente descritivo as seqüências podem ser consideradas como unidades alostatigráficas empíricas, não possuindo implicações com a eustasia. Muitos autores reconhecem que é difícil a determinação do principal fator atuante na construção de uma seqüência

particular, numa região específica: tectônico, climático, mudanças eustáticas ou suprimento sedimentar.

Somente pelas comparações inter-regionais e intercontinentais de mudanças relativas das curvas do nível do mar colocadas dentro de uma refinada cronoestratigrafia pode-se visualizar um arcabouço geral para a eustasia.

O sincronismo intercontinental das mudanças relativas do nível do mar é principalmente explicado como sendo resultado da eustasia (Johnson, 1996, *apud* Witzke et al., 1996). Os sinais eustáticos poderão ser mais difíceis de serem extraídos de regiões tectonicamente ativas e de bacias com subsidências extremamente rápidas ou de áreas marginais a cinturões orogênicos. Em contraste, os controles eustáticos podem ser mais evidentes em regiões tectonicamente estáveis, idealmente, em áreas de baixa sedimentação. As plataformas estáveis e rampas e as bacias rasas de interiores cratônicos podem, portanto, ser os melhores lugares para interpretar os efeitos da eustasia na sedimentação inter-regional.

Posamentier & Weimer (1993) fazem o seguinte comentário: "recentes estudos de afloramentos, perfis de poços e dados sísmicos de alta resolução têm demonstrado que os princípios estratigráficos desenvolvidos em grande escala, com a geometria estratal sendo observada sísmicamente, também foram aplicados na concepção da geometria estratal em escala menor; portanto, os *conceitos da Estratigrafia de Seqüências parecem ser independentes de escala, tanto espacial quanto temporal*".

Ross & Ross (in Wilgus et al., 1988) enumeram aproximadamente 60 seqüências deposicionais transgressivo-regressivas, nas sucessões marinhoras do Carbonífero e do Permiano das plataformas cratônicas estáveis de todo o mundo. Essas seqüências foram eventos deposicionais síncronos que resultaram das mudanças eustáticas do nível do mar, variando de 1,2 a 4Ma, com média de 2Ma.

Lindsay et al. (1993, *apud* Della Fávera, 1995) afirmam que "as bacias intracratônicas caracterizam-se por baixas taxas de subsidência, perfis em rampa

muito suaves e diminutas lâminas d'água, o que resulta em pequena geração de espaço para a acomodação de sedimentos. Suas seqüências são, por isso, delgadas e extensas, poucas delas têm geometria deposicional reconhecível e as descontinuidades da sedimentação são expressas por superfícies de discordância praticamente horizontais e planas. *O trato de sistema de mar baixo (TSMB) é de difícil reconhecimento. Desta forma, a sucessão estratigráfica nestas áreas é constituída de empilhamentos de depósitos transgressivos (TST) e de mar alto (TSMA), limitados por superfícies de discordância de geometria plana. Assim, as superfícies de inundação máxima (SIM) praticamente coincidem com o limite da seqüência".*

Está claro que os mecanismos glácio-eustáticos foram significativos durante vários períodos do Paleozóico e os clássicos ciclotemas do Pensilvaniano fornecem fortes evidências da glácio-eustasia.

A presente dissertação procura mostrar que esses mecanismos foram atuantes no Eo-mesodevoniano da Bacia do Amazonas.

3.3.2 - Corrente contrária

Estratígrafos da cobertura sedimentar cratônica têm, muito apropriadamente, que se moverem na direção da participação no renascimento das análises estratigráficas iniciadas pela moderna Estratigrafia de Seqüências. Há, contudo, certas características distintivas inerentes aos crátons e suas histórias que requerem reconhecimento e atenções para orientar a transferência de conceitos, práticas e terminologias das regiões de margem cratônica e extra-cratônica. Essas idiossincrasias cratônicas podem ser agrupadas sob os seguintes títulos: hipsometria/batimetria; taxa de acomodação/grau de preservação; e soerguimento tectônico/subsidência.

3.3.2.1- Hipsometria e batimetria dos crátons

Aqueles que estudam as margens passivas, onde a moderna Estratigrafia de Seqüências foi concebida, medem o relevo submarino em quilômetros, da quebra da plataforma para o depocentro da bacia.

As bacias do tipo “foreland” são produto de tectonismo e imposição de carga sedimentar: a pronta disponibilidade de suprimento sedimentar evita a formação de bacia “faminta” e o grande contraste hipsométrico. Todavia, a interação de progradações arenosas de frentes deltaicas com lamas de prodeltas, amplificada pelas diferenças nas taxas de compactação entre sedimentos grossos e finos, suportam relevos de talvez mais que 200m, da plataforma subaérea para o eixo da bacia - suficiente variação vertical para permitir o estabelecimento de leitos inclinados (clinoformes), “down-lap surfaces”, e outras “marcas” de seqüência de terceira ou mais alta ordem.

Já no interior cratônico a submergência abaixo do nível de base resulta no enterramento precoce das irregularidades topográficas e o estabelecimento de assoalhos de mares epicratônicos de longa continuidade, virtualmente horizontalizados, os quais apresentam muito limitadas oportunidades para o estabelecimento de quebras de plataforma, clinoformas e outras estruturas sedimentares dependentes do significativo relevo batimétrico. Essas condições de essencial horizontalidade são aquelas identificadas como “marcas” das “bacias com margem tipo rampa” (Van Wagoner et al., 1988), (Fig. 3.3).

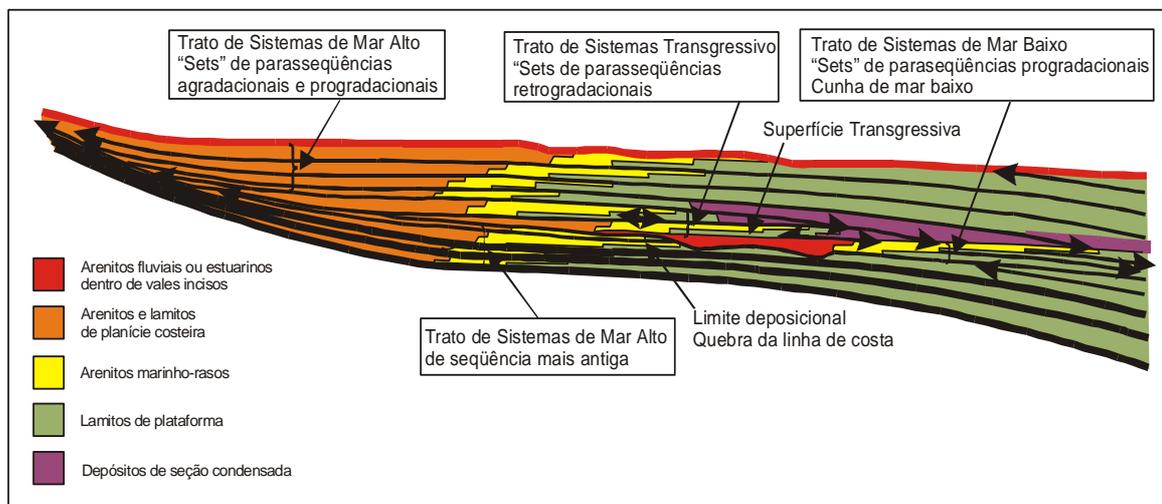


Fig. 3.3 – Padrão estratal numa Seqüência tipo 1, depositada numa bacia com margem tipo rampa (Van Wagoner et al., 1988).

“Plataformas” (e não rampas) parece uma apropriada designação para vastas áreas que têm sido repetidamente recobertas com assoalhos oceânicos essencialmente horizontais, mantidos neste estado, apesar da pequena variação na subsidência, por taxas de sedimentação caracteristicamente em excesso, com relação à taxa de criação de espaço de acomodação. Esta é uma interpretação suportada pela relativa facilidade com a qual os pacotes sedimentares individuais (ciclos de terceira a quinta ordem da estratigrafia de seqüências) podem ser seguidos por centenas de quilômetros, comumente através das margens das bacias e depocentros.

“Fácies de água profunda” nos crátons / Controvérsias:

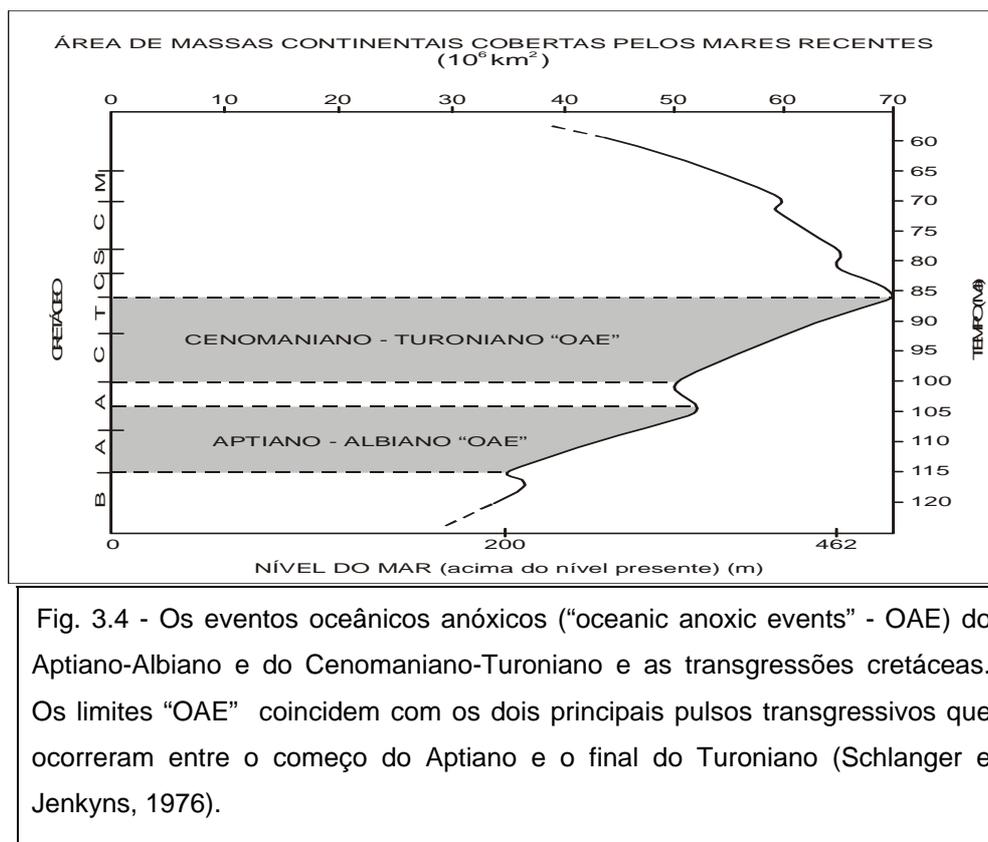
É obvio que um movimento ascendente do nível de base, pelo aumento na taxa de subida do nível do mar, ou da taxa de subsidência, é quase sempre acompanhado por acumulação de sedimentos que preenchem o espaço de acomodação adicional.

Na ausência comum de um incremento de suprimento, pequena quantidade de sedimento, que anteriormente passou sobre a quebra da

plataforma para alimentar a deposição em águas profundas do talude e bacia, alcança esses sítios; sedimentos de bacia faminta representados por “seções condensadas” são o resultado deste processo. Tipicamente, finos sedimentos de suspensão, ricos em orgânicos, dominam os intervalos condensados; onde a deposição toma lugar em profundidades oceânicas abaixo do topo da zona de mínimo oxigênio, o produto é lama rica em carbono e hidrocarboneto, preservada como folhelho negro.

Estes fatos demonstrados, reforçados pela correlação de eventos anóxicos com níveis de mar alto “sea-level highstands” (Schlanger e Jenkyns, 1976) (Fig. 3.4), têm encorajado os estratígrafos, incluindo os que trabalham com os crátons, a associar as ocorrências de alguns folhelhos negros com água profunda e com sedimentos de bacia faminta, acompanhando aumento abrupto do nível do mar.

Algumas ocorrências de folhelhos negros servem para complicar e confundir a interpretação dos estratígrafos cratônicos: Dentre estas, citam-se as próximas ao limite Devoniano-Carbonífero sobre amplas áreas ao redor dos escudos Canadense e Báltico, estendendo-se para as margens dos crátons: uma escola de pensamento refere-se a esses folhelhos como de águas profundas marinhas, raramente especificando quão profunda é a profundidade, mas algo entre 100m e 200m é comumente aplicado nos exercícios de descarregamento das camadas (“backstriping”) e reconstruções paleogeográficas (Gutschick e Sandberg, 1991, *apud* Sloss, 1996).



Outra corrente de investigadores, impressionados pelas evidências de deposição em águas rasas, para os folhelhos em questão, procuram alternativas para as águas profundas. As evidências apresentadas incluem a presença comum de folhelhos negros, imediatamente acima de superfícies de discordâncias indicativas de exposição subaérea, intercalados com arenitos com marcas de ondas e depósitos de águas doces, inclusões de substanciais partes e fragmentos de plantas terrestres, e forte associação com depósitos de evaporitos considerados de origem de "sabkha".

Outros folhelhos negros cratônicos, que provocam controvérsia em relação à batimetria, são aqueles associados com os carvões paleozóicos, em sucessões cíclicas. A ocorrência comum de folhelhos negros, recobrimdo leitos de carvão na Bacia de Illinois, suporta a ampla opinião formada que estes folhelhos representam ambientes lagunares ou de águas marinhas muito rasas - os depósitos iniciais de mares transgressivos.

Enquanto o debate continua, proponentes anseiam por trazer a aprovação da Estratigrafia de Seqüências para o centro do cráton (o coração da terra), valendo-se dos horizontes de folhelhos negros como indicadores de “superfícies de máxima inundação” usadas por alguns autores (como Galloway, 1989) para limitar as “seqüências estratigráficas genéticas” (Fig. 3.5) e pelo grupo dominante da Exxon (Van Wagoner et al., 1988) para limitar as “parasseqüências” (Fig. 3.6).

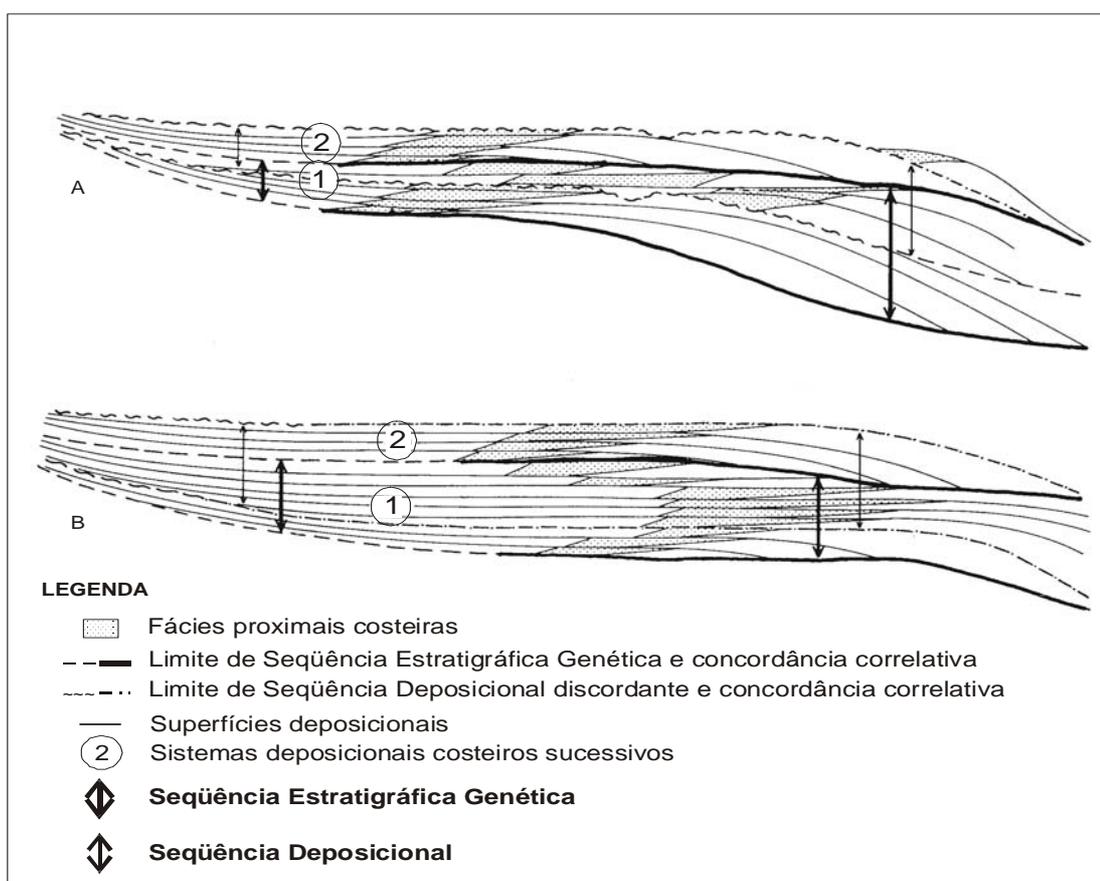
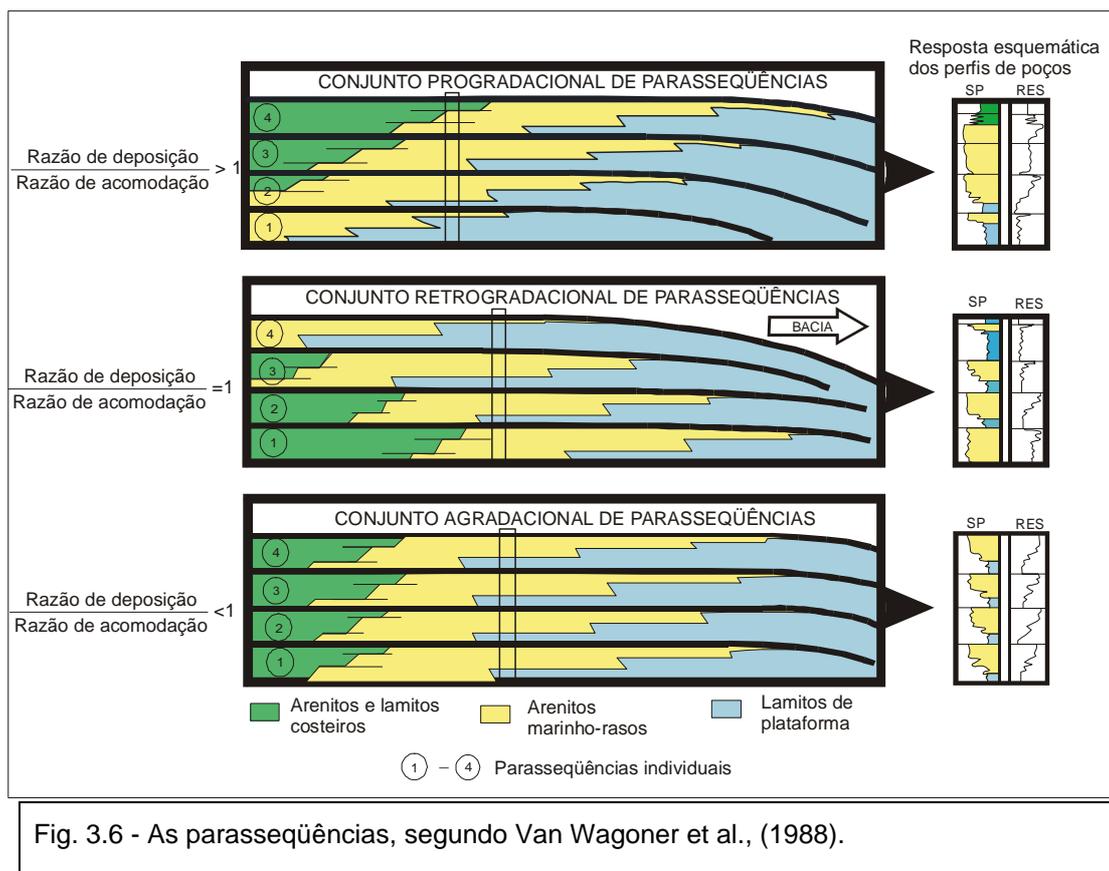


Fig. 3.5 – Comparações de limites de seqüência deposicional (A) tipo 1 EXXON e (B) tipo 2 EXXON com a Seqüência Estratigráfica Genética. (A): O paradigma da Exxon dá ênfase à discordância subaérea e suas superfícies estratais equivalentes, as quais podem ser mais proeminentes onde o relativo nível de base cai abaixo das progradações de margem de plataforma. (B): Em contraste, o limite da discordância é obscuro e de extensão limitada nas seqüências de tipo 2 onde o nível de base não cai abaixo da margem da plataforma. Em ambos os exemplos, superfícies de hiato criadas por transgressões e afundamento da planície costeira cria um fácil e correlacionável horizonte que “encapsula” as cunhas progradantes das planícies costeiras arenosas, zona de praia e sedimentos marinhos de talude (Galloway, 1989).



3.3.2.2 - Taxas de acomodação e graus de preservação no cráton

Dado o estado de equilíbrio (nível de base) característico das plataformas cratônicas através de longos períodos de tempo, os aumentos do registro sedimentar requerem depressões (abaixamentos) da interface deposicional, isto é, um deslocamento para cima do nível de base pela razão do nível do mar subir e/ou subsidência em excesso com relação à taxa de suprimento sedimentar.

A proposição que a sedimentação foi contínua com taxas de milímetros por mil anos, durante dezenas de milhões de anos, nos mares rasos tropicais, não é merecedora de discussão. A alternativa requer deposição interrompida, preservação como um evento relativamente raro, e grandes extensões de tempo nas plataformas cratônicas não representadas por registros estratigráficos.

3.3.2.3 - Tectonismo vertical das plataformas cratônicas e bacias

É um ponto pacífico entre muitos dos estratígrafos de seqüências que as discordâncias que limitam as seqüências deposicionais e os padrões de fácies (“tratos de sistemas”) dentro delas são governados pela variação eustática senoidal do nível do mar, enquanto a subsidência mantém-se sob taxa constante.

Como observado por Sloss (1992), a comunidade da Estratigrafia de Seqüências é impelida na direção desta visão pela aparente correlação de seqüências individuais (de terceira ordem) sobre grandes distâncias, um fenômeno mais facilmente explicado pela identificação das mudanças do nível do mar como um processo responsável pela ciclicidade expressa nas margens passivas e nas sucessões das bacias tipo “foreland”.

A hipótese tem encontrado entusiástica aceitação por um número grande de práticos da estratigrafia cratônica, embora várias razões para o questionamento da eustasia terem sido apresentadas (Miall, 1990, 1992, *apud* Sloss, 1996). Um corolário de pronta aceitação do controle do nível do mar é a dispensa do papel da movimentação vertical da crosta como o “controlador” para a ciclicidade de escala métrica/centimétrica expressa nas colunas estratigráficas cratônicas. Soerguimentos de crátons e elementos cratônicos, com referência a nível de base, são indubitavelmente importantes, mas a ênfase aqui é colocada na subsidência, o sentido do movimento que é representado pela deposição e preservação dos estratos sedimentares.

O depocentro de bacias intracratônicas (Williston e Michigan) registra subsidência líquida tão alta quanto 30m/Ma., aproximando-se das taxas das maduras margens passivas, mas envolvem áreas muito limitadas. Em outros lugares, sobre amplas áreas dos crátons, durante a maior parte do Paleozóico, os sedimentos preservados registram taxas de subsidência líquida significativamente menor que 10m/Ma.

A baixa taxa de adição do espaço de acomodação demonstrada no “Mid-Continent” e/ou as plataformas de tamanho descomunal, fazem com que seja difícil aceitar as trocas eustáticas do nível do mar como o controle primário da ciclicidade da sedimentação cratônica.

Considerações tais quais centenas de milhões de anos de repetitivos episódios de deposição, soerguimento, e erosão, representados pela história da bacia cratônica, requerem que procuremos alternativas para o controle eustático da ciclicidade cratônica; as seguintes observações requerem atenção:

a) A preservação é episódica: De longe, a grande parte do tempo cratônico não é representado por sedimentos preservados. Não há evidência para indicar que levantamentos do nível de base, para iniciar a criação de espaço de acomodação, são ritmicamente espaçados, como deveria ser esperado se a eustasia, governada pela força orbital, estivesse controlando. Ao invés dos ciclos de Milankovitch, os fatores aparentemente determinantes da preservação dos ciclos cratônicos de longo período (>100 mil anos) são os afundamentos, abaixo do nível de base, ou a sedimentação dependente da teoria do caos (sedimentação episódica).

b) A subsidência de bacias e plataformas é síncrona: Está claro que as bacias intracratônicas subsidem episodicamente, expressando taxas e características geométricas inatingíveis pela eustasia ou controle local do nível do mar (Sloss, 1991); a subsidência diferencial crustal é evidente. Alguns agrupamentos de estratos, limitados por discordâncias, preservados nas plataformas cratônicas, podem ser seguidos para dentro de bacias adjacentes, onde espessuras são duplicadas, triplicadas, ou mais - não pela razão de altos níveis de preservação, mas por causa da mais rápida criação de espaço de acomodação através da subsidência tectônica. Se unidades lenticulares bacinais denotam subsidência diferencial, então seus contemporâneos tabulares sobre a plataforma devem ser respostas dos mesmos episódios de subsidência tectônica.

c) Sincronismo da subsidência intracratônica e intercratônica: Como pode ser demonstrado (Leighton e Kolata, 1991, *apud* Sloss, 1996), há um significativo grau de sincronismo exibido por episódios de subsidência de bacias cratônicas amplamente separadas.

d) Prevalência de ciclos de raseamento para cima (“upward-shoaling cycles”): Muitos ciclos cratônicos dominados por sedimentos detríticos são caracterizados por um delgado conglomerado basal ou arenito, imediatamente

recoberto por argilito, passando para cima para siltito e arenito - a típica associação “engrossando” para cima interpretada como raseamento para cima. A impressão transmitida é a de repetidos e rápidos movimentos de subida do nível de base, preenchimento do espaço deposicional disponível, seguido por “bypass” de produtos de sedimentação, enquanto a superfície de equilíbrio está sujeita a um grande número de possíveis processos (flutuações mínimas do nível do mar, escavações por tempestades, cimentações superficiais, buracos e bioturbações), até o próximo episódio de subsidência tectônica ocorrer.

3.4 - Conclusões

Os estudiosos das bacias cratônicas têm um considerável débito para com os desenvolvimentistas da nova Estratigrafia de Seqüências; estes mostraram as possibilidades da integração da litoestratigrafia, bioestratigrafia e cronoestratigrafia, com detalhados estudos das fácies, para produzir uma coerente estratigrafia descritiva e interpretativa em ambientes de margens passivas. Os estratígrafos do interior cratônico devem honrar este débito, com a aplicação cuidadosa desses princípios e práticas que não foram definidas para esse ambiente.

Entretanto, esses estudiosos não estão de "braços cruzados" e inúmeros trabalhos já foram publicados recentemente na literatura mundial, dentre estes destacamos os que compõem o Special Paper 306 da Geological Society of America, cujo título nada mais é do que: Estratigrafia de Seqüências Paleozóicas.

O autor desta dissertação tenta aplicar essa ferramenta moderna dentro do Cráton Amazônico, procurando refinar cronologicamente a seção estudada.

Cap. 4 - TECTÔNICA NO DEVONIANO

Conforme enunciado no capítulo anterior, o registro estratigráfico é controlado pela interação de quatro variáveis principais: o tectonismo, a eustasia, o aporte sedimentar e o clima.

Neste capítulo, em particular, é focalizado, de maneira sucinta, o tectonismo que atuou durante o Devoniano, envolvendo as crostas continental e oceânica e, principalmente, o ocorrido no Supercontinente Gondwana, em suas margens e seus reflexos no interior cratônico, procurando argumentos para a interpretação da evolução geológica da seqüência em estudo nesta dissertação.

4.1 - Generalidades

O cenário tectônico da sedimentação pode ser relacionado com a combinação da subsidência, da estabilidade e do soerguimento das áreas fonte e deposicional. Ambientes sedimentares produzem o padrão detalhado de distribuição sedimentar dentro dos variados arcabouços tectônicos (Krumbein & Sloss, 1963; Dickinson, 1974, *apud* Dineley, 1979).

Os movimentos da Terra que produzem essa combinação de elementos tectônicos processam-se sob grande variedade de taxas, mas elas estão sempre em ação. A visão da atividade tectônica fanerozóica é dominada pelo modelo da tectônica de placas. Convém, pelas leis da geologia, acreditar que o modelo possa ser aplicado no Devoniano (409-363 Ma). O número e a natureza das placas crustais envolvidas não são conhecidos, mas a existência de zonas de subducção e de geossinclinais não pode ser colocada em dúvida. Nem toda a crosta oceânica pré-devoniana ou devoniana foi descoberta mas, evidências de colisões continentais silurodevoniana e devoniana são manifestas em várias partes do mundo.

Os cinturões orogênicos, as suturas resultantes das colisões continentais, os crátons e os sítios de maior acumulação de sedimentos devonianos podem ser localizados, numa tentativa da definição da geografia geral do mundo. A distribuição e relacionamento dessas entidades explicam amplamente a natureza da coluna estratigráfica devoniana.

As atividades tectônicas das placas aconteceram principalmente nos tempos tardios do Devoniano, sendo as mais conhecidas as orogenias colisionais Acadiana e Apalachiana e as orogenias Antler e Tabbarabbaran, que ocorreram mais intensamente no continente Euraméria, em suas bordas leste e oeste, respectivamente.

A sedimentação continental ocorreu nas vizinhanças dos orógenos e uma sedimentação epírica (ligadas a mares epicontinentais) tomou lugar sobre os crátons. Vigorosos falhamentos do embasamento pré-Devoniano ocorreram nas regiões orogênicas e adjacências: os crátons sofreram pequenas, mas complexas, deformações. Cinturões geossinclinais com elementos bem definidos de "mio" e eugeossinclinal, ou ambos, foram bem comuns.

Joseph Barrell (1917, *apud* Dineley, 1979) introduziu o conceito de "nível de base" através do qual as forças de erosão e deposição rivalizam-se e no qual o equilíbrio poderia ser estabelecido. Forças tectônicas, entretanto, impedem tais equilíbrios de existir por muito tempo. A taxa de sedimentação é mais controlada pela taxa de subsidência da superfície de deposição do que pela taxa de suprimento. Barrell enfatizou que a deposição é descontínua (sedimentação episódica), interrompida por oscilações. O atual sedimento preservado na coluna pode representar somente uma pequena parte do total do tempo decorrido.

O registro estratigráfico pode ser estabelecido de acordo com quatro cenários de condições, que são combinações de taxas relativamente rápida ou lenta de subsidência com rápida ou lenta sedimentação:

1) *Subsidência rápida com sedimentação rápida* é inferida de acumulações em eugeossinclinais e em algumas cunhas clásticas: sedimentos imaturos, pobremente selecionados e em grande volume, podem ocorrer; 2)

Subsidência rápida e deposição lenta pode ser representada em acumulações batiais de geossinclinais e assoalhos oceânicos. 3) *Subsidência lenta e deposição rápida* geralmente produzirá progradações e lateralmente espessos depósitos: deltas, preenchimento de bacias de retroarco e certos depósitos de bancos, são exemplos. 4) *Subsidência lenta e deposição lenta* dão como resultados finas acumulações de sedimentos clásticos maduros e bem selecionados e carbonatos em lençóis, ou seja, típicos de assembléias cratônicas.

A subsidência rápida é uma feição característica em áreas orogênicas, onde os movimentos verticais do embasamento e talvez das áreas fonte podem ser fortes.

A subsidência lenta é uma feição de áreas epíricas, onde o embasamento é relativamente estável e a superfície deposicional é rasa e limitada por deformações sutis. *As bacias paleozóicas brasileiras, e a Bacia do Amazonas em particular, apresentam essa característica registrada em suas seqüências deposicionais.*

Os limites das áreas deposicionais podem depender primariamente das feições crustais, tais como margens continentais ou bordas de placas, ou, secundariamente, de feições como falhas, soerguimentos e vulcanismo.

Ênfase na componente horizontal do movimento crustal não deveria desviar a atenção dos importantes movimentos verticais que têm afetado a taxa e o tipo de acumulação de sedimentos através do tempo geológico. A evolução envolvendo o Proterozóico e o Paleozóico da Europa Ocidental (Belousov, 1966; Krebs & Wachendorf, 1973, todos *apud* Dineley, 1979) é considerada como sendo influenciada primariamente por movimentos verticais da crosta. Sloss & Speed (1974, *apud* Dineley, op. cit.) também enfatizaram as componentes verticais do movimento durante a evolução tectônica dos crátons.

Os principais ambientes deposicionais podem ser classificados (Dineley, 1979) nas seguintes categorias, dependendo dos tipos de crosta e litosfera que servem como substrato, da proximidade da margem da placa e do tipo de junções próximas às bacias:

a) *Bacias Cratônicas*: aquelas situadas dentro de um arcabouço cratônico ou desenvolvidas sobre crosta continental; ou aquelas situadas entre dois crátons recém justapostos e desenvolvidas sobre crosta continental ou transicional (Bott et al., 1976, *apud* Dineley, op. cit.). *As nossas bacias paleozóicas brasileiras se encaixam nesta classificação.*

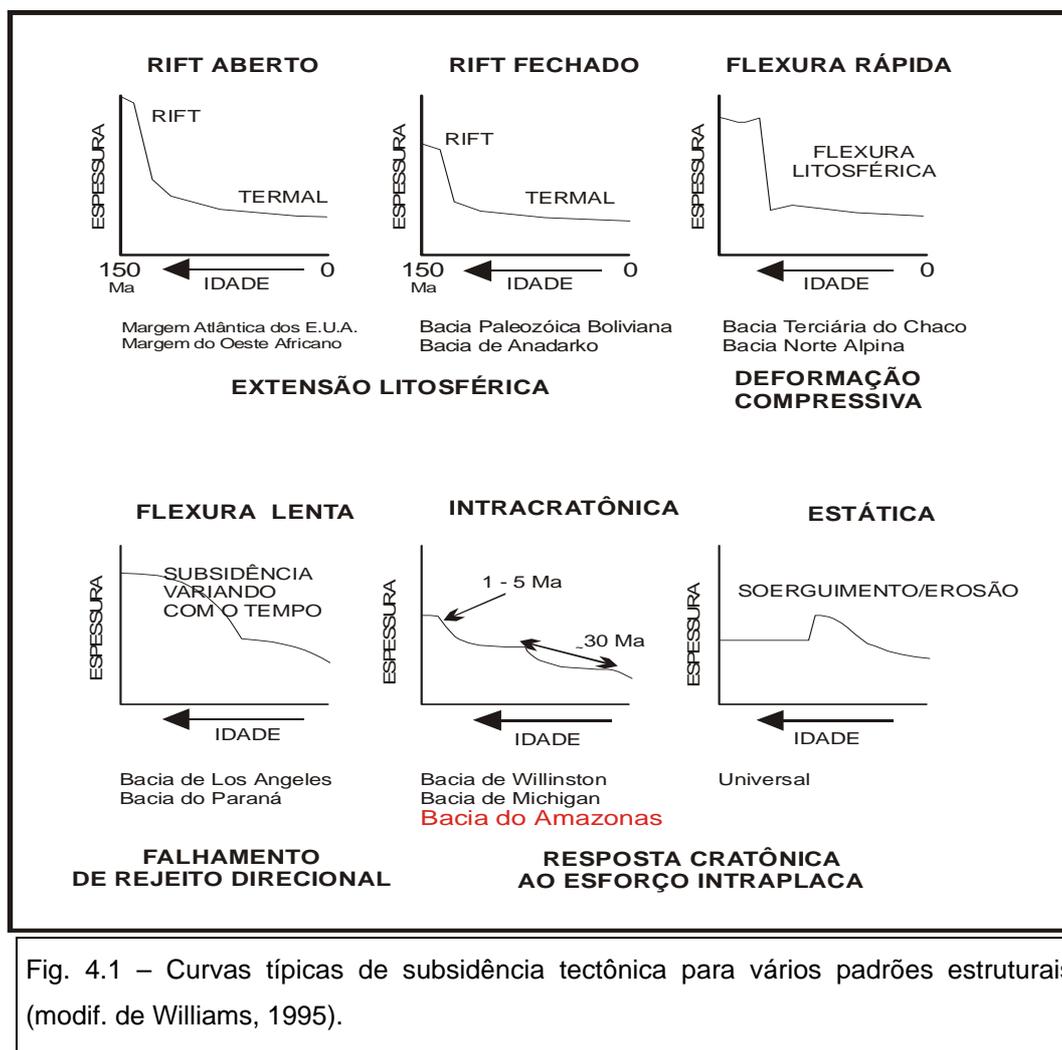
b) *Bacias extra-cratônicas*: aquelas situadas sobre os flancos ou nas margens de um cráton, possuindo subjacente crosta continental, transicional, ou raramente oceânica.

b.1) *Margens passivas*: Margem atlântica ou discordantes continentais (Hsu, 1972; Dewey & Bird, 1970, todos *apud* Dineley, op.cit.).

b.2) *Margens ativas*: Margem pacífica ou concordantes continentais (Hsu, 1972; Dewey & Bird, 1970; Dietz & Holden, 1966; Mitchell & Reading, 1969, todos *apud* Dineley, op. cit.).

c) *Bacias oceânicas*: aquelas situadas sobre crosta oceânica entre cadeias oceânicas e arcos, fossas ou margens continentais.

Análises de curvas de subsidência tectônica, efetuadas por Williams (1995), mostram que a resposta cratônica para a subsidência tectônica reflete um fraco regime de estresse e forças distantes. Algumas bacias interiores têm subsidido intermitentemente, numa série de pequenos pulsos de subsidência. Esse tipo de curva levou o autor a associar com o comportamento das bacias intracratônicas (Fig. 4.1). A forma de cada pulso parece-se com um padrão de rifte numa pequena escala. Sua duração é geralmente de 30 milhões de anos, com uma subsidência inicial de 1 a 5 milhões de anos de duração. Esta é uma característica de ciclos tectônicos de terceira ordem (Lambeck et al., 1987; Cloething, 1988, *apud* William, op. cit.).



A curva para a Bacia do Amazonas, considerada em conjunto com a Bacia do Solimões (Mosman et al., 1986, *apud* Williams, 1995), é comparada com a da Bacia Permiana do Oeste do Texas (Fig. 4.2). A história geológica dessas duas, aparentemente não relacionadas, regiões do mundo são surpreendentemente similares. Ambas estavam com a face para o Pacífico durante a maior parte do Paleozóico e têm padrões similares de subsidência. Cerca de 2.100m de sedimentos acumularam-se nessas bacias do Cambro-Ordoviciano até o Carbonífero. As curvas confirmam que cada bacia estava sobre uma borda subsidente, termicamente, durante esses tempos. A subsidência foi lenta e diminuiu com o tempo. No Meso-Carbonífero / Permiano, ambas as bacias estiveram sujeitas a um aumento das taxas de subsidência.

Ambas as regiões foram submetidas a processos tectônicos similares no Paleozóico. Ambas recobrem crosta continental que foi afinada no final do Pré-Cambriano ($\beta = 1,4$). O tectonismo devoniano não foi significativo.

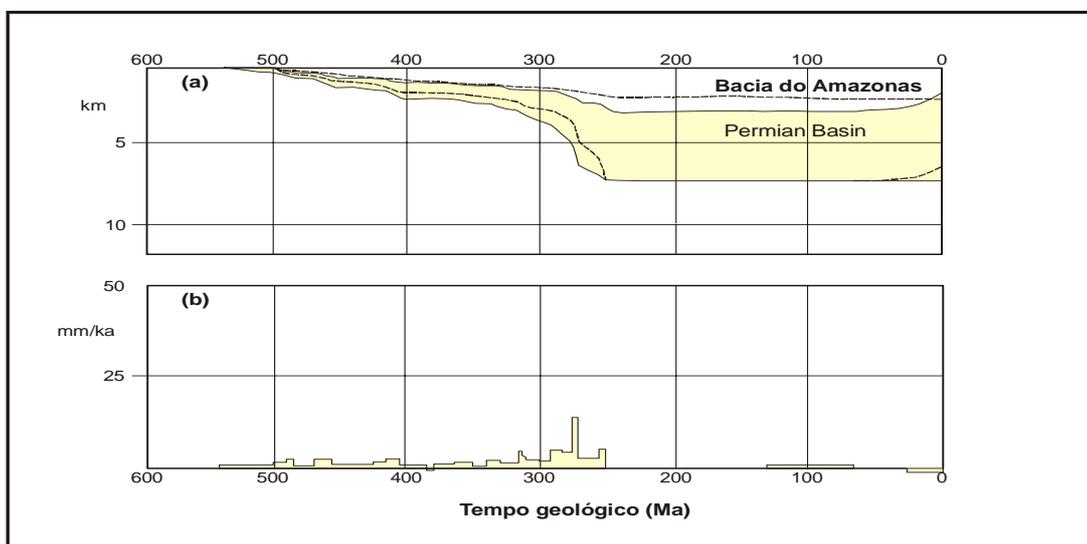


Fig. 4.2 - Curvas tectônicas ("backstripping") comparativas entre as bacias do Amazonas (Brasil) e Permiana (USA); a) padrão deposicional; b) taxa de subsidência do embasamento (Williams, 1995).

Estudos tectônicos, efetuados na Bacia do Amazonas, realizados por Coutinho & Gonzaga (1994), mostram os pequenos "pulsos" de subsidência os quais se assemelham com as "curvas de Williams". Esses "pulsos" foram interpretados como diversas fases "rift" pertencentes à evolução tectono-sedimentar da bacia (Fig. 4.3).

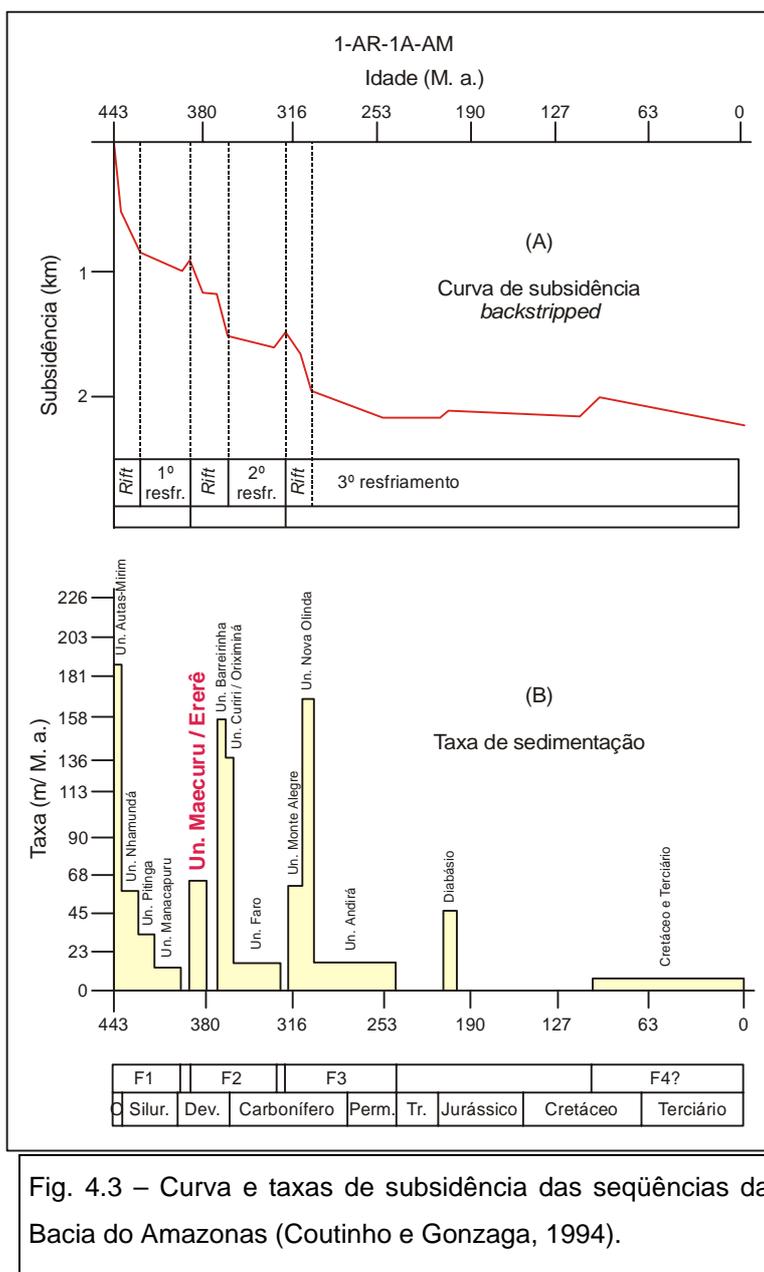


Fig. 4.3 – Curva e taxas de subsidência das seqüências da Bacia do Amazonas (Coutinho e Gonzaga, 1994).

4.2 - Geografia do Mundo Devoniano

Dados paleomagnéticos constituem a base para as sínteses globais das posições dos principais blocos continentais. A contribuição de Smith et al., (1973, *apud* Dineley, 1979), foi a de fornecer um mapa da distribuição continental no Siluriano, o qual constitui a base para a evolução do mundo devoniano.

O continente Gondwana aparece em todas as recentes reconstituições como uma simples massa envolvendo não apenas os crátons da América do Sul, África-Arábia, Índia, Austrália e Antártica, mas também partes do sul da Europa, Turquia e Flórida. O centro-sul da África pode ter estado situado nas vizinhanças do Pólo Sul, no Eo-Devoniano.

As orogêneses do pré-Devoniano afetaram muito mais a geografia dentro das quais os sedimentos devonianos foram originados. A orogênese Caledoniana, ou Famatiniana (Silurodevoniana) está relacionada a movimentos que se originaram do fechamento do Oceano Iapetus (Harland e Gayer, 1972, *apud* Dineley, 1979) e a colisão da Laurentia com a Báltica. O fechamento do geossinclinal de Angara entre o cráton de Angara e o do norte da China pode, igualmente, ser datado do Neo-Siluriano e teve efeito notável ao redor do Cráton de Angara (Siberiano), especialmente sobre suas margens sul e sudoeste.

Eventos orogênicos equivalentes ocorreram nas áreas Cordilheirana, Andina e Pampeana, das Américas e na maior parte do sul e sudeste da Austrália onde igualmente sofreram fases de fortes compressões.

Portanto, a distribuição dos cinturões orogênicos ativos, com atividades vulcânicas e plutônicas no começo do Devoniano pode ser sumariada como:

a) colisão Caledonide-Apalachiana, com um ramo leste na Europa Central; b) cinturão dobrado Ural-Angara; c) cinturão Norte Pacífico-Taimir; d) cinturão orogênico Gondwana (Tasman-Ross-Cape-Andean); e) cinturão Cordilleran-Franklinian.

Em cada um desses cinturões os efeitos das orogenias locais foram profundos. Contudo, há, *durante todo o Sistema Devoniano, evidências de um contínuo crescimento no nível eustático do mar*. Se isto foi devido ao crescimento do espalhamento das placas tectônicas, como fortemente se acredita (Hallam, 1971; House, 1975; Valentine & Moores, 1970, todos *apud* Dineley, 1979), então estava de acordo com a vigorosa atividade tectônica e movimentos continentais da época, os quais são indicados pelos extensos cinturões orogênicos.

O surgimento crescente no número de espécies marinhas neríticas no Devoniano e um aparente acréscimo na diversidade das espécies têm sido ligados com o modelo das placas tectônicas e a natureza transgressiva dos mares daquela idade.

4.3 - Cenário Tectônico no Gondwana

Considera-se que o Devoniano do Gondwana tenha pequena diferença em relação ao período Permiano. A extensão pela qual os crátons componentes foram delimitados, por fraturas ou por zonas de soerguimento ou "rifteamento", é incerta. As margens Caribeana e Arábica foram relativamente estáveis, mas as margens Antártica, Andina e Australiana foram geossinclinais ativos. Sistemas de arco-fossas foram bem desenvolvidos.

A interação das mudanças eustáticas do nível do mar com movimentos epirogênicos cratônicos resultaram em várias sucessões de bacias intracratônicas como as da América do Sul ou as da Austrália. Grande variedade de fácies sedimentares e vulcânicas é mostrada nos cinturões Andino e Australiano, onde margens "rifteadas", sistemas arco-fossa e depósitos de bacias oceânicas devem ocorrer. Orogenias dentro do Devoniano, em grande escala, produziram deformações locais, ressedimentação e deslocamento lateral de material pré-depositado.

4.3.1 - América do Sul

A margem Andina do continente apresenta grande contraste com as regiões intracratônicas do Brasil, do Uruguai e da Argentina, mas há apenas sinais de uma região de geossinclinal em direção ao oceano. Se tal geossinclinal existiu, ele foi relativamente estreito e pouco eficaz.

As rochas devonianas são amplamente espalhadas no Brasil, e exibem fácies de águas frias (Harrington, 1968; Copper, 1977, *apud* Dineley, 1979). A geografia do período envolve largos embaixamentos ou expansão de golfos

através de áreas com escudos cratônicos, na metade do continente, e abertura da Plataforma Andina-Malvinas, em direção aos atuais oeste e sul.

Comparadas por Copper (1977) com a Bacia de Hudson, no Canadá, elas são verdadeiras bacias cratônicas com seqüências clásticas apresentando leitos quase planos. Variam de folhelhos negros a arenitos quartzosos grossos. Localmente, são extremamente fossilíferos e as máximas espessuras são de 600m (na Bacia do Paraná), a 1.400m (na Bacia do Amazonas). Rochas vulcânicas ocorrem somente na Bacia do Parnaíba.

Está claro que os embasamentos cratônicos Brasileiro e Patagoniano sofreram sutis deformações através do Devoniano e não houve grandes soerguimentos de áreas fontes para fornecer detritos. A Bacia do Paraná, do sul do Brasil e Uruguai, cobre uma área de mais ou menos 1.000.000km² e o Devoniano é representado por delgadas formações depositadas em ambientes de águas rasas, em mares transgressivos. Através dos tempos devonianos, a bacia continuou rasa, variando sua linha de costa, e foi influenciada pelo cinturão dobrado Pampeano.

A Bacia do Amazonas, de forma alongada, com cerca de 950km de eixo maior, é ocupada por clásticos devonianos, depositados discordantemente sobre sedimentos silurianos. Comparada com ela é a Bacia do Parnaíba, do nordeste do Brasil. Nesta, ocorrem afloramentos mais extensos, de natureza um tanto problemática e com estratos quase plano-paralelos. O Devoniano jaz discordantemente sobre estratos silurianos ou ordovicianos. Eles são essencialmente clásticos e incluem não apenas fácies marinhas, mas também depósitos marginais contendo restos de plantas e peixes; ambientes de lagunas e planícies de maré são indicados.

A Plataforma Andina-Malvinas estende-se ao longo da margem oeste do continente, desde a Venezuela até a Argentina, onde então toma direção leste para as Ilhas Malvinas (ou Falkland Islands). Lá, são depositado espessos pacotes de materiais clásticos devonianos, aparentemente do tipo miogeossinclinal, espessando para oeste.

4.3.2 - África do Sul

Estratos devonianos ocorrem dentro do Cinturão dobrado do Cabo, na África do Sul, onde dois ou três séries do Sistema Cabo produziram fósseis diagnósticos (de Villers, 1968, *apud* Dineley, 1979). O Sistema Cabo assenta-se discordantemente sobre rochas pré-cambrianas erodidas e é uma seqüência clástica de 1.500m de espessura, derivada do norte e noroeste e depositada num "trend" leste-oeste através do qual gradualmente se aprofunda na direção sul. Depósitos incluem grauvacas intercaladas com materiais mais bem "lavados", esses últimos do Mesodevoniano ao Carbonífero.

4.3.3 - Norte da África

O grande cráton Norte-Africano foi extensivamente inundado durante os tempos devonianos, com as inundações sendo confinadas aos eixos locais de depressões e eixos de soerguimentos através de deformações ou movimentos de falhas. Como na América do Norte, o resultado foi o espalhamento dos sedimentos terrígenos e carbonáticos devonianos sobre grande parte da plataforma, do Marrocos até o Egito.

Rochas vulcânicas estão confinadas em Hamar-Laghdad, noroeste do Marrocos. Acumulações de recifes são localmente presentes em algumas formações do meso/neodevoniano, enquanto sedimentação clástica e cíclica ocorreu amplamente no tempo eodevoniano. Somente no Marrocos aconteceu movimentação orogênica que afetou essas formações. A maior transgressão foi alcançada no Givetiano.

Portanto, o cráton Norte-Africano possuiu uma margem oceânica passiva ou conservativa e passou por um extenso episódio oscilatório durante os tempos meso/neo-paleozóicos, com falhas e deformações influenciando a distribuição de carbonatos, recifes, evaporitos e clásticos, mais do que na forma como ocorreu na América do Norte.

A possibilidade de movimentação tangencial de placa conservativa entre o cráton e o oceano Herciniano é insinuada por evidência paleomagnética, e pela similaridade de faunas e litologias com aquelas do sul da Europa.

No final do Eofameniano, várias áreas foram soerguidas e suaves dobramentos e falhamentos locais ocorreram.

Observações:

a) *A reconstrução das condições tectônicas que controlaram ou influenciaram a deposição das rochas devonianas é dificultada pelos eventos subsequentes.* Mesmo uma tentativa de delinear as margens continentais e cinturões móveis e o reconhecimento de diferentes tipos de bacias sedimentares está sujeito a ser incompleto e cheio de ambigüidades.

b) As regiões cratônicas devonianas, pelo menos as maiores, são relativamente fáceis de serem reconhecidas; as pequenas microplacas também o são. Limites de placas compressivas são distintos e no Meso/Neopaleozóico os continentes "Eurasianos" (Báltica, Kazakstania, etc.) parecem ter colidido. A margem Cordilheirana foi compressiva, mas evidências de que a margem Andina tenha sido similar não existem. Um sistema de fossa geossinclinal entre a Plataforma das Malvinas e o eugeossinclinal Ross-Tasman é indicado.

c) As margens posicionadas entre a Báltica, Kazakstânia, Sibéria-Kolyma, ao norte, e o continente principal do Gondwana, ao sul do oceano Herciniano, são mais difíceis de serem determinadas. Contudo, persistentes fácies associadas aos eugeossinclinais sugerem um complicado sistema de fossas sub-paralelas e cinturões de subducção, com a eliminação da maioria da crosta oceânica, no final da Era Paleozóica (Zonenshain, 1973, *apud* Dineley, 1979).

d) *Durante o Período Devoniano, transgressões marinhas espalharam-se através de grandes áreas de crosta continental. Cerca de 85% da superfície da Terra pode ter sido coberta por água nos tempos meso/neo-devonianos, a despeito da presença de gelo continental na região do Pólo Sul. A submergência da maior parte do interior cratônico (Episódio Kaskaskiano, de Sloss) parece ter sido amplamente coincidente em ambas as massas continentais do Gondwana e*

do "Atlantis North" e ser ligada com distintos tipos de tectonismos nas margens continentais. Sloss e Speed (1974, *apud* Dineley, 1979) afirmam que isto se deu em resposta às forças verticais dentro da crosta cratônica em vez da capacidade das bacias oceânicas conterem oceanos.

e) Outras hipóteses, entretanto, apontam para as transgressões, em termos de mudanças eustáticas (Hallam, 1977, *apud* Dineley, op. cit.), e dessas, a mais favorecida envolve o aumento no comprimento e expansão do sistema de cadeias oceânicas. Por seu turno, isto significa que acréscimo de placa crustal aconteceu em uma acelerada taxa e que movimento continental, como consequência, pode ter sido relativamente vigoroso. Isso parece ser confirmado por dados paleomagnéticos (Irving, 1977, *apud* Dineley, op. cit.).

f) Movimentos associados em zonas de subducção, as quais presumivelmente mantiveram o passo com a atividade das margens acrescidas das placas, poderiam também ter sido fortes. Deformação nos geossinclinais, orogenia e atividade ígnea ocorreram nas margens sub-conduzidas das placas, e colisão pode ter tomado lugar entre várias das massas continentais carregadas ao longo do movimento das placas.

g) Embora as mudanças do nível do mar nos últimos milhões de anos tenham sido dominadas pelas flutuações dos volumes de gelo continental, alguns autores consideram que as seqüências transgressivo-regressivas do Fanerozóico não sejam de natureza glácio-eustática. Ao invés disso, elas podem ser relacionadas às variações temporais nos processos das placas tectônicas. Por exemplo, tempos de acréscimo de surgimento de material magmático do manto estão associados com a extensão termal das cadeias meso-oceânicas, deslocando água sobre os continentes (Hays e Pitman, 1973; Pitman, 1978, *apud* Crowley e North, 1991). O resfriamento da litosfera pode também resultar em subsidência e submergência ao longo das margens continentais (Watts, 1982, *apud* Crowley e North, op. cit.).

h) O período terminou com movimentos orogênicos na maioria das zonas móveis dos geossinclinais mencionados acima. As orogenias Antler e Ellesmerian (Innuitian - Neodevoniano / Carbonífero), na América do Norte e em Tasman; e

Herciniana na placa Eurasiana, deformaram, em parte, os sedimentos devonianos.

i) O Período Devoniano esteve submetido a transgressões de mares rasos e ao surgimento de fauna típica de ambiente nerítico. O Período Devoniano também testemunhou uma das três grandes fases de extinção da vida dos invertebrados marinhos. Isto é sempre referido como a extinção em massa do Frasniano-Fameniano (McLaren, 1970; Copper, 1977, *apud* Dineley, op. cit.), que provavelmente ocupou várias centenas de milhares de anos. Explicações têm sido dadas pelos fenômenos orogênicos, epirogênicos, climáticos e extraterrestres, mas cada um parece ter fraquezas particulares.

j) Discussões das mudanças climáticas, como as oferecidas por Copper (1977), dependem da aceitação das influências climáticas continentais, sendo devidas por acréscimo continental ou colisão (Valentine & Moores, 1970; Hays & Pitman, 1973, *apud* Dineley, op. cit.). O registro estratigráfico do Período Devoniano e o arcabouço tectônico dentro do qual é formado fornecem um aumento de evidências geográficas, climáticas e da biota daquele tempo e, desse modo, constituem o "template" contra o qual essas idéias devem ser testadas.

4.4 - Aparente Trajetória Polar devoniana / Reconstrução paleoclimática

A orientação do Gondwana baseada na *aparente trajetória polar (ATP)*, determinada através de dados **paleoclimáticos** ao invés de dados paleomagnéticos, indica que, durante o Cambriano e Eo-Ordoviciano, o Pólo Sul estava locado 20-40° mais ao sul que o atual norte da África. O pólo movimentou-se rapidamente através da África, no Neo-Ordoviciano e alcançou o Brasil no final do Siluriano. No Devoniano, a razão de deslocamento aparente diminuiu e a trajetória deslocou-se, primeiramente para o sul da Argentina, no Neodevoniano, e para o leste em direção à África do Sul, no Carbonífero, e durante o Eopermiano estava próximo à Antártica Central.

A aparente trajetória polar (**ATP**) determinada pelos dados **paleomagnéticos**, no Devoniano, proposta por Bachtadse & Briden (1990), faz um rápido "loop" do sudeste argentino para a África Central, enquanto a trajetória determinada pelos padrões climáticos segue uma trajetória suave da Argentina em direção à África do Sul.

Revisão cronológica (Devoniano)

Evidências paleomagnéticas e faunísticas sugerem que não existia um largo oceano entre a Euramérica e o Gondwana, durante o Devoniano.

O fechamento do oceano Iapetus Norte, durante a orogenia Scandiana e do Iapetus Sul, durante a orogenia Acadiana (Devoniano/Eocarbonífero), resultou num alto cinturão de montanhas entre a Laurentia e a Báltica-Avalônia. Essas montanhas serviram como barreiras que separaram as faunas marinhas bentônicas da Província Apalachiana da Laurentia das da Província Rhenish-Bohemian (Boucot et al., 1969, *apud* Scotese e McKerrow, 1990).

No Gondwana Oeste, a Província Apalachiana ocorre na América do Sul (Barret, 1985, *apud* Scotese e McKerrow, 1990) enquanto que a Província Rhenish-Bohemian está presente na África do Norte.

Através do Devoniano, o Gondwana Oeste e a Euramérica continuaram a se mover para o norte. Este movimento é acompanhado pelo aparecimento de carbonatos de água quente, no Devoniano Médio do Marrocos (Wendt, 1985, *apud* Scotese e McKerrow, op. cit.), da Bretanha e sudoeste da Inglaterra.

O final da subducção nas margens do oceano Iapetus pode ser ligado com as principais mudanças no deslocamento da placa no Devoniano Médio e Superior. A maior parte dos efeitos desta reorganização da placa foram vistos na Laurentia, onde, em adição aos cinturões de montanhas associados às orogêneses Caledoniana (ou Taconiana, do Silurodevoniano) e Apalachiana (Neocretáceo / Permotriássico), novas orogêneses desenvolveram-se ao longo de suas margens oeste (orogênias Antler e Caribou) e norte (orogenia Ellesmerian). A orogenia Ellesmerian pode refletir também a colisão da Sibéria com a Laurentia.

Em vários lugares "riftes" ocorreram em margens continentais: bacias de retro-arco desenvolveram-se ao longo da margem norte do Gondwana (Wendt, 1985, *apud* Scotese e McKerrow, 1990). É provável que o norte e o sul da China tenham iniciado o seu afastamento do leste do Gondwana durante o Eo ou Meso-Devoniano.

As reconstruções do Eo e Mesodevoniano apresentadas (Fig. 4.4 e 4.5) são similares às aquelas de Kent & Van der Voo (1990). A principal diferença está na relativa posição longitudinal da Laurentia e Báltica com respeito ao Gondwana. Dados paleomagnéticos predizem aproximadamente 10° de "overlap" entre a Laurentia e o Gondwana no Eo-Devoniano. Kent e Van der Voo (op. cit) evitam este "overlap" deslocando a Laurentia e Báltica 60° para oeste.

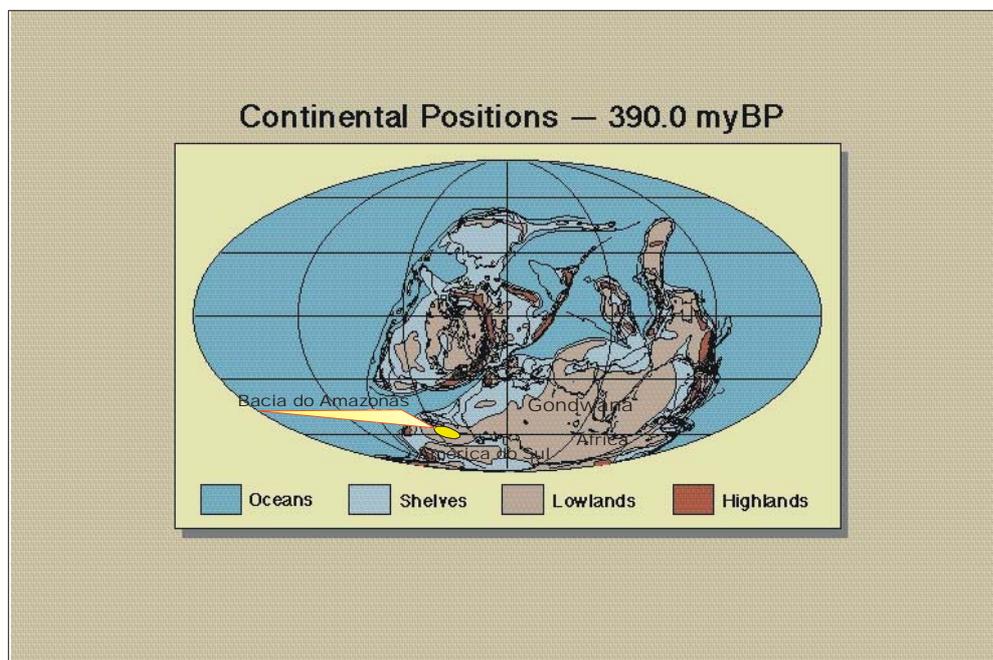


Fig. 4.4 – Mapa paleogeográfico do Eo Devoniano (reconstrução para o Emsiano – 390Ma.) (Scotese & McKerrow, 1990).

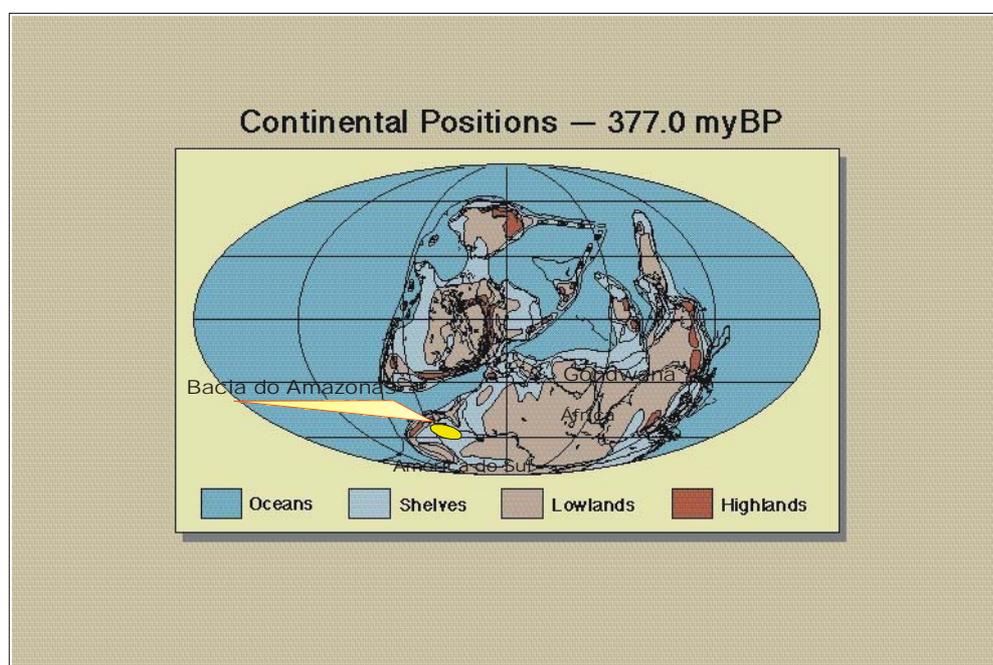


Fig. 4.5 – Mapa paleogeográfico do Mes Devoniano (reconstrução para o Givetiano/Frasniano – 377Ma.) (Scotese e McKerrow, 1990).

A reconstrução para o Neodevoniano (Fig. 4.6) é também diferente da de Kent e Van der Voo (op. cit.) devido a escolha dos pólos para o Gondwana: baseado em evidências paleoclimáticas, Scotese e McKerrow (1990) posicionam o Pólo Sul do Neo-Devoniano no centro norte da Argentina (Scotese & Barret, 1990), enquanto Kent e Van der Voo (1990) posicionam-no na África Central, utilizando-se de dados paleomagnéticos.

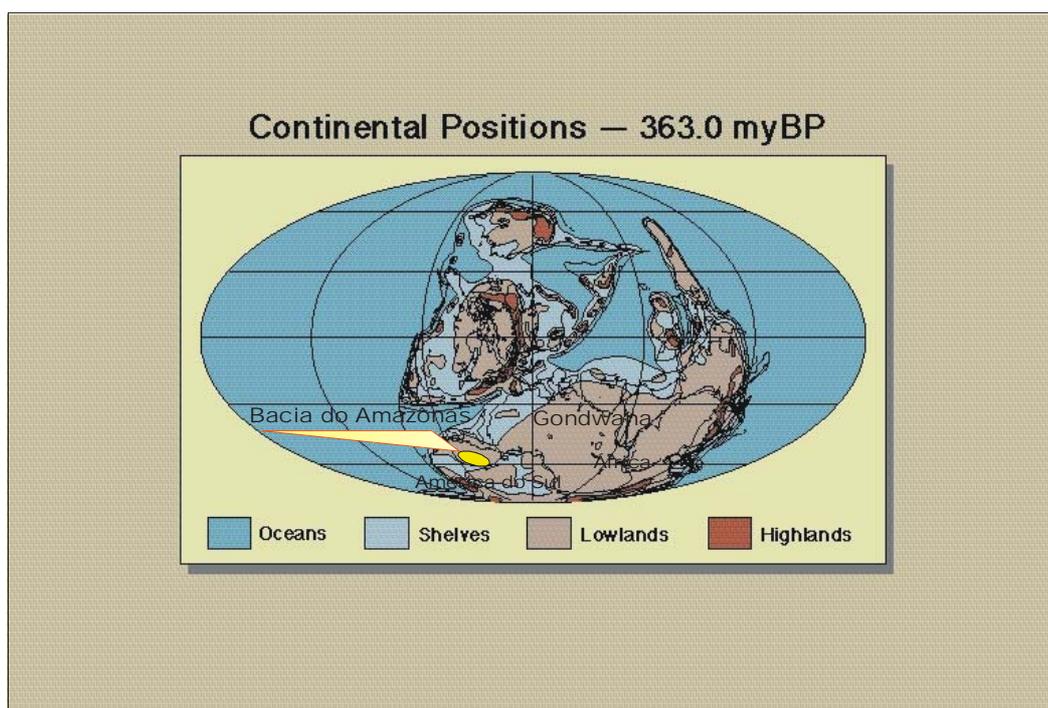


Fig. 4.6 – Mapa paleogeográfico do Neodevoniano (reconstrução para o Neofameniano – 363 Ma.) (Scotese e McKerrow, 1990).

4.5 - Aparente Trajetória Polar devoniana / Reconstrução paleomagnética

Dados paleoclimáticos e paleogeográficos, bem como as ocorrências de sedimentos sensíveis de mudanças climáticas além de padrões de distribuição faunística, não podem, por si só, fornecer estimativas absolutas de mudanças em latitude de uma localidade, durante o tempo geológico.

Desde que os padrões de circulação atmosférica e oceânica, bem como os gradientes climáticos, são, pelo menos em parte, controlados pela distribuição,

configuração e fisiografia dos continentes, informações independentes desses fatores controladores são essenciais para qualquer interpretação paleogeográfica.

Portanto, sob a premissa de que o tempo médio do *campo paleomagnético* é tanto axial quanto bipolar (Merril & McElhinny, 1983, *apud* Bachtadse e Briden, 1990) por pelo menos os últimos 600 milhões de anos, o paleomagnetismo é ainda a única disciplina das Ciências da Terra que permite uma aproximação para os problemas paleogeográficos tais como as determinações de paleolatitudes.

Dados paleomagnéticos

Dados paleomagnéticos indicam as posições dos continentes com um extenso Gondwana e as massas adjacentes separadas, mas não amplamente espalhadas, estas com seus crátons em latitudes equatoriais e medianas, no hemisfério norte.

Os continentes que compunham o Gondwana eram: América do Sul, África, Madagascar, Índia, Antártica e Austrália. Apesar da posição relativa dos seis continentes serem bem conhecidas, a localização de vários pequenos continentes que bordejavam o Gondwana é bem mais incerta: são os seguintes: Yucatan, Flórida, Avalônia, Europa central e sul, e os terrenos Cimerianos da Turquia, Irã, Afeganistão, Tibete e Sudeste asiático (Sengör, 1984, 1987, *apud* Bachtadse e Briden, op. cit.).

Devoniano

Não somente o segmento da aparente trajetória polar (ATP) no Devoniano do Gondwana é de crucial importância para a reconstrução da geodinâmica das orogenias Acadiana, Caledoniana e Herciniana na Europa e América do Norte, mas é também a mais controversa.

Dados conflitantes têm vindo da Austrália durante os últimos anos, sendo postulado que existem *duas possíveis posições para o Pólo Sul, no final do Devoniano: na África Central (inferido a partir dos carbonatos do oeste da Bacia de Canning - Austrália) e uma outra posição mais a oeste e a sul, mais*

precisamente no sudoeste da Argentina (inferido a partir de rochas vulcânicas de Comerong e Snowy River do cinturão dobrado de Lachlan -Austrália).

Em sua revisão dos dados paleomagnéticos paleozóicos Van der Voo (1988, *apud* Bachtadse e Briden, 1990) argumentou convincentemente em favor do pólo inferido dos dados da Bacia de Canning, ou seja, o Pólo Sul localizado na África Central. Outro suporte para essa linha de interpretação é o idealizado por Li et al. (1988, *apud* Bachtadse e Briden, op. cit.) que através dos sedimentos do Grupo Hervey, do oeste australiano, também postula a posição do Pólo Sul devoniano na África Central.

Portanto, à luz dos recentes estudos paleomagnéticos publicados da Austrália (pólos inferidos de Hervey e Canning) **parece agora correto interpretar a posição do Pólo Sul neodevoniano na África Central.**

Aparente trajetória polar para o Gondwana

Embora os dados paleomagnéticos do Paleozóico do Gondwana e especialmente do Siluriano até o Neodevoniano/Eocarbonífero estejam longe de serem definitivos uma tentativa é feita para construir uma aparente trajetória polar para o sul do continente (Fig. 4.7).

Dados paleomagnéticos do Meso/Neodevoniano do oeste e centro da Austrália (Hervey e Canning) bem como do sul da África (Bokkeveld) sugerem que o Pólo Sul neodevoniano situou-se na África Central (Fig. 4.7).

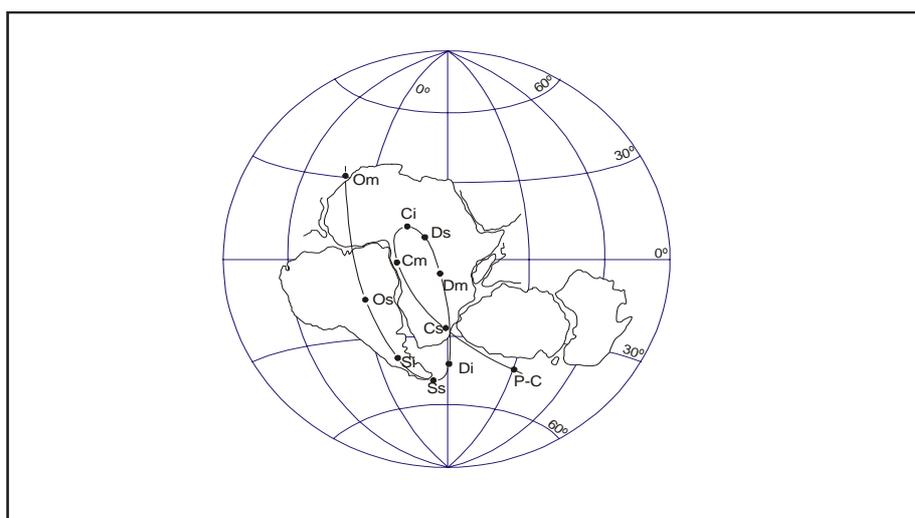


Fig. 4.7 – Aparente Trajetória Polar (ATP) para o Gondwana, do Ordoviciano ao Permocarbonífero. O = Ordoviciano; S = Siluriano; D = Devoniano; C = Carbonífero; P-C = Permocarbonífero; i = inferior; m = médio; s = superior. (Bachtadse e Briden, 1990).

Um rápido deslocamento do Gondwana para o norte, durante o Ordoviciano até o Siluriano (23cm.a^{-1}) foi seguido pelo deslocamento para o sul até o Eocarbonífero (10cm.a^{-1}) e subsequente deslocamento contínuo para o norte com a mesma taxa do Eocarbonífero até o Permiano (Fig. 4.8).

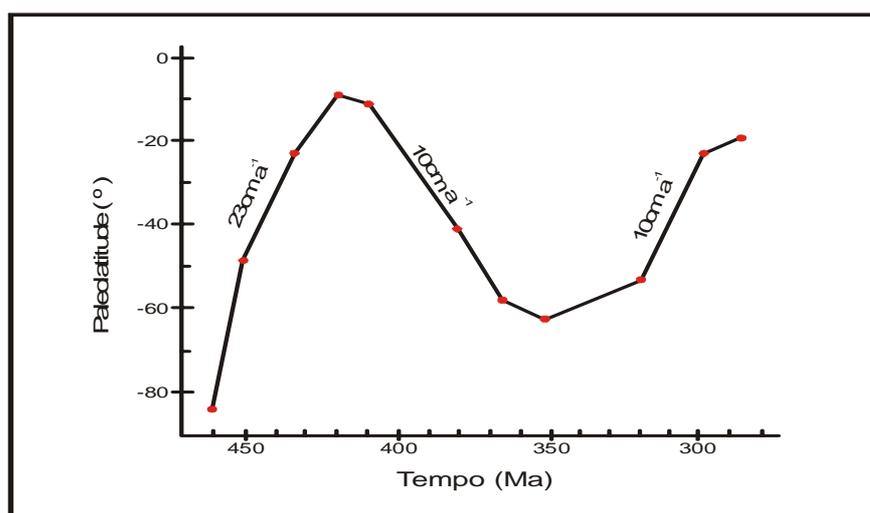


Fig. 4.8 – Gráfico Tempo x Paleolatitudo e taxas de "drift" continental do Gondwana, do Ordoviciano ao Siluriano, do Siluriano ao Devoniano e do Devoniano ao Permocarbonífero. (Bachtadse e Briden, 1990).

O cenário paleogeográfico é controlado pelas recorrentes colisões e afastamentos da Laurentia com o Gondwana e pela formação e fechamento de oceanos entre as duas massas continentais (Van der Voo, 1988, *apud* Bachtadse e Briden, 1990). Nesse arcabouço, a primeira colisão entre a Laurentia e o Gondwana é realizada do Neo-Ordoviciano ao Neo-Siluriano. Divergência entre os dois blocos ocorreu durante o Devoniano o que proporcionou a formação de um oceano entre eles, com uma largura máxima de cerca de 2.800km no Neodevoniano. Nova convergência ocorreu durante o Carbonífero e a completa sutura ocorreu no Neocarbonífero.

As evidências paleomagnéticas, biogeográficas e paleoclimáticas para a paleogeografia do Paleozóico dos continentes Atlânticos e terrenos adjacentes foram recentemente revisadas por Van der Voo (1988, *apud* Kent e Van der Voo, 1990). Entretanto as contínuas gerações de dados paleomagnéticos dão suporte para as modificações e reconstruções paleogeográficas para o Silurodevoniano ao Devoniano tardio. Em particular, novos resultados da Laurentia (Miller & Kent, 1988, Stearns et al., 1989, todos *apud* Kent e Van der Voo, op. cit.) colocam este bloco continental em altas paleolatitudes sul no Silurodevoniano, maiores do que os dados anteriores postulavam, enquanto novos dados paleomagnéticos da Austrália (Li et al., 1988, *apud* Kent e Van der Voo, op. cit.) suportam a localização para o Pólo Sul do Devoniano do Gondwana na África Central.

Aparente trajetória polar (ATP)

A interpretação dos autores da ATP para a Laurentia e Gondwana, baseado nos paleo-pólos considerados, implica em considerável movimentação das massas continentais ao longo do Ordoviciano ao Devoniano.

Uma significativa feição nova na ATP para a Laurentia é um amplo "loop" (contrário ao movimento dos ponteiros de um relógio) do Pólo Sul, do Ordoviciano Médio ao Neodevoniano. (Fig. 4.9).

A aparente trajetória polar (ATP) para o Gondwana implica num grande e surpreendente movimento rápido dessa massa continental: de uma bem documentada paleo posição do Pólo Sul no norte da África, no Ordoviciano,

passando para uma nova posição no sul do Chile no Siluriano, e voltando para a África Central no Neodevoniano (Fig. 4.10).

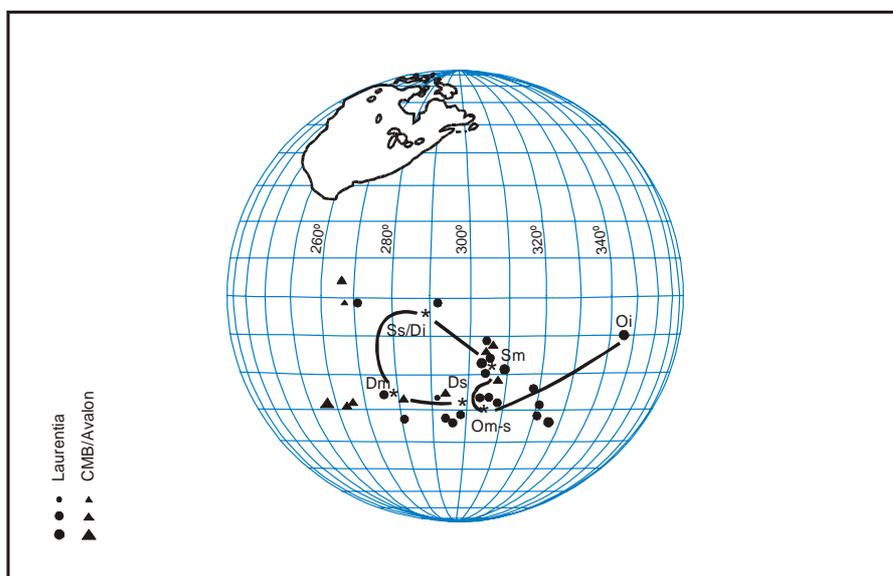


Fig. 4.9 – Aparente Trajetória Polar (ATP) para a Laurentia, do Ordoviciano ao Neodevoniano (Kent e Van der Voo, 1990).

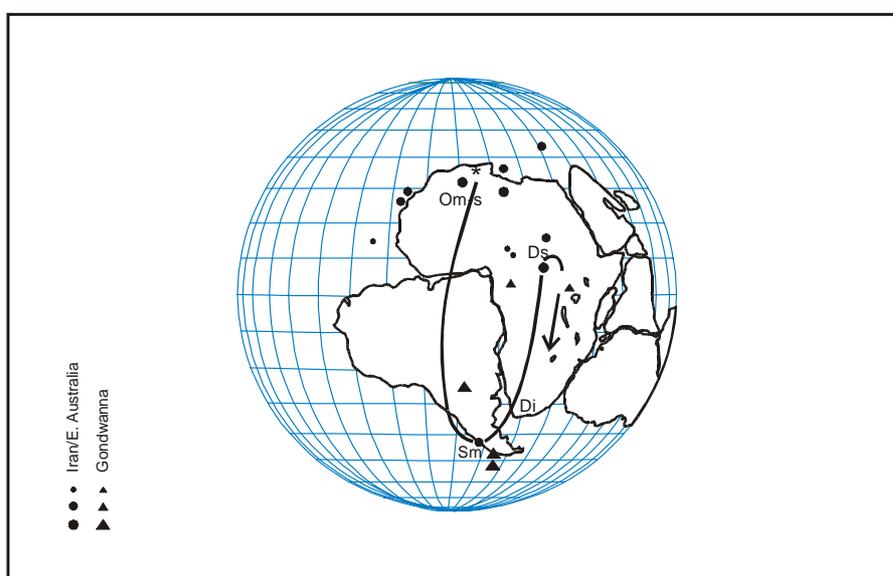


Fig. 4.10 – Aparente Trajetória Polar (ATP) para o Gondwana, do Ordoviciano ao Neodevoniano (Kent e Van der Voo, 1990).

Reconstrução paleogeográfica

A) Eodevoniano:

A assembléia do supercontinente no Silurodevoniano (Laurentia e Gondwana) parece não ter tido vida longa, uma vez que os principais elementos se separaram no Devoniano. Estágios iniciais de ruptura aparentemente ocorreram já no Eodevoniano (Fig. 4.11).

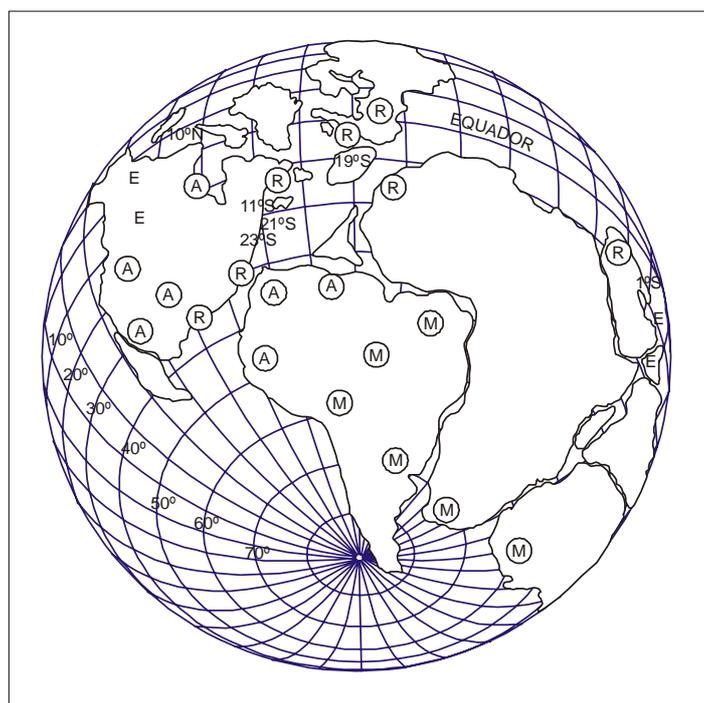


Fig. 4.11 – Reconstrução paleogeográfica para o Eodevoniano, (A): Província Américas-Orientais; (R): Província Rhenish-Bohemian e (M): Província Malvinocáfrica (Kent e Van der Voo, 1990).

O continente Gondwana, enquanto isso, não se moveu para muito longe, comparado com sua posição no Silurodevoniano.

B) Neodevoniano:

Nesta fase, a ação mudou para o Gondwana. Pouca mobilidade teve a Laurentia.

Suportado pelos novos dados paleomagnéticos das rochas do grupo Hervey, do sudeste da Austrália, do Neodevoniano ao Carbonífero (Li et al., 1988, *apud* Kent e Van der Voo, 1990) a localização do Pólo Sul para o Gondwana, no Neodevoniano, implica na retração da margem norte da África de paleolatitudes subtropicais no Eodevoniano para latitude de 50° S no Neodevoniano (Fig. 4.12).

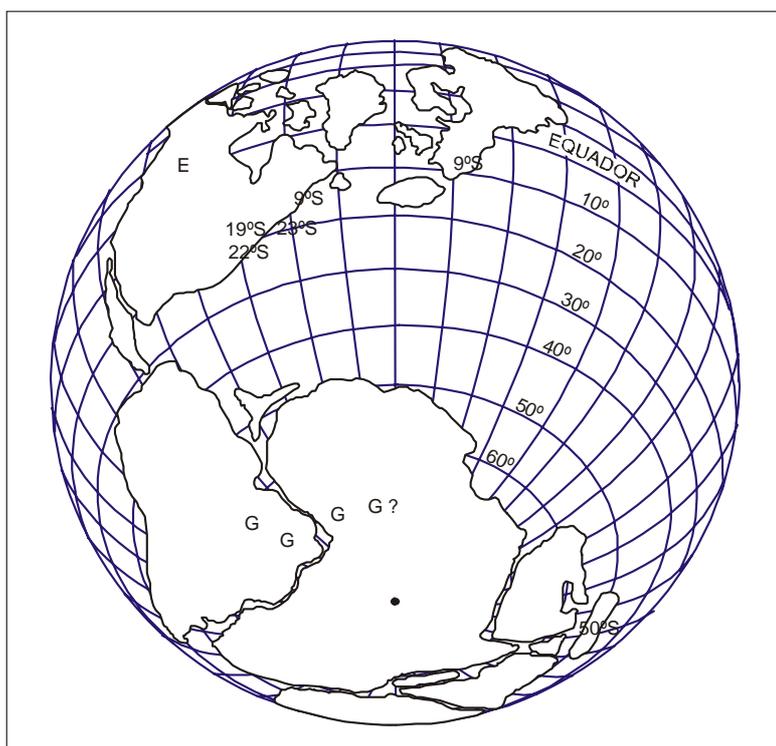


Fig. 4.12 – Reconstrução paleogeográfica para o Neodevoniano
G: Gondwana; E: Eastern-Americas (Américas Orientais). (Kent e van der Voo, 1990).

4.6 - Conclusões

O modelo da Tectônica de Placas pode ser aplicado ao Devoniano, uma vez que evidências de colisões continentais são manifestadas em várias partes do mundo e são refletidas pela natureza das colunas estratigráficas devonianas nas diversas bacias sedimentares dos interiores cratônicos.

Reconstruções paleogeográficas e paleomagnéticas confirmam, no Devoniano, a movimentação do Gondwana e Euramérica para o Norte. A maior parte dos efeitos da reorganização das placas, quando do fechamento do Oceano Iapetus, pode ser vista na Laurentia onde ocorreram as orogêneses Antler (margem oeste) e Ellesmerian (margem norte) enquanto no Gondwana bacias de retroarco desenvolveram-se na margem norte. *Movimentações verticais dentro das placas são insignificantes.*

Há evidências de um *contínuo crescimento do nível do mar, no Devoniano*, provavelmente associado com um acentuado e rápido crescimento das cordilheiras oceânicas e formação de crosta oceânica, ou ainda ao resfriamento da litosfera causando submergência das margens continentais.

A *interação entre as mudanças do nível do mar e os movimentos epirogênicos cratônicos* estabeleceu variadas sucessões nas bacias intracratônicas em todo o Gondwana.

Os embasamentos cratônicos (Brasileiro e Patagônico) foram afetados por *deformações sutis, no Devoniano*, e não sofreram soerguimentos significativos para servirem de áreas fontes efetivas de sedimentos para as bacias adjacentes.

Em função da *fraca atividade tectônica no Devoniano*, as rochas são amplamente espalhadas nas bacias interiores, em leitos quase planos, exibindo fácies de águas relativamente rasas e frias.

A *sedimentação lenta associada a um substrato relativamente estável e raso* é uma das principais características das áreas epíricas e, como tal, torna-se uma "*marca*" das seqüências devonianas das bacias sedimentares paleozóicas brasileiras.

As curvas de subsidência para a Bacia do Amazonas efetuadas por vários pesquisadores refletem, no Devoniano, uma subsidência inicial mais acentuada, apesar de lenta, e uma subsidência térmica mais lenta que diminui com o tempo. **O tectonismo devoniano, nesta bacia, foi insignificante.**

Cap. 5 - CLIMA NO DEVONIANO

5.1 - Generalidades

Ao analisarmos as fácies sedimentares (vide cap. 6) associadas ao intervalo objeto deste estudo (Grupo Urupadi) verificamos a ausência de sedimentos químicos e evaporíticos e, por conseguinte, o total domínio de siliciclásticos no ambiente sedimentar devoniano ocorrente nesta bacia. Seria fruto da proximidade da área fonte, de soerguimentos tectônicos, de variações glacio-eustáticas, ou de efeitos climáticos?

A tectônica atuante no Devoniano, conforme abordada no capítulo anterior, pelo menos nas zonas interiores do antigo supercontinente Gondwana, não foi intensa a ponto de submeter esses sítios geológicos a grandes perturbações. Os terrenos correspondentes às atuais bacias intracratônicas brasileiras não apresentam sinais proeminentes de efeitos significativos de eventos orogênicos de grande envergadura. Passaremos então a analisar um outro componente importante na sedimentação, de forma geral e, em particular, da seção estudada: o clima. Alguns aspectos serão abordados no capítulo 7 sob o tema cicloestratigrafia climática (item 7.4).

Os instrumentos da paleoclimatologia são: as rochas, os minerais, os fósseis e os dados geoquímicos e paleomagnéticos. Através desses instrumentos pode-se inferir as posições das regiões polares e a mobilidade dos paleocontinentes.

O registro climático é mais claro em áreas de tectonismo fraco (Caputo, 1984) e, por conseguinte, os resultados dos estudos paleoclimáticos são mais precisos e acurados nas bacias intracratônicas.

5.2 - Princípios climáticos

Há várias razões para investigarmos a história climática da Terra. Antes de mais nada, há a necessidade de conhecer como o clima de nosso planeta se comportou ao longo dos últimos 600 milhões de anos. Somente conhecendo o passado climático da Terra poderemos inferir os mecanismos das mudanças climáticas, as condições padrões para modelagens numéricas e aprender como prever climas futuros.

A temperatura média global da superfície da Terra depende de seus parâmetros orbitais, da luminosidade solar e da distância do planeta ao Sol. Também depende do albedo planetário (refletividade superficial e das nuvens) e da composição e dinâmica da atmosfera e hidrosfera.

Scotese e Barret (1990) assumem que o padrão atual da célula de circulação atmosférica tem sido uma feição constante e estável ao longo dos últimos 600 milhões de anos. Perlmutter et al., (1998) apresentam esse padrão em forma bastante ilustrativa, conforme pode ser visto na figura 5.1.

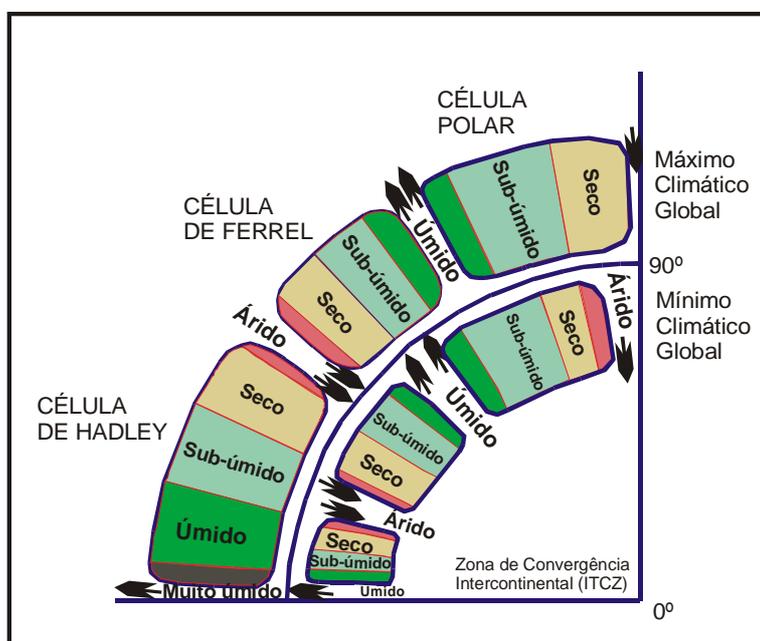


Fig. 5.1 – Células de circulação atmosférica (Perlmutter et al., 1989).

Este padrão zonal pode modificar-se por uma dramática elevação tanto no gradiente termal entre o Equador e os pólos quanto na velocidade de rotação da Terra. Entretanto, grandes mudanças nestes parâmetros são improváveis (Parrish, 1982; Parrish & Curtis, 1982, *apud* Scotese e Barret, 1990). As mudanças modestas do gradiente de temperatura entre os pólos e o Equador parece ser a regra, em vez de ser a exceção.

Considera-se que as mudanças climáticas para cada região resultam de uma combinação de mudanças seculares no clima global e das mudanças de latitude de cada região ao longo do tempo. Embora as mudanças climáticas devido ao deslocamento dos continentes predominem, alguns pequenos eventos climáticos globais podem ser reconhecidos, especialmente os eventos principais de congelamento no Neo-Ordoviciano e Mesocarbonífero. Um resfriamento bem menos definido pode ter ocorrido durante o Neodevoniano (Neofrasniano). Anterior a esses eventos de resfriamento, faunas eram diversas e endêmicas. Durante os eventos de resfriamento grandes extinções tomaram lugar (Sheehan & Coorough, 1990, *apud* Scotese e McKerrow, 1990) e Copper (1977).

As mudanças climáticas são também freqüentemente associadas com as mudanças do nível do mar e essas, por seu turno, afetam as evoluções e as migrações faunísticas (Fig. 5.2).

As mudanças dos padrões climáticos ao longo do tempo resultam da complexa inter-relação de movimentos na atmosfera, hidrosfera e litosfera (Robinson, 1973, *apud* Witzke, 1990). Padrões paleoclimáticos gerais para blocos continentais individuais, durante determinado tempo geológico, podem ser inferidos das evidências líticas contidas nos registros estratigráficos. Tais evidências podem ser úteis para a avaliação da geografia proposta, contanto que haja alguma relação potencial e previsível entre clima e latitude.

Inferências de paleolatitudes para blocos continentais individuais através do Paleozóico podem ser desenhados através de 4 linhas de evidências: (1) tectônicas, (2) paleoclimáticas, (3) paleomagnéticas e (4) paleobiogeográficas.

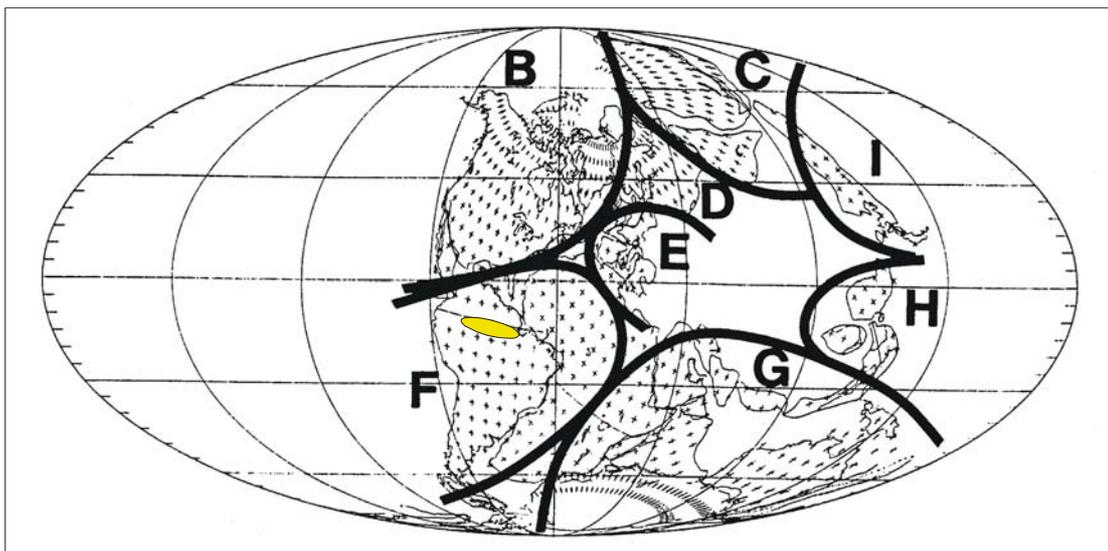
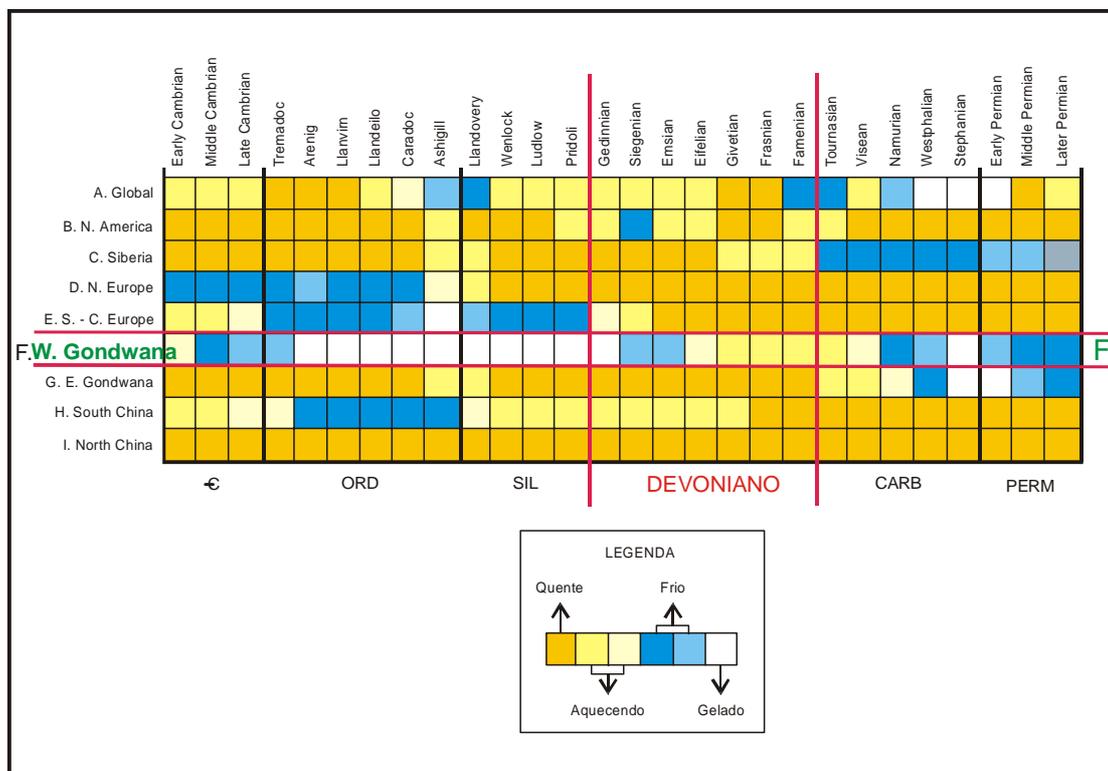


Fig. 5.2 – Mudanças climáticas durante o Paleozóico. Notar na parte superior da figura, na linha correspondente ao Gondwana Oeste (região F), as variações climáticas ao longo do tempo Paleozóico e, na parte inferior, a localização da Bacia do Amazonas (modif. de Scotese e Mckerrow, 1990)

5.3 - Indicadores paleoclimáticos líticos

As ocorrências anômalas de *antigos tilitos em modernas latitudes subtropicais* ou *antigos recifes de corais próximos ao pólo geográfico atual* são evidências que têm sido usadas para a mobilidade dos continentes (Wegener, 1915; Koeppen & Wegener, 1924; Du Toit, 1939, todos *apud* Scotese e Barret, 1990). Algumas litofácies como carbonatos, evaporitos, carvão e tilitos são depositados em cinturões restritos climaticamente e suas mudanças geográficas têm sido usadas para inferir as movimentações latitudinais dos continentes.

A distribuição das "*rochas-sensitivo-climáticas-tipo*" (aquelas que dão indicação do clima durante a sua deposição) fornece a primeira evidência para padrões paleoclimáticos. Koeppen & Wegener (1924, *apud* Witzke, 1990) priorizaram o uso desses dados paleoclimáticos em suas análises paleogeográficas e os usaram como um poderoso argumento para a existência do supercontinente neopaleozóico denominado Pangea.

A distribuição de *carbonatos* fornece amplos contrastes latitudinais. Sedimentos carbonáticos tipo "foramol" (assembléias de foraminíferos, moluscos e briozoários depositados em águas temperadas) podem ocorrer em várias latitudes, mas carbonatos estilo-Bahamas (incluindo associações de esqueletos do tipo clorozoários e cloralgálicos, típicos de águas quentes) são *limitados aos climas tropical e subtropical em latitudes entre 35° N e 35° S no mundo moderno* (Less, 1975, *apud* Witzke, 1990). Oóides carbonáticos se formam no mundo moderno onde a salinidade é alta e, portanto, oóides marinhos são considerados como indicador potencial de condições climáticas geralmente secas, dentro de cinturões carbonáticos confinados.

Evaporitos fornecem inequívoca evidência de *climas áridos* durante a deposição e, onde estão associados com carbonatos, são esperados ser confinados largamente em cinturões áridos tropical/subtropical.

Indicadores líticos adicionais para climas áridos ou semi-áridos têm sido propostos e incluídos: *paleossolos calcários, arenitos eólicos e "red-beds"*. Solos

tendem a acumular carbonatos de cálcio em condições áridas e semi-áridas produzindo *caliches* e *calcretes*.

Condições climáticas úmidas são inferidas para áreas onde estão ausentes os evaporitos mas dispõem de *bauxitas* e de espessos e espalhados leitos de *carvão*. *Bauxitas* são limitadas em áreas chuvosas em clima tropical/subtropical (Frakes, 1979, *apud* Witzke, 1990). *Carvão* é derivado de turfa que é depositada em terrenos saturados. Carvões podem ser formados em qualquer latitude mas devem ser melhor desenvolvidos onde o clima úmido prevaleça, ou seja, nos cinturões: equatorial e temperado, além de em áreas sob efeito orográfico e de monções.

A presença de espessas seqüências de rochas terrígenas siliciclásticas indica provavelmente condições úmidas na área fonte e, a ausência de indicadores de aridez e a presença de carvão, bauxita ou solo caulínico, sugere condições de umidade durante a deposição.

Fosforitos marinhos e sedimentos fosfáticos geralmente delimitam áreas de ressurgências marinhas.

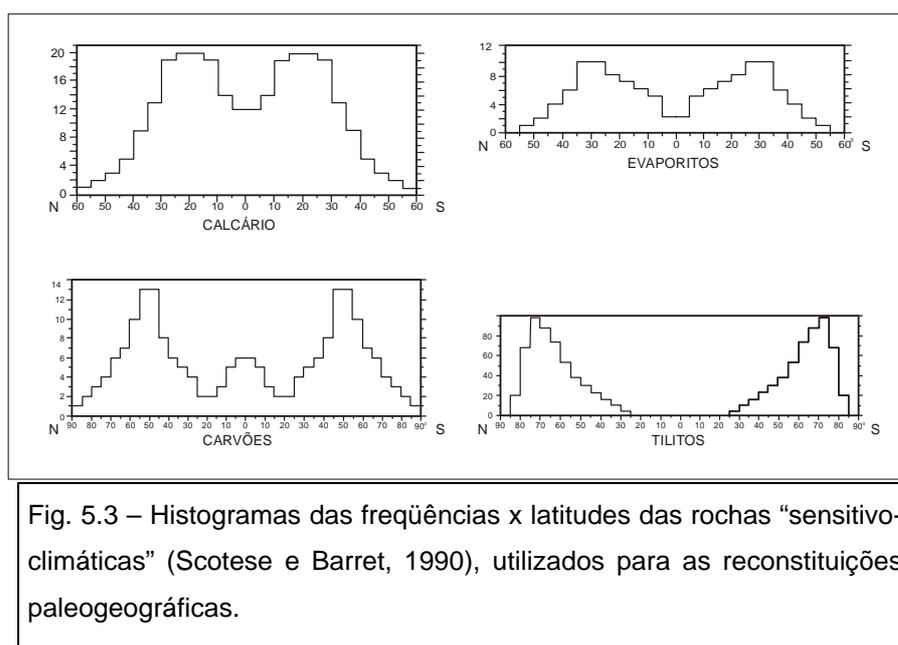
Como uma aproximação de primeira ordem, indicadores de clima árido (evaporitos, oólitos carbonáticos, etc.) são construídos em apropriadas zonas de cordões áridos (5-10° a 35-45° N e S) ou em zonas de sombra orográfica. Da mesma forma, os indicadores de clima úmido (bauxita, carvão, espessos siliciclásticos, etc.) são posicionados em cinturões úmidos (temperados ou equatorial) e orográficos.

Certos tipos de rochas tendem a ser depositadas sob *condições restritas*: *Turfa*, que pode eventualmente tornar-se carvão, forma-se onde é persistentemente úmido (cinturões equatorial e temperado chuvoso). *Tilitos* e outras *evidências do clima frio e ação glacial* (seixos pingados, varvitos, pavimentos estriados) ocorrem primariamente em latitudes temperada e polar.

Dada a relação do clima com as litologias sensitivas, Scotese e Barret (1990) chamam à atenção para caracterizar a distribuição latitudinal dessas litologias indicadoras de clima (carvão, tilito, carbonato, evaporito). A distribuição

latitudinal dessas litofácies, restritas climatologicamente, pode ser estimada de variadas maneiras.

O método que os autores utilizam, para caracterizar a distribuição latitudinal das litologias sensetivo-climáticas, tem sido o plote das ocorrências paleolatitudinais dos carvões, evaporitos, carbonatos e tilitos, do Mesozóico e do Cenozóico, na forma de histogramas pólo a pólo. (Fig. 5.3).



5.4 - Estimativa da posição do pólo geográfico pela distribuição das litologias sensetivo-climáticas

Os histogramas descrevendo a freqüência latitudinal das litofácies sensetivo-climáticas podem ser usados para estimar a probabilidade de uma determinada litologia ocorrer numa latitude particular. Por exemplo, de acordo com o histograma da figura 5.3, vinte (20) das sessenta e uma (61) localidades dos *evaporitos* ocorrem entre 25° e 35° de latitude.

A probabilidade de que uma litofácies ocorra numa determinada latitude tem também sido determinada por carbonatos, tilitos e carvões: os *carbonatos* ocorrem entre 15 e 25° de latitude, os *tilitos* entre 70 e 80° e os *carvões* em duas situações: ente 45 e 55° e na linha do Equador.

A posição do pólo geográfico pode ser estimada resolvendo-se o problema da forma inversa, ou seja, em vez de determinar a probabilidade que uma litologia sensível-climática ocorrerá a uma latitude particular, a distribuição da frequência pode ser usada para determinar a probabilidade de que o pólo geográfico esteja a uma certa distância de determinadas litofácies.

Revisão dos resultados por intervalos de tempo:

A) Neo-Siluriano / Eodevoniano (Fig. 5.4)

Uma plataforma carbonática, no Neo-Siluriano, cobriu a margem norte do Gondwana da Austrália até o Oriente Médio (Irã, Turquia). No Eodevoniano os carbonatos estenderam-se para a Arábia e para oeste no norte da África. Evaporitos dessa idade têm sido reportados do oeste da Austrália (Scotese e Barret, 1990).

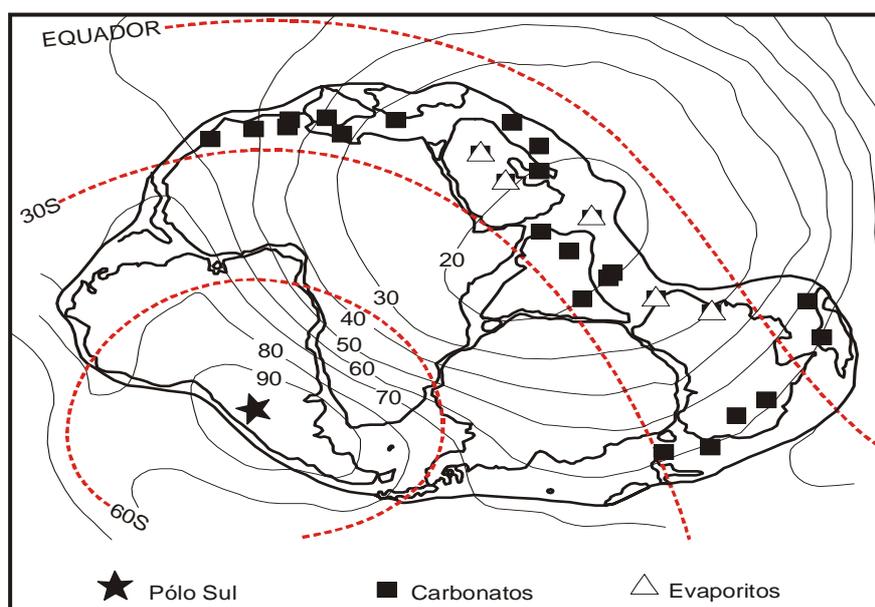


Fig. 5.4 – Posição do paleopólo Sul no Neo-Siluriano / Eodevoniano baseado em indicadores líticos (Scotese & Barret, 1990). Contornos numerados: probabilidade (%) de certeza da posição do Pólo Sul devoniano.

Durante o Neo-Siluriano / Eodevoniano, o Pólo Sul moveu-se do nordeste da América do Sul para uma posição central na Argentina. O reaparecimento de

carbonatos no norte da África reflete o movimento para norte de parte do Gondwana de latitudes polares para latitudes temperadas.

B) Meso / Neodevoniano (Fig. 5.5)

Os padrões de litofácies do Meso / Neodevoniano são similares àqueles do Eodevoniano. Carbonatos ocorrem ao longo de toda a margem norte do Gondwana, estendendo-se para sul, dentro da África Central. Evaporitos estão presentes na Austrália oeste e tilitos do Neodevoniano têm sido reportados no Brasil (Caputo, 1984). A melhor estimativa para a localização do Pólo Sul durante o Meso e Neo-Devoniano é no centro-sul da Argentina.

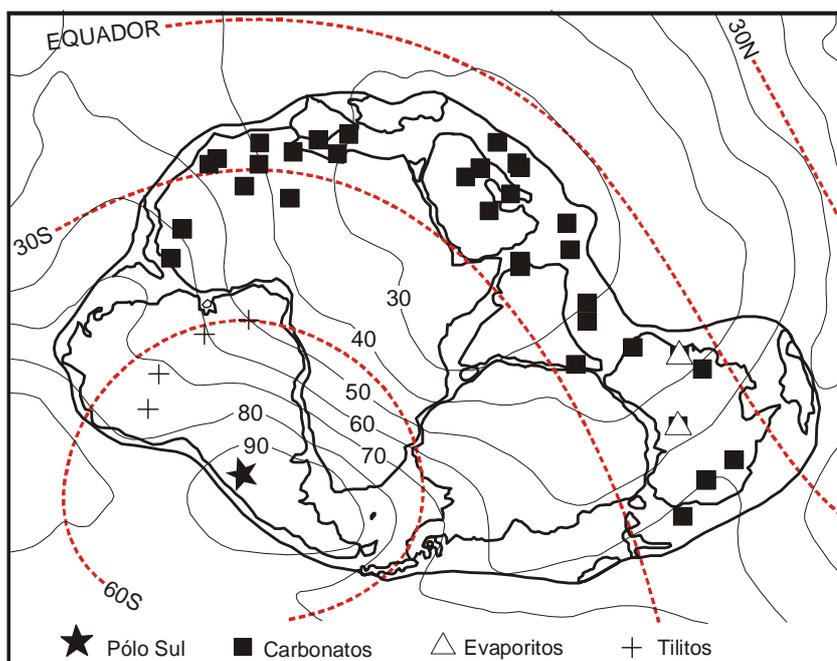


Fig. 5.5 – Posição do paleo-pólo Sul no Meso e Neodevoniano, com base nas litologias sensitivo-climáticas-tipo (Scotese & Barret, 1990). Contornos numerados: probabilidade (%) de certeza da posição do Pólo Sul devoniano.

5.5 - Indicadores paleoclimáticos magnéticos

Comparação da ATP determinada paleoclimaticamente para o Gondwana com a ATP baseada em dados paleomagnéticos

A melhor estimativa para a localização do Pólo Sul é apresentada por Scotese e Barret (1990) para ilustrar a *aparente trajetória polar (ATP)* através do Gondwana durante o Paleozóico (Eocambriano / Eopermiano) (Fig. 5.6). A linha sólida (verde) é a interpretação da ATP para o Gondwana, a partir de dados paleoclimáticos. A linha tracejada (vermelha) é a ATP para o Gondwana baseada em dados paleomagnéticos (Bachtadse & Briden, 1990, *apud* Scotese e Barret, op.cit.).

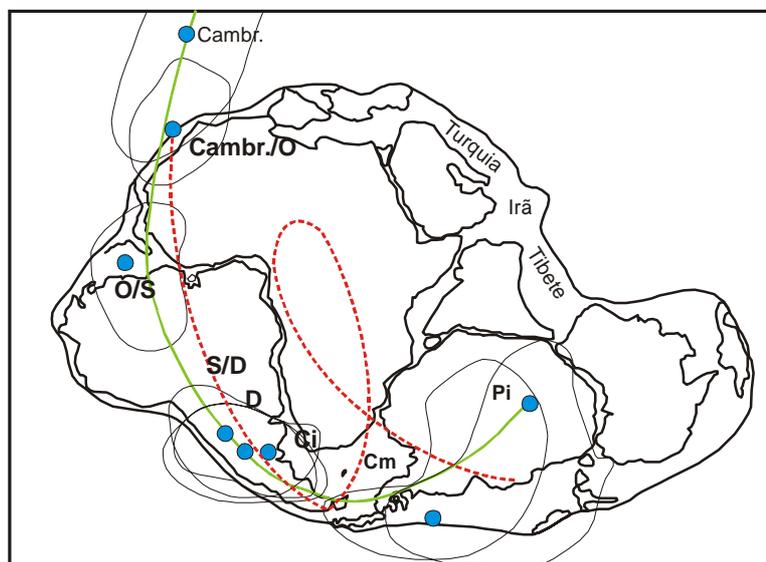


Fig. 5.6 – Aparente Trajetória Polar (ATP) através do Gondwana durante o Paleozóico. Linha sólida (verde): apoio de dados climáticos; Linha tracejada (vermelha): apoio de dados magnéticos (Scotese & Barret, 1990).

É extraordinário como boa parte da ATP determinada com os dados paleoclimáticos combina com a ATP determinada com os dados paleomagnéticos. A única exceção corresponde ao "loop" do Mesodevoniano / Mesocarbonífero na ATP com os dados paleomagnéticos. A excursão da ATP com os dados paleomagnéticos requer que o Gondwana se mova com taxas variando de 8cm/ano a 12cm/ano. Estas taxas são estranhamente altas para placas

compreendendo amplas áreas com crosta continental. Para comparação, a Eurásia moveu-se com uma taxa média de 3,8cm/ano durante os últimos 250 Ma. (Denham & Scotese, 1987, *apud* Scotese e Barret, op. cit.). Embora a ATP baseada em dados paleoclimáticos também requeira que o Gondwana se movesse relativamente rápido (taxa de 6,3cm/ano), esta taxa ainda está dentro da expectativa da variação para placas com alta razão crosta continental / crosta oceânica (3-7 cm/ano).

As reconstruções das placas tectônicas mesozóica e cenozóica (Ziegler et al., 1983, *apud* Scotese e Barret, op. cit.) foram usadas para determinar as paleolatitudes dos indicadores paleoclimáticos. Conforme notado pelos estudos pioneiros daqueles que utilizaram os dados paleomagnéticos, ávidos para confirmar a exatidão dos seus resultados (Opdyke, 1959, 1962; Blackett, 1961; Irving, 1964, todos *apud* Scotese e Barret, op. cit.), as paleolatitudes das litofácies sensíveis climáticas estão em conformidade com a variação esperada.

5.6 - Reconstrução do Mundo Devoniano Gondwânico, de acordo com as inferências paleoclimáticas

A reconstrução de Heckel e Witzke (1979), da geografia do mundo devoniano (Fig. 5.7), mostra um posicionamento dos continentes consistente com os requerimentos ambientais associados à latitude, de todos os indicadores climáticos usados. Vamos analisar apenas os continentes gondwânicos.

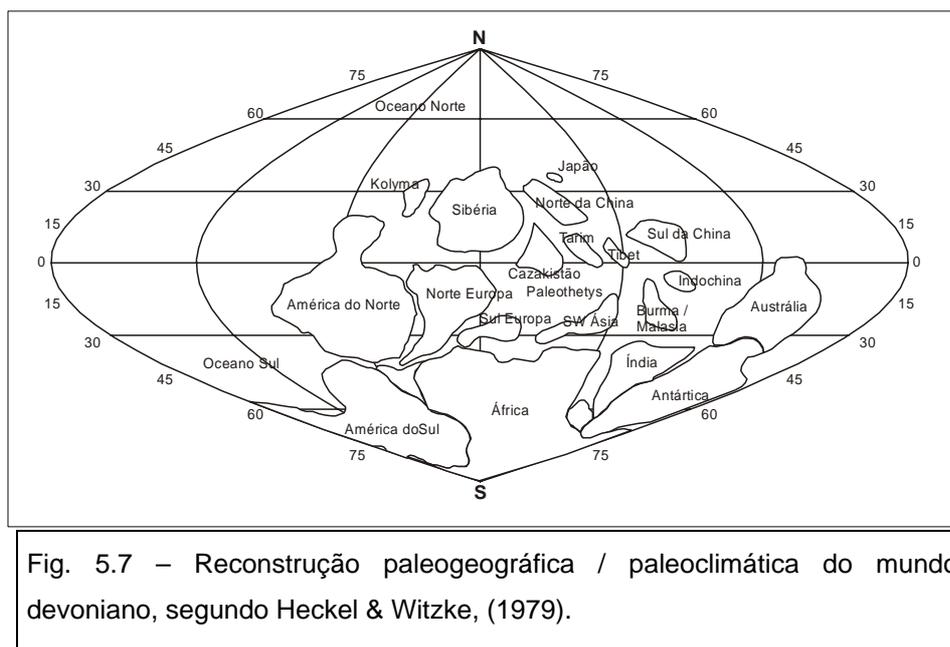


Fig. 5.7 – Reconstrução paleogeográfica / paleoclimática do mundo devoniano, segundo Heckel & Witzke, (1979).

5.6.1 - Continentes Gondwânicos

O padrão básico da sedimentação na *Austrália* é aquele de espessas seqüências detríticas com ocorrências locais relativamente espessas de carbonatos, que atingem centenas de metros. Isto indica clima quente e úmido e poderia ser compatível com a posição tanto no equador, quanto do lado do vento em montanhas localizadas em cinturões tropicais.

O *Norte da África* mostra um padrão de sedimentação devoniana dominada quase totalmente por sedimentos detríticos ao longo do norte do Saara, da Líbia à Mauritânia e na Arábia. Localmente, finos leitos de calcários tornam-se mais proeminentes e espessos no noroeste do Marrocos-Argélia; evaporitos são ausentes no Devoniano da África e Arábia. Isto fortemente sugere uma posição no cinturão temperado, variando de relativamente frio e úmido ao longo dos afloramentos do Saara leste, para quente e localmente seco para o Marrocos e norte da Arábia.

Ao longo do *Himalaia*, na *Índia e Paquistão*, são de grande espessura os clásticos devonianos, com subordinados, mas localmente espessos, carbonatos,

particularmente no Paquistão. Evaporitos são desconhecidos e um clima quente a temperado é sugerido.

Seqüências monótonas, finas a espessas, de rochas cinza escuro-claras, detríticas, quartzosas, caracterizam todos os afloramentos devonianos conhecidos da América do Sul, do sub-Saara africano e da Antártica. Embora rochas detríticas típicas sejam diversas (folhelhos a conglomerados), evaporitos e fosforitos são desconhecidos e carbonatos são restritos a finos e escuros carbonatos, algumas vezes altamente esqueletais, em espessas seqüências detritais no oeste da *Venezuela* e oeste da *Argentina*. *Isto sugere fortemente um clima frio, úmido, temperado a sub-polar sobre a maior parte da área.* Embora depósitos glaciais não tenham sido reportados com datação segura, eles recobrem depósitosossilíferos na Antártica, África do Sul e leste da América do Sul, os quais marcam essas regiões como uma zona polar a temperada fria. Nas bacias do Amazonas e do Parnaíba esses sedimentos glaciais encontram-se bem datados: correspondem à palinozonas LN (Neofameniano – Struniano terminal) de Melo et al. (1996).

5.6.2 - Subdivisões biogeográficas

Assumindo a constância dos princípios gerais dos padrões de circulação atmosférica, uma reconstrução do mundo é apresentada, baseada somente na distribuição desses indicadores paleoclimáticos líticos (suplementado por fosforitos, bauxita e carvão), em conjunto com considerações tectônicas as quais são diferentes das prévias reconstruções paleomagnéticas.

Padrões de correntes oceânicas previstas na reconstrução paleoclimática de Heckel e Witzke (1979) razoavelmente explicam os padrões da biogeografia do Devoniano.

A Província do Velho Mundo ("Old World") coincidiu com correntes quentes equatoriais, seguindo livremente ao redor do mundo através do paleo-oceano Tethys.

A Província Apalachiana (ou "Eastern Americas" ou Américas Orientais) coincidiu com o impingimento de frios deslocamentos de ventos do hemisfério sul

sobre a temperada costa das Américas. Essa província estendeu-se ao longo dos mares Apalachiano e Ouachita, dentro de adjacentes mares epíricos da América do Norte, e dentro dos caminhos marítimos da Colômbia-Venezuela e Amazonas, da América do Sul a Gana e Guiné, na África oeste.

A *Província Malvinocáfrica* coincidiu com inundação de *partes sub-polares e polares do Gondwana, no sul da América do Sul, África do Sul e Antártica*, conforme Ross (1975, *apud* Heckel e Witzke, 1979). Possível relação desses elementos com a fauna Apalachiana e a variante Nova Zelândia da Província Tasman (Boucot et al., 1969, *apud* Heckel e Witzke, 1979) é compatível com o proposto padrão de circulação oceânica. O mar epírico foi, sem dúvida, bastante frio (Copper, 1977) e pode de fato ter resultado, em parte, da completa dissolução de capas de gelo que periodicamente cobriram partes polares do Gondwana.

5.7 - Indicadores climáticos paleobiogeográficos

5.7.1 - Gastrópodes

O quadro geral que emerge de estudos paleobiogeográficos é o que indica a existência de três unidades biogeográficas de primeira ordem, as quais existiram na maior parte do Devoniano: "The Old World Realm", "The Eastern Americas Realm" e "The Malvinokaffric Realm" (Blodgett et al., 1990).

5.7.1.1 - Estudos prévios da biogeografia dos gastrópodes no Devoniano:

Com base nos padrões de diversidade, bem como em outros fatores bióticos e abióticos, foi sugerido que o Equador Eodevoniano provavelmente passou através do Alasca e das Ilhas Árticas Canadenses e não obliquamente através do continente Norte-americano (Nevada a Nova York), como sugerido por dados paleomagnéticos antigos. Os dois reinos (ou Províncias: "Eastern Americas" e Malvinocáfrica foram também encontradas como possuidoras de faunas características de gastrópodes.

5.7.1.2 - Paleoecologia dos gastrópodes no Devoniano

Blodgett et al. (1990) reconhecem gastrópodes em ambientes plataformais de várias profundidades, embora, em geral, *gastrópodes são mais abundantes e comuns em plataforma rasa, ambiente costeiro (laguna, recifes ou inter-maré)*. Eles estão sempre em zonas rasas dentro das zonas fóticas, uma limitação que parece ser devido a dominância da fauna devoniana de gastrópodes pelos arqueogastrópodes.

5.7.1.3 - Biogeografia dos gastrópodes no Eodevoniano

Os gastrópodes do Eodevoniano evidenciam padrões biogeográficos muito semelhantes aos estabelecidos pelos braquiópodes articulados, corais rugosos e trilobitas (Blodgett et al., 1986, 1988; Forney et al., 1981, todos *apud* Blodgett et al., 1990).

O endemismo global cresce de um nível moderado no Lochkoviano até muito alto no Praguiano / Emsiano. A diversidade dos gastrópodes é alta na Província do Velho Mundo ("Old World Realm"), a qual é reconhecida na Eurásia, norte da África, Austrália e nordeste da América do Norte.

A Província "Eastern Americas" ocupou a maior parte das regiões leste e médio continente da América do Norte bem como o norte da América do Sul. Com base no seu conteúdo biótico e litológico esta província é interpretada como tendo estado em paleolatitudes tropical a temperada-fria.

A área Amazônia-Colômbia apresentava regime paleoclimático do tipo moderado a frio, com pouco ou nenhum carbonato.

A Província Malvinocáfrica do sul e centro da América do Sul, Ilhas Malvinas, África do Sul e Antártica contém uma fauna empobrecida com somente quatro super-famílias representadas por 17 sobreviventes no Eodevoniano (18 no Mesodevoniano). Esta província *parece ter estado situada em temperatura fria, até mesmo polar* no Hemisfério Sul, baseado na total ausência de carbonatos, completa ausência de construções recifais, forte diminuição da diversidade taxonômica de aproximadamente todo o phyla invertebrado, bem como a

completa ausência de elementos bióticos de águas quentes tais como estromatoporóides, conodontes, gípidulinídeos e braquiópodes atrípidas.

Observações:

Os gastrópodes devonianos mostram padrões similares àqueles notados em outras faunas mais bem estudadas para este intervalo de tempo, mais precisamente os braquiópodes, corais rugosos e trilobitas.

Os padrões de diversidade dos gastrópodes devonianos, o grau de ornamentação das suas conchas, bem como outros fatores bióticos e abióticos sugerem que, *em geral, as faunas da Província do Velho Mundo eram de ambiente mais aquecido do que as faunas da Província das Américas Orientais e que ambas eram mais aquecidas do que as da Província Malvinocáfrica*. Esta última é considerada ter-se situada em águas temperadas frias e até mesmo frio polar, no sul do hemisfério.

5.7.2 - Esporos

Esporos são *produzidos em enorme quantidade por plantas continentais* e o seu meio usual de dispersão é pelo vento e água corrente. Raynor et al. (1976, *apud* Streele et al., 1990) afirmaram que a maioria dos esporos libertados alcançam o chão ou outra vegetação dentro de um espaço relativamente curto; somente poucos podem ser carregados a longas distâncias, provavelmente durante períodos de fortes ventos ou de boas mudanças atmosféricas.

Após o transporte para as bacias sedimentares, através do efeito de enchentes e atuação efetiva dos sistemas fluviais, *a maior parte dos esporos será depositada em ambiente marinho raso*; portanto, apenas uma pequena parte dos esporos produzidos serão carregados para regiões marinhas distais pelas correntes (Muller, 1959, *apud* Streele et al., *op. cit.*).

5.7.2.1 - Comparação entre o oeste do Gondwana e o sul da Euramérica:

As primeiras ocorrências de cada esporo característico das assembléias da Líbia e do Brasil são as mesmas daquelas do oeste europeu (sul da

Euramérica no tempo devoniano), onde eles formaram a base do zoneamento de esporos, o qual tem sido relacionado às bem documentadas megaflores e faunas marinhas (Streel et al., 1987, *apud* Streel et al., 1990).

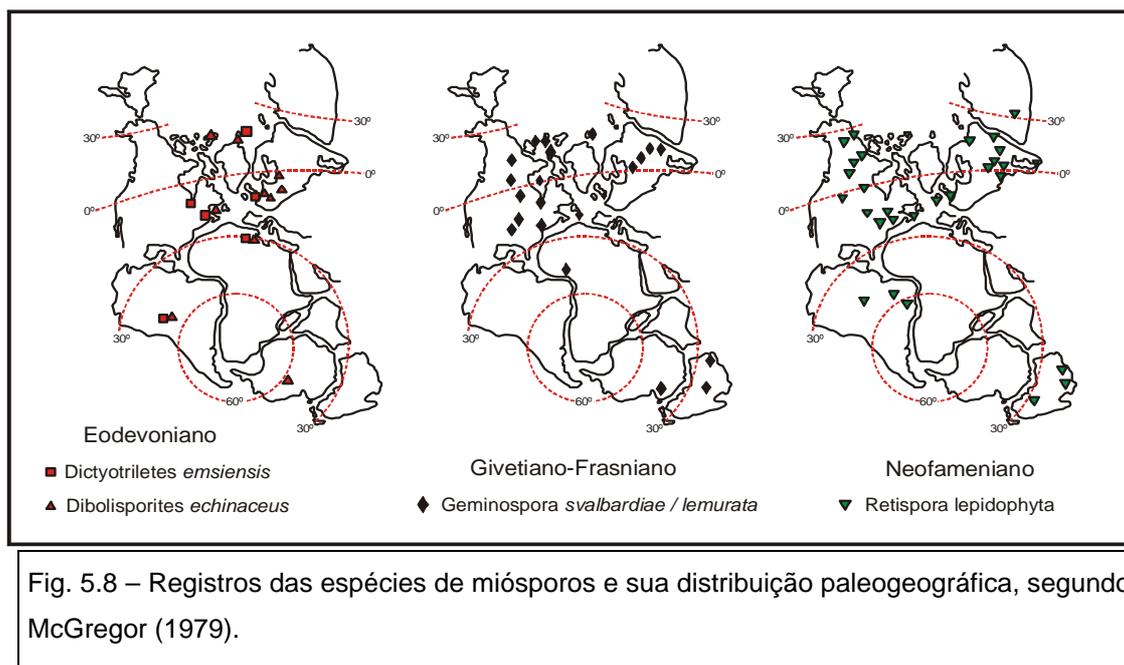
Ignorando os esporos morfológicamente simples, os "esporos elaborados" do Givetiano e Frasniano do oeste europeu são da mesma espécie daqueles do Brasil e da Líbia (Loboziak et al., 1989). Isto permite que o mesmo zoneamento seja aplicado em todas as regiões.

5.7.2.2 - Padrão global de distribuição de esporos

Alguns padrões globais generalizados da distribuição dos esporos devonianos são aparentes (McGregor, 1979):

(1) No Devoniano houve o surgimento de espécies quase-cosmopolitas. *Dicyotrilletes emsiensis* e *Dibolisporites echinaceus* no Neolochkoviano e Praguiano, *Geminospora lemurata* no Givetiano e *Retispora lepidophyta* no Neofameniano são exemplos (Fig. 5.8) e há muitos outros. Na reconstrução do Pangea ou num mapa atual da distribuição dos continentes sua distribuição geográfica estende-se do Equador para até 30° do Pólo Sul.

(2) Algumas assembléias de esporos devonianos foram localizadas próximas ao proposto paleo-pólo. Paleontólogos e geofísicos parecem concordar que o Pólo Sul foi no sul da África durante o Devoniano (Oliver, 1977; Irving, 1977, *apud* McGregor, op. cit.) e fauna marinha e outras evidências são interpretadas por House (1971; Oliver, 1977, *apud* McGregor, op. cit.) e outros como consistentes com condições frias a geladas.



(3) A maioria das espécies quase-cosmopolitas de esporos tem variações estratigráficas relativamente grandes. É razoável supor que eles foram dispersos de forma extremamente eficiente por plantas de considerável tolerância climática.

(4) Pequena parte de espécies globalmente distribuídas tem distribuição estratigráfica relativamente pequena, de cerca de um estágio ou menos. Talvez o mais bem conhecido exemplo é o *Retispora lepidophyta* o qual tem sido encontrado em todos os continentes exceto na Antártica (Fig. 5.8). Um outro exemplo pode ser o *Diboldisporites eifeliensis*, de idade meso/neo-Emsiano.

(5) Em contraste com as formas cosmopolitas, algumas espécies devonianas têm distribuições geográficas restritas. As mais conhecidas são aquelas que são aparentemente endêmicas ao "Old Red Continent". No Givetiano, *Densosporites devonicus*, *Rhabdosporites langii*, *Grandispora naumovii* e *Samarisporites triangulatus*, entre outros, foram amplamente distribuídos.

(6) De acordo com o presente conhecimento, há distintas e consistentes diferenças em alguns componentes de assembléias coexistentes do "Old Red Continent", Ásia Central, e a parte mediana da América do Sul, no mínimo para o intervalo de tempo correspondente ao Eo/Meso-devoniano.

5.7.3 - Acritarcos

Acritarcos são agora amplamente conhecidos em rochas devonianas. Cerca de 750 espécies já foram registradas (Downie, 1979). Sua distribuição em área (Fig. 5.9) é ampla: estende-se pela maioria dos estratos marinhos devonianos do mundo todo, embora não tenham sido ainda encontrados no Canadá ártico e somente leiosferas foram registradas na China.

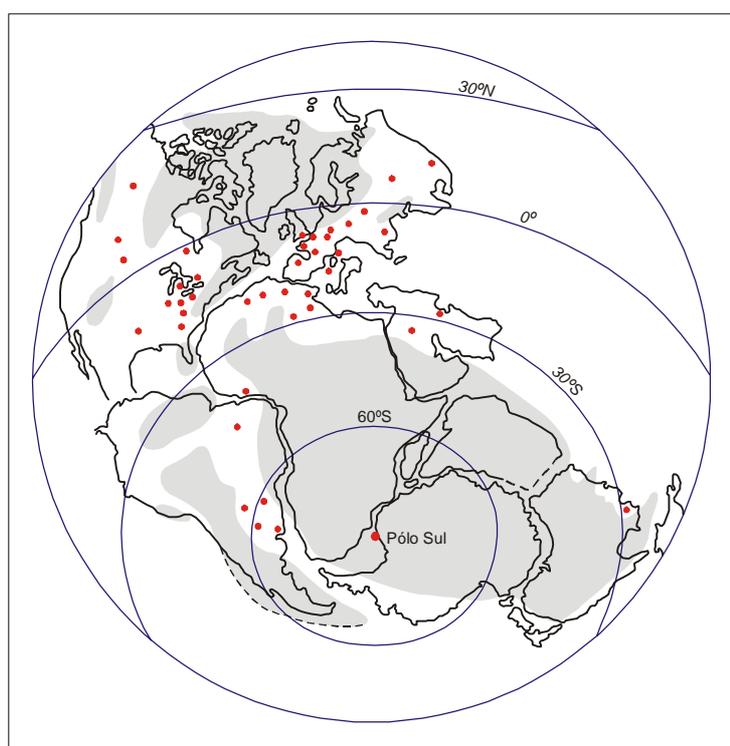


Fig. 5.9 – Localização paleogeográfica dos acritarcos devonianos, segundo Downie (1979).

A afirmação de que os *acritarcos* são *marinhos*, em origem, e são *mais provavelmente planctônicos* (Downie, 1979) é suportada pela aparente distribuição onipresente de algumas espécies em estratos marinhos devonianos. Isto tem encorajado suas aplicações na bioestratigrafia embora os estudos atuais ainda não tenham alcançado o ponto ideal para amarração com as zonas universais que são chaves para a calibração com as sucessões padrões.

A seqüência de microfloras na África do Norte permite uma divisão em 5 sucessivas assembléias reconhecidas por Jardiné et al. (1974, *apud* Downie op. cit.). Há indicações que um esquema zonal, tal como o de Jardiné, aplicado na África do Norte, possa ser aplicado a espécies com limitadas variações que foram encontradas em estratos de idades comparáveis na América do Sul, Europa, América do Norte e Austrália. No entanto, até o presente, não há dados suficientes disponíveis para sistematizá-los em qualquer dessas regiões.

5.7.4 - Braquiópodes

Devido à sua grande abundância e diversidade no Devoniano, os braquiópodes têm sido usados extensivamente em correlações, mas essas correlações, baseadas na variação das zonas de fósseis-índice e em zonas de assembléias, variam grandemente em precisão.

A integração de esquemas zonais de braquiópodes com a cronologia de conodontes devonianos fornece uma maneira de avaliar a exatidão das correlações baseadas em braquiópodes e tornar possível o reconhecimento dos ecossistemas dominados por braquiópodes (Johnson, 1979).

Certos grupos devonianos (espiriferídeos) forneceram a base histórica para a correlação internacional, mesmo quando as diferenças entre províncias impossibilitem as correlações por biozonas. Identificação dos estágios de correlação, pela presença dessa taxa, permite a definição do clássico fóssil índice. Exemplos são: *Acrospirifer* (Siegeniano/Eo-Eifeliano), *Paraspirifer* (Emsiano/Eifeliano), *Spinocyrtia* (Couviano/Givetiano), *Tenticospirifer* (Frasniano), *Cyrtospirifer* (Frasniano/Fameniano) e *Syringothyris* (Fameniano Sup./Carbonífero).

Correlações de assembléias de braquiópodes com as assembléias de conodontes são utilizadas freqüentemente e têm também implicações significativas para a biocronologia dos braquiópodes. Testar a precisão é obviamente válido como a capacidade para correlacionar faunas locais por grandes distâncias.

Observações:

O dado paleontológico torna-se mais preciso e seguro quando se usam esquemas zonais nos quais as sucessões de braquiópodes são integradas com aquelas dos conodontes, goniatites e graptólitos.

A maioria dos limites entre os estágios devonianos coincide com episódios transgressivos que são suficientemente amplos para sugerir que suas origens sejam eustáticas.

5.8 - Paleogeografia e Paleobiogeografia do Devoniano

O mundo devoniano compreendeu uma Euramérica recentemente suturada e em baixa latitude, um já velho Gondwana situado em altas latitudes sul e em regiões polares e um grupo de placas asiáticas ainda separadas (Johnson e Dasch, 1972; Oliver, 1977, todos *apud* Johnson, 1979).

As plataformas russa e norte-americana, similares em idade (Hurley e Rand, 1969, *apud* Johnson, op. cit.) foram sítios de vastos mares epicontinentais os quais evoluíram através de ciclos harmônicos transgressivo-regressivos, produzindo seqüências cratônicas (Sloss, 1963, 1972; House, 1975, todos *apud* Johnson, op. cit.). Esses ciclos foram provavelmente de origem eustática (Johnson, 1974, *apud* Johnson, 1979); eles incluíram amplas regressões, herdadas do Siluriano e terminando no meio do Eodevoniano, seguidas por transgressões em duas fases (meio do Eodevoniano ao Eogivetiano e Mesogivetiano ao Mesofameniano) as quais terminaram em níveis eustáticos estacionários altos, alterados somente por epirogenias dos continentes e migração das bacias, julgando-se pelo Devoniano do Oeste dos Estados Unidos (Johnson, 1971; Sandberg e Poole, 1977, todos *apud* Johnson, op. cit.).

5.8.1 - Gondwana

O supercontinente Gondwana foi invadido, no Devoniano, por mares epíricos (epicontinentais), no Norte da África e Norte da América do Sul (Colômbia

e Venezuela), que continham faunas de braquiópodes das províncias "Eastern Americas" e "Old World". Em sua outra extremidade e em similares baixas latitudes, o Gondwana também continha faunas do "Old World" na Austrália, particularmente no geossinclíneo Tasman, ao longo da sua atual costa leste.

Em altas latitudes, e mesmo próximo ao Pólo Sul devoniano, no sul da África, as faunas da Província Malvinocáfrica foram estabelecidas como uma biofácies de águas geladas de composição monótona e de baixa diversidade. Os braquiópodes malvinocáfricos habitaram caminhos marítimos rasos e nenhum deles chegou muito longe, dentro do Gondwana.

Recentes estudos paleoecológicos (Isaacson, 1975, 1977; Copper, 1977, *apud* Johnson, 1979) confirmam as características de águas relativamente rasas de ambientes costeiros de quase todas as comunidades marinhas bentônicas da fauna Malvinocáfrica. Uma diferente visão foi proposta por Boucot (1975, *apud* Johnson, *op. cit*) onde poder-se-ia distribuir as comunidades marinhas bentônicas para grandes profundidades, as mais externas conhecidas no Siluriano e Devoniano.

O maior registro da sedimentação marinha na Província Malvinocáfrica está no Devoniano Inferior tardio e no Devoniano Médio precoce. Os registros givetiano-frasnianos são menos extensos embora tenha sido na época da maior transgressão das plataformas da Euramérica, isto é, durante o "onlap Tagânico" (Johnson, 1970, *apud* Johnson, *op. cit.*). Essa desarmônica relação tende a confirmar a sugestão que a fauna malvinocáfrica habitou caminhos marítimos que foram supra-eustáticos e que estiveram sob influência epirogênica.

5.9 - Modos Climáticos do Devoniano

Frakes et al. (1992) preferiram ignorar os limites dos períodos geológicos e dividiram a história climática da Terra em "modos climáticos", ou intervalos de

tempo durante os quais climas semelhantes prevaleceram. Em particular, eles dividiram a história paleoclimática em: Modo Frio e Modo Quente (Tab. 5.1).

Época	Modo Climático	Duração (Ma)
Eo-Eoceno / Presente	Frio	55 / 0
Eocretáceo / Eo-Eoceno	Quente	105 / 55
Neojurássico / Eocretáceo	Frio	183 / 105
Neopermiano / Mesojurássico	Quente	253 / 183
Eocarbonífero / Neopermiano	Frio	333 / 253
Eo-Siluriano / Eocarbonífero	Quente	421 / 333
Neo-Ordoviciano / Eo-Siluriano	Frio	458 / 421
Eocambriano / Neo-Ordoviciano	Quente	560 / 458
Neo-pré-Cambriano / Eocambriano	Frio	615 / 560

Tab. 5.1 – Modos climáticos de Frakes et al. (1992). Nota: Escala de tempo de Palmer (1983, *apud* Frakes et al., 1992)

O Modo Frio é definido como tempos de refrigeração global durante os quais o gelo estava presente na Terra. Isto inclui a variação de fases de intensa glaciação quando as regiões polares estavam cobertas por capas de gelo espessas e permanentes até intervalos durante os quais regiões de alta latitude estavam apenas sazonalmente frias mas estavam, entretanto, suficientemente frias para a formação de gelo durante o inverno.

O Modo Quente é definido como tempos em que o clima estava globalmente quente, como indicado pela abundância de evaporitos, dados geoquímicos, distribuição faunística e com pouco ou nenhum gelo polar. Apesar da distribuição de tempo desses "modos" climáticos serem de aproximadamente 150 milhões de anos eles podem incluir "breves" intervalos de climas

contrastantes. Por exemplo, nosso Modo Quente Siluriano a Eocarbonífero inclui a muito breve glaciação que ocorreu na América do Sul. Este evento foi tão localizado que os autores não o consideraram como pertencente a um novo Modo Climático Frio.

O período correspondente ao final do Siluriano até o começo do Carbonífero foi caracterizado pelo clima global quente ("Warm Mode"). Pode-se notar que as glaciações do final do Devoniano e no Viseano foram exceções que aparentemente se limitaram a regiões de altas latitudes na América do Sul.

Constantes e estáveis subidas relativas do nível do mar (Vail et al., 1977; Hallam, 1984; Johnson et al., 1985, todos *apud* Frakes et al., 1992) fortemente refletem o aquecimento durante o Modo Quente no Devoniano. As curvas de Hallam e Johnson e outros mostram uma queda abrupta no Fameniano, de acordo com a regressão glacio-eustática discutida por Caputo (1985, *apud* Frakes et al., 1992).

Dados adicionais sugerem regressões principais na Euramérica no final do Pragiano e no Givetiano (Johnson, et al., 1985; Vail et al., 1977; Hallam, 1984, todos *apud* Frakes et al., op. cit.) e documentam uma queda relativa o final do Siluriano. Esses eventos regressivos são, talvez, relacionados à união continental, ou a intervalos de espalhamento lento do assoalho oceânico; não há correspondentes eventos climáticos conhecidos. O final do Modo Quente é claramente indicado por queda relativa do nível do mar no Namuriano.

Considerando o Modo Quente do Siluriano ao Carbonífero, surge uma grande dificuldade de análise, devido à escassez de dados de isótopos de Carbono para o Siluriano. Entretanto, Holser (1984, *apud* Frakes et al., op. cit.) sugere uma queda no $\delta^{13}\text{C}$ no Eo-Siluriano. O mais jovem deslocamento de gelo parece ser do Wenlockiano (Eo-Siluriano tardio). A primeira subida do nível do mar ocorreu no início do Devoniano. Vulcanismo nos continentes aumentou fortemente através do Devoniano, com o clímax no Devoniano tardio. A seguinte seqüência de eventos é sugerida: a - rápido decréscimo em $\delta^{13}\text{C}$ (idade assumida: Eo-Siluriano); b - acumulação de folhelhos pretos anóxicos (Eo-Siluriano); c - aquecimento e término dos deslocamentos de gelos (Wenlockiano);

d - subida do nível do mar (Eodevoniano); e - aumento em $\delta^{13}\text{C}$ mas interrompido pelos rápidos decréscimos em $\delta^{13}\text{C}$ e na acumulação de folhelhos pretos, coincidindo com extenso vulcanismo (Neodevoniano).

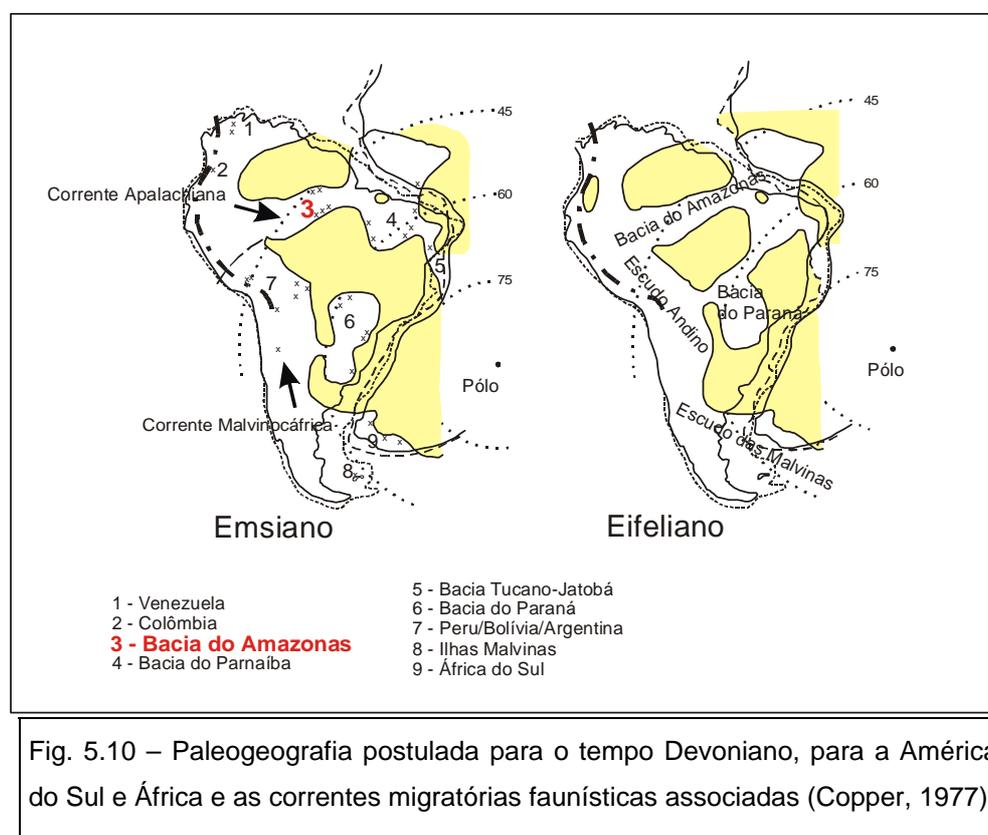
5.10 - Panorama generalizado do Devoniano das Bacias Sedimentares Brasileiras

As diferentes composições faunísticas presentes nas comunidades marinhas devonianas das bacias sedimentares do Brasil sugerem variações devido às mudanças climáticas. As temperaturas devem ter variado de condições sub-árticas, como na Bacia do Paraná, até condições temperadas, como nas bacias do Amazonas e do Parnaíba (Copper, 1977).

As comunidades marinhas equatoriais do Devoniano ocorreram em latitudes mais ao norte do que as que ocorrem no presente, indicando que o continente Sul-Americano tem se deslocado na direção Norte desde o Paleozóico. Ao mesmo tempo, regiões que hoje estão experimentando climas tropicais, como o Brasil, foram cobertas por mares frios naquela época.

Esses gradientes de temperatura também ocorreram em paralelo nas outras partes da América do Sul: a fauna típica da Província Malvinocáfrica, associada a clima frio, foi dominada por organismos que sobreviveram à extinção em massa mundial do final do Devoniano. O grupo de invertebrados ausentes nas regiões malvinocáfricas do Brasil, Bolívia e Argentina, ou seja, aqueles restritos ao cinturão equatorial devoniano da América do Norte, Eurásia e Austrália, foram dizimados no Devoniano tardio.

A fauna devoniana das bacias sedimentares brasileiras cobre um espaço de tempo que vai do Praguiano até o Fameniano. Existe uma divisão básica na constituição faunística devoniana das bacias brasileiras: invertebrados das bacias do Amazonas e do Parnaíba que têm afinidade com faunas apalachianas, e a fauna da Bacia do Paraná que tem afinidade com a Província Malvinocáfrica. Essa diferença se estende, no Emsiano, aos microfósseis (Lange e Petri, 1967, *apud* Copper, 1977). Essa bipolaridade pode ser explicada pelas barreiras climática e geográfica (Fig.5.10). É evidente também a diversidade faunística penecontemporânea entre as bacias do Paraná e a do Amazonas baseando-se nas porcentagens dos principais grupos como os braquiópodes, bivalves, trilobitas, gastrópodes e outros (Fig. 5.11). Em termos de diversidade (não de membros) os bivalves dominaram as áreas malvinocáfricas da Bacia do Paraná enquanto os braquiópodes dominaram as faunas apalachianas da Bacia do Amazonas; gastrópodes são mais diversificados na Bacia do Amazonas enquanto os trilobitas são comparáveis em ambas as regiões.



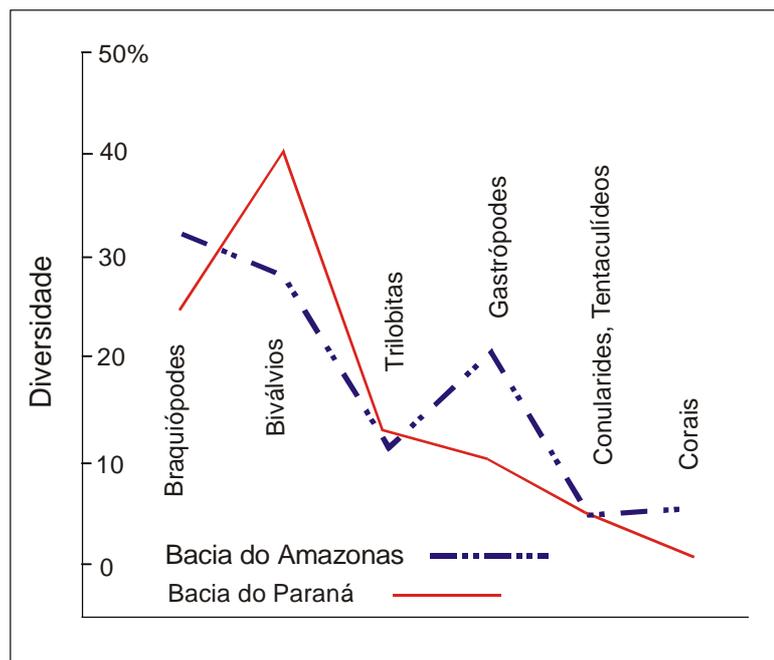


Fig. 5.11 – Comparação entre a diversidade de espécies de invertebrados nas bacias do Paraná e do Amazonas.

5.10.1 - BACIA DO PARANÁ

Durante o Devoniano precoce a Bacia do Paraná foi provavelmente isolada tanto geograficamente quanto bioclimaticamente (devido à restrição climática) das bacias adjacentes do Paraguai, Bolívia e norte do Brasil (Copper, 1977). A Bacia do Paraná não apresenta determinadas espécies da fauna malvinocáfrica presente na Bolívia, Paraguai e Argentina e sua megafauna de invertebrados difere drasticamente da Bacia do Amazonas, ao norte.

Durante o Devoniano Médio algumas taxa "boreais" como *Tropidoleptus* e *Pustulatia* penetraram pelo norte da bacia através de um estreito corredor, evidenciando uma linha marinha que a conectou com a Bacia do Parnaíba, conforme sugerido pela suas presenças em arenitos marinhos da Formação Furnas.

O Devoniano tardio foi marcado pelas fauna e flora relativamente escassas: os megafósseis invertebrados são quase desconhecidos e as correlações são baseadas em microfósseis. Essa escassez faunística pode ser

devida ao evento anóxico do Frasniano e, no Fameniano, à instalação de condições climáticas frias e da diminuição da lâmina d'água da bacia.

Durante o Praguiano-Emsiano (Fm. Ponta Grossa / Mb. Jaguariaíva), três comunidades principais são reconhecidas na Bacia do Paraná (Copper, op. cit.): a primeira é representada por braquiópodes lingulóides e orbiculóides e bivalves nuculóides, depositados em condições de águas calmas e estagnantes, como em lagunas, planícies costeiras lamosas ou marinho raso; a segunda é representada pela comunidade *Australocoelia*, provavelmente comparada com a comunidade *Notiochonetes*, na qual ocorre grande variedade de fósil; a terceira é representada pela comunidade *Australospirifer* que ocorre em bancos areno-argilosos. Bivalves, trilobitas, cricoconarides, gastrópodes e conularídeos, em ordem decrescente de abundância formam os fósseis remanescentes.

Portanto, uma vez que a fauna é longe de ser diversa, pode-se imaginar uma figura aproximada para o Devoniano como um "habitat" de clima frio. A ausência de carbonatos e recifes não pode ser atribuída às condições faciológicas mas pode ser devida à grande variação da temperatura (Caster, 1952, *apud* Copper, op. cit.).

No Eifeliano-Givetiano, o Mb. Tibagi da Fm. Ponta Grossa é constituído pelas comunidades de *Australospirifer* e *Australocoelia*. Boucot (1971, *apud* Copper, op. cit.) interpretou a comunidade *Australospirifer* como pertencente a ambiente de águas profundas, mas esta comunidade pode também habitar ambientes marinho rasos, dentro de bancos litorâneos arenosos, normalmente deslocando a comunidade *Lingula* para planícies lamosas atrás dos bancos. A escassez de bivalves também demonstra as condições climáticas frias e ambiente de águas rasas. Entre os trilobitas, a maioria dos gêneros declinou em abundância. Cricoconarides, gastrópodes e asterozoários são raros.

5.10.2 - BACIA DO AMAZONAS

O Devoniano amazônico, como nas demais bacias paleozóicas brasileiras, consiste somente de clásticos, mas a fauna contém alguns briozoos e corais, na base, e uma esmagadora predominância de elementos faunísticos apalachianos em relação aos malvinocáfricos.

As formações Maecuru, Ererê e Curuá, da Bacia do Amazonas, foram depositadas contemporaneamente à Formação Ponta Grossa da Bacia do Paraná, no entanto, seus conteúdos fossilíferos são notavelmente diversos.

As faunas amazônicas, do Devoniano Inferior ao Superior, são similares às faunas apalachianas da Colômbia e Venezuela, na América do Sul e às faunas das bacias de Conakry (Guiné) e Accra (Gana), no oeste da África.

A fauna Maecuru (Neo-Emsiano/Eo-Eifeliano) (Tab.5.2): os invertebrados da Formação Maecuru são concentrados na sua parte superior (Mb. Lontra) (Lange, 1967 *apud* Copper, 1977). Os braquiópodes são mais diversificados do que na Bacia do Paraná, sendo os articulados representados por mais de vinte espécies e os inarticulados escassos; os stromatolitos e os espiriferóides diferem dos da bacia do Paraná. *Australocoelia*, *Australospirifer*, *Australostrophia* e *Notiochonetes* são ausentes; biválvios são abundantes e parecem ser indígenas na bacia; gastrópodes são incrementados começando com o gênero *Platyceras* que é ausente na Bacia do Paraná; trilobitas são similares em diversidade com a Bacia do Paraná; de particular interesse são os elementos bentônicos coralinos que incluem o coral tabulado *Pleurodicyum* (um gênero amplamente distribuído nas províncias Renish, Apalachiana e Malvinocáfrica) e vários briozoários que evidenciam não somente tolerância a areias, mas também a climas frios. Lange (1967) e Da Costa van Boekel (1967, 1971), citados por Copper (1977), registraram um amplo arranjo de quitinozoários, acritarcos e esporomorfos com um espectro de espécies mais amplo do que na Bacia do Paraná.

	Acritarcos	Baltisphaeridium sp., B. dilantispinosum, Tylimasoma alargadum, Polyedryxium decorum, Navifusa brasiliensis, N. cylindrica, Estiastra sp., Evittia sommeri, Leiofusidae sp., Michhystridium sp., Veryhachium sp.
	Quitinozoários	Gotlandochitina cf. G. maretensis, Angochitina sp. 10, Ancyrochitina frankeli.

Fm Maecuru	Esporomorfos	Retusotriletes sp. 2052, Leiotriletes cf. L. pagius, Retusotriletes cf. R. dubius, Synorisporites cf. S. tripapillatus, Streelispora sp. 2351, Auroraspora spp.
	Braquiópodes	Amphigenia elongata Hall, Anoplia nucleata Hall, A. sp., Anoplothecha flabellites Conrad, Australospirifer buarquianus Rathbun, A. laurosodrianos Katzer, Brachyspirifer pedroanus Katzer, B. sp., Camarotoechia cf. sappho Hall, C. cf. dotis Hall, Centronella wardiana Hartt and Rathbun, C. jamesiana Hartt and Rathbun, C. freitasi Rathbun, C. herbertsmithi Rathbun, Cyrtospirifer sp., Cyrtina maecuruensis Rathbun, Dalmanella nettoana Rathbun, Gypidula sp., Oriskania navicella Hall and Clarke, Orthothetos agassizi Hartt and Rathbun, Protoleptostrophia perplana Conrad, Pustulina pustulosa Hall, Rhipidomelea hartti Rathbun, R. musculosa Hall, Schellwienella agassizi Hartt and Rathbun, Spirifer derbyi Rathbun, S. duodenarius Hall, S. hartti Rathbun, S. clarkei Katzer, S. laurosodreanus Katzer, S. buarquianus Rathbun, S. coelhoanus Katzer, S. cf. granulosa Conrad, S. valenteanus Hartt, Stropheodonta cf. concava Hall, S. perplana Conrad, S. hoeferi Katzer, Terebratula rathbuni Clarke, Tropicodoleptus carinatus Conrad, Vitulina pustulosa Hall.
	Gastrópodes	Bellerophon stelzneri Clarke, B. sp., Bucaniella reissi Clarke, Bucania freitasi Clarke, Diaphorostoma agassizi Clarke, Diaphorostoma darwini Clarke, Murchisonia sp., Platyceras coustoanus Katzer, P. gracilis Katzer, P. hartti Clarke, P. hussaki Clarke, P. meerwarthi Katzer, P. steinmanni Clarke, P. subconicum Katzer, P. symmetricum Hall var. maecuruense Clarke, P. tschernyschewi Katzer, P. whitei Clarke, P. (?) agassizi Clarke, Plectonotus derbyi Clarke, P. sp., P. (?) salteri Clarke, Ptomatis forbesi Clarke, Strophostylus varians Hall.
Tab. 5.2 – Principais grupos representativos da fauna da Fm. Maecuru (Caputo, 1984; Backheuser, 1988; Quadros et al., 1990).		

A *fauna Ererê* (Neo-Eifeliano-Givetiano) (Tab. 5.3): várias novos componentes faunísticos e florísticos foram introduzidos na Bacia do Amazonas, durante o Devoniano Médio, enquanto outros desapareceram. Presumivelmente, amplas transgressões globais no Devoniano Médio causaram o desaparecimento dos briozoários e tabulados da Fm. Maecuru; os braquiópodes dos gêneros *Derbyina*, *Paranaia*, *Chonetes*, *Pustulatia*, *Tropicodoleptus*, *Platyorthis* e *Schellwienella* continuam desde os estratos mais antigos; as novas espécies são: rinconelídeos, espiriferídeos e lingulídeos (Rathbun e Hartt, 1874, *apud* Copper, 1977). Biválvios são reduzidos em gênero; gastrópodes aumentaram em espécies; trilobitas são pobremente conhecidos. Outros novos componentes da fauna incluem: pequenos ostracodes e escolecodontes que são escassos no sul do Brasil. *Acritarcos*, *esporomorfos* e *quitinozoários (microfósseis)* são mais

abundantes que na Fm. Maecuru, mas remanescentes macroscópicos de plantas são desconhecidos.

Fm. Ererê	Acritarcos	Baltisphaeridium sp., Cymatiosphaera sp., Dictyotidium sp., Leiofusa sp., Micrhystridium sp., Navifusa bacillum, Polyedryxium sp., Veryhacium sp.
	Quitinozoários	Alpenachitina eisenacki, Ancyrochitina frankeli, Gotlandochitina milanensis, Cladochitina nov. sp. 2 Grahn.
	Esporomorfos	Spinozonotriletes cf. S. eichinatus, Contagisporites permultus, Grandispora limae, Biharisporites quadrosii, Hystricosporites cf. H. corystus, Samarisporites sp 2044, Contagisporites regalii.
	Braquiópodes	Anoplotheca (?) sp., Brachyspirifer pedroanus Hartt, Camarotoechia cf. dotis hall, Centronella jamesiana hartt and Rathbun, C. wardiana Hartt and Rathbun, Chonetes comstockei Hartt, C. onettianus Rathbun, Cyrtina (?) curupira Rathbun, Dalmanella nettoana Rathbun, Derbyina jamesiana Hartt and Rathbun, D. sp., Lingula ererensis Rathbun, L. gracana Rathbun, L. rodriguesi Rathbun, L. cf. spatulata Hall, L. stautoniana Rathbun, Mucrospirifer sp., Orbiculoidea lodiensis Hall, Orthis sp., Pustulatia pustulosa Hall, Rhyconella ererensis Rathbun, Schellwienella agassizi Hartt and Rathbun, Schuchertella agassizi Hartt, Spirifer (Acrospirifer) pedroanus Hartt and Rathbun, S. cf. pedroanus Hartt and Rathbun, S. cf. granulosus Conrad, S. valenteanus Hartt, Terebratula derbyana Hartt and Rathbun, Tropicodileptus carinatus Conrad.
	Gastrópodes	Bellerophon morganianus Hartt and Rathbun, Bucaniella coutinhoana Hartt and Rathbun, Platyceras furmanianum Hartt and Rathbun, Diaphorostoma darwini Clarke, Pleurotomaria rochana Hartt and Rathbun.

Tab. 5.3 – Principais grupos representativos da fauna da Fm. Ererê. (Caputo, 1984; Backheuser, 1988, Quadros et al., 1990; Loboziak & Streel, 1995).

A fauna Curuá (Frasniano-Fameniano): a fauna Curuá foi influenciada pela dominância de um ambiente de deposição de folhelhos escuros não apropriado para fauna e flora normal marinha bentônica. Excepcional é a presença, na parte inferior da Fm. Curiri, do traço fóssil *Spirophyton* (amplamente espalhado e com grande variedade de gêneros, das províncias Apalachiana e de Rhenish), do enigmático esporomorfo *Tasmanites*, e de *Protosalvinia* que pode ser algálica (Sommer, 1962; Sommer e Da Costa van Boekel, 1967, *apud* Copper, 1977). Outros microfósseis incluem os quitinozoários e acritarcos, úteis na determinação de idades (Lange, 1967, *apud* Copper, op. cit.). Invertebrados são

escassos; braquiópodos inarticulados, bivalves nuculóides e raros gastrópodes indicam a presença de uma comunidade de lingulídeos de águas rasas ou estagnantes; as presenças de espinhas e dentes de peixes e de *Lycopodites* (remanescente floral) são novas na bacia.

5.10.3 - BACIA DO PARNAÍBA

As faunas devonianas da Bacia do Parnaíba parecem ser relacionadas com as da Bacia do Amazonas; as bacias foram provavelmente conectadas naquele tempo.

(Emsiano-Eifeliano): A Formação Pimenteira contém grande quantidade de remanescentes de plantas como Psilopsids e outras como Archaeosigillaria, Palaeostigma e Protolpidodendron que provavelmente vicejaram em áreas pantanosas próximas às margens da bacia. Tais plantas desaparecem para o sul da bacia e sugerem ainda que a bacia esteve submetida a clima fortemente quente. Na seqüência marinha ocorrem braquiópodos; ostracodes e remanescentes de peixes também indicam diferenças das áreas do sul do Brasil. Ocorrem ainda trilobitas, conularídeos, tentaculites e hiolitídeos (Kegel, 1953, *apud* Copper, 1977).

O Devoniano Médio (Fm. Cabeças) contém os braquiópodos *Tropidoleptus*, *Derbyina*, *Amphigenia*, bem como espiriferídeos (Copper, op. cit.). A fauna remanescente é similar àquela da unidade subjacente, exceto pelos bivalves que são mais proeminentes. A relação com a Bacia do Amazonas é estreita.

O Devoniano Superior (Fm. Longá) é muito semelhante com o conteúdo faunístico da Fm. Curiri da Bacia do Amazonas. A comunidade de lingulídeos está representada em ambiente marinho raso, e em parte, pode ser atribuído um clima frio e ambiente de planície de maré. Traços fósseis incluem tubos verticais e em forma de U; marcas de ondas não são incomuns. Kegel (1953), Maack (1957, 1960) e Malzahn (1957) todos citados por Copper (1977) afirmam que os tilitos, varvitos e outras evidências de glaciação estão presentes nos leitos superiores que podem ser não-marinhas.

5.11 - Paleoclimas e Paleoambientes

Há poucas dúvidas de que durante o Devoniano a maior parte da América do Sul experimentou clima frio. Isto já foi reconhecido na composição da "Fauna Austral" do Eodevoniano (Fauna Austral é o nome antigo para Malvinocáfrica) e sua diferenciação da "Fauna Boreal" da América do Norte e África do Norte (agora reconhecida como Apalachiana ou Renana).

Há ainda algumas formas de debate sobre *quão fria* foram as águas das bacias da América do Sul; as linhas de evidências incluem: fauna, tipos de sedimentos e pólos magnéticos.

A *fauna* da Bacia do Paraná, com ausência de briozoários, corais rugosos e tabulados, esponjas estromatoporóides e algas coralinhas ou algas estromatolíticas além da ausência de famílias de invertebrados devonianos, típicos de clima tropical, apresenta-se dessa forma devido principalmente a fatores climáticos e não devido a mudanças faciológicas ou geográficas. A temperatura das águas foram provavelmente não-árticas (árticas significam próximas ao congelamento) mas variando entre os extremos relativos ao verão e inverno dos mares do Norte e Báltico. O grande tamanho dos bivalvíos e trilobitas e o tamanho normal dos braquiópodes indicam também que na Bacia do Paraná a Província Malvinocáfrica como um todo não ocorre em embaimentos protegidos com baixas salinidades, nem em lagunas. A presença dominante, na Província Malvinocáfrica, de invertebrados que sobreviveram à glaciação eocarbonífera poderia suportar a idéia de que essa fauna foi adaptada ao clima frio.

A *linha sedimentar de evidências* não contradiz o clima frio para a fauna malvinocáfrica: Maack (1957, 1960) e Malzahn (1957), citados por Copper (1977), registraram tilitos, varvitos, pavimentos glaciais, "seixos pingados" e gretas poligonais de resfriamento no Devoniano da Bacia do Parnaíba, ao norte do Brasil. É notável a ausência de carbonatos, evaporitos e "red-beds" nas seqüências devonianas das bacias brasileiras, que poderiam sugerir climas mais amenos.

A posição do Pólo Sul durante o Devoniano é sugerida ser em algum lugar em Rodésia ou Botswana, centrada sobre a plataforma da África do Sul (Afr. M2 South Pole de Smith et al., 1973 apud Copper, op. cit.). Entretanto a principal localização para o Pólo Sul mostrada por Smith et al., baseado em dados paleomagnéticos da Europa, norte da Ásia e norte da América é em algum lugar entre Buenos Aires e Rosário, na Argentina.

Observações

Com base em evidências faunísticas, o Pólo Sul, durante o Devoniano Inferior/Médio, esteve posicionado em algum lugar próximo ao sudoeste ou centro-oeste da África. Como resultado, a Bacia do Paraná esteve submetida a clima sub-ártico e possui uma fauna restrita, equivalente à Província Malvinocáfrica.

Climas frios a temperados ocorreram na Bolívia, noroeste da Argentina e norte do Brasil (bacias do Amazonas e do Parnaíba). Climas quentes a temperados ocorreram no norte da Colômbia e na Venezuela.

5.11.1 - Clima frio a sub-ártico do Devoniano no Hemisfério Sul (Bacia do Paraná) é caracterizado por:

- 1- fauna esparsa com baixas densidade populacional e diversidade (principalmente bivalvíos e braquiópodes inarticulados).
- 2- relativa diversidade de fauna de bivalvíos em depósitos rasos.
- 3- densidade desigual de braquiópodes articulados.

4- Comuns trilobitas homalonotídeos e calmoníidas; ostracodes escassos.

5- conularídeos plantônicos são abundantes, seguidos por hiolitídeos e tentaculítídeos; quitinozoários são pobres em espécies, escassos; conodontes e amonóides ausentes.

6- ausentes ou raras são as construções esqueletais coralinas, estromatoporoides, corais rugosos e tabulados e crinozoa; faltam foraminíferos e, em ambientes marinho-rasos, euripterídeos, peixes e remanescentes de plantas.

7- escassos e muito limitados em espécies são os gastrópodes, belerofontídeos exclusivamente, crinóides, asterozoários e nautilóides.

A fauna da Província Malvinocáfrica está restrita a latitudes modernas maiores que 14⁰ S na América do Sul, com limites terminais ao norte localizado ao sul do Peru, norte da Bolívia e norte da Bacia do Paraná.

5.11.2 - Clima frio a moderado do Devoniano no Hemisfério Sul (bacias do Amazonas e do Parnaíba) é caracterizado por:

1- fauna de moderada diversidade e densidade, com dominância de braquiópodes articulados (poucos inarticulados) e menos bivalvíos.

2- os braquiópodes articulados expandiram-se em diversidade, mas não em abundância, às expensas dos inarticulados e bivalvíos.

3- razoável diversidade em bivalvíos mas declínio em número; gastrópodes diversificados.

4- declínio de trilobitas.

5- megafauna plantônica tornando-se escassa mas com mais nautilóides.

6- coralinos esqueletais mais proeminentes; briozoários localmente comuns mas com baixa diversidade; corais tabulados com baixa diversidade;

crinóides localmente abundantes; raros corais solitários; estromatoporóides, colonial rugosas e algas coralinas ausentes.

7- quitinozoários, esporomorfos diversificados; ostracodes comuns; conodontes ainda desconhecidos. Na Província Apalachiana alguns peixes, euripterídeos e remanescentes de plantas em sítios costeiros. Na Província Malvinocáfrica grandes remanescentes de plantas.

As bacias do Amazonas e do Parnaíba estiveram conectadas através de passagem marinha com as faunas Apalachianas da Colômbia e Venezuela.

5.12 - Conclusões

O intervalo analisado, em termos faciográficos corresponde a sedimentos essencialmente siliciclásticos, com ausência de depósitos químicos e de evaporitos. O clima parece ter sido o fator primordial no controle dessas fácies depositadas no Eo/mesodevoniano, em resposta ao posicionamento do Continente Gondwana, nesses tempos.

Os principais elementos de análise paleoclimática são as rochas, os minerais que as constituem, os fósseis, os dados geoquímicos e os paleomagnéticos. Através dessas ferramentas podemos inferir as movimentações das placas tectônicas, a "posição" dos pólos e, conseqüentemente, o clima atuante em determinada região do globo durante suas mudanças latitudinais através dos tempos.

Os resultados paleoclimáticos mais precisos são aqueles de áreas onde a atuação do tectonismo tenha sido fraca, ou seja, onde os seus traços ("inprints") não tenham sido mascarados pelo tectonismo. Tais áreas correspondem às bacias intracratônicas.

Várias rochas são usadas como "rochas-sensitivo-climáticas-tipo", aquelas que dão indicação do clima durante a sua deposição. Dentre elas, podemos citar: os carbonatos (águas temperadas e quentes, clima tropical e

subtropicas, entre 25° N e 25° S), os evaporitos (clima árido, 25° a 35°), bauxitas (clima úmido, tropical a subtropical), turfa e carvão (clima úmido, cinturões equatoriais e zonas temperadas), tilitos (clima frio e ação glacial, latitudes temperadas e polar), além de seqüências espessas de siliciclásticos indicarem condições úmidas. Parece ser o caso do Grupo Urupadi, ora em estudo.

Durante o Neo-Siluriano / Eodevoniano o Pólo Sul "moveu-se" do nordeste da América do Sul para o centro da Argentina. Durante o Meso / Neodevoniano "moveu-se" para o sul da Argentina ou centro-sul da África (segundo outros pesquisadores). Nessas posições, as bacias interiores brasileiras experimentavam condições de clima frio (temperado - Amazonas e Parnaíba, ao norte, a subpolar - Paraná, ao sul).

As seqüências monótonas, finas a espessas, de rochas devonianas detríticas quartzosas, caracterizam os afloramentos das bacias interiores da América do Sul, do sub-Saara africano e da Antártica. Em conjunto com a ausência de evaporitos, fosforitos e carbonatos, pode-se inferir um clima úmido, frio, temperado a sub-polar para a maior parte da área.

Paleoecologicamente, os gastrópodes ocorrem em ambientes plataformais de várias profundidades, embora sejam mais abundantes em plataformas rasas, em ambiente costeiro (lagunas, recifes ou inter-maré). Os gastrópodes da área Amazônia - Colômbia caracterizavam um regime paleoclimático do tipo moderado a frio, porém menos frio que na área ocupada pela Bacia do Paraná. A grande diversidade e quantidade dos gastrópodes da Bacia do Amazonas nas formações Maecuru e Ererê estão associados aos gastrópodes da Província Américas Orientais, configurando um clima moderado a frio a essas unidades.

Os esporos são oriundos de plantas continentais e dispersos pelos ventos e águas correntes, alcançando ambientes marinhos rasos. Algumas espécies são consistentes com condições frias a geladas. Os esporos da Bacia do Amazonas são muito bem estudados (Daemon & Contreiras, 71), merecendo destaque o trabalho de Melo et al. (1996) que confirmam as inferências das condições climáticas mundiais para esta bacia, no Devoniano.

Os acritarcos ainda não têm estudos suficientes para alcançarem uma sistematização universal embora sejam associados a ambientes marinhos, em origem. Os trabalhos de Quadros et al., (1990) e Grahn (1992) no Devoniano da Bacia do Amazonas confirmam as inferências climáticas frias para esse tempo, nessa bacia.

Os braquiópodes são extensivamente usados em correlações devido à sua abundância e diversidade no Devoniano. São muito úteis quando integrados à cronologia dos conodontes.

As variadas composições faunísticas das rochas devonianas brasileiras nos levam a inferir sobre as causas serem de origem climáticas: na Bacia do Paraná as condições eram sub-árticas enquanto nas bacias do Amazonas e do Parnaíba eram temperadas.

Cap. 6 – ANÁLISE FACIOLÓGICA E INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DO GRUPO URUPADI

6.1 – Generalidades

Santos et al., (1975) propuseram o termo **Grupo Urupadi** para o conjunto das formações Trombetas, Maecuru e Ererê. Atualmente, sabe-se que existe uma discordância entre a Formação Manacapuru (Grupo Trombetas / Silurodevoniano) e a Formação Maecuru (Grupo Urupadi / Devoniano); portanto, o Grupo Urupadi compreende apenas as formações Maecuru e Ererê.

Fm. Maecuru: A designação foi proposta por Derby (1878, *apud* Caputo, 1984) com referência aos sedimentos de idade devoniana sobrepostos ao Grupo Trombetas. Lange (1967, *apud* Caputo op. cit) formalmente subdividiu a unidade em dois membros: o inferior Jatapu e o superior Lontra. A espessura máxima da unidade alcança 250m no centro da bacia. O Membro Jatapu, com cerca de 150m de espessura máxima, é caracterizado por arenito cinza, micáceo, fino, siderítico, muito bioturbado, com intercalações de folhelho e siltito. Localmente, leitos de folhelhos ferruginosos e leitos de hematita e siderita ocorrem na porção basal. Lateritas e bioturbações ocorrem através de toda a seção, indicando baixa taxa de sedimentação. O Membro Lontra, com cerca de 100m de espessura na porção central da bacia, consiste de arenito fino a conglomerático, branco a cinza, apresentando localmente estratificação cruzada e intercalações de siltito.

A discordância entre a Formação Maecuru e o Grupo Trombetas é uma paraconformidade e foi definida com base nos fósseis e correlações de perfis de poços. Só é bem definida na ausência do Membro Jatapu e da Formação Manacapuru (Grupo Trombetas) onde o Membro Lontra recobre discordantemente a Formação Pitinga (Grupo trombetas), na borda sul da bacia.

Derby (1878, *apud* Caputo op. cit) datou a Formação Maecuru como do Eodevoniano baseado na presença dos braquiópodes *Amphigenia elongata* e *Spirifer duodenaria*. Em recente visita às coleções paleontológicas de

invertebrados devonianos do Museu Nacional do Rio de Janeiro, o especialista em braquiópodes, Dr. A.J.Boucot, confirmou a José Henrique G. Melo e à Vera Maria M. Fonseca que os exemplares de *Amphigenia elongata* da Fm. Maecuru (Mb. Lontra) são inquestionavelmente mesodevonianos (Eifeliano), devido ao grande tamanho das conchas, feição esta desconhecida em exemplares eodevonianos dessa espécie (Melo, informação verbal). A presença de *Tropidoleptus* indica idade Devoniano Médio.

Lange (1967, *apud* Caputo op. cit), revisando o conteúdo fóssil e a literatura pertinente, concluiu que o Membro Lontra foi depositado no Neo-Emsiano e Eo-Eifeliano, que corresponde ao Eodevonianio tardio e Mesodevonianio precoce. O Membro Jatapu, basal, pode ser mais velho que o Neo-Emsiano. Considerou então a Formação Maecuru como de idade variando do Emsiano ao Eifeliano, chamando a atenção para a sua biota que apresenta maior afinidade com a do “Mid-continent” norte americano do que com a biota apalachiana. Melo e outros (1996), após vários e cada vez mais precisos trabalhos baseados em miósporos, chegaram a um refinamento cronoestratigráfico maior na seção devoniana da bacia. Eles posicionaram a Formação Maecuru no intervalo compreendido entre o Praguiano e o Meso-Eifeliano, datação esta usada nesta dissertação.

Comparativamente à Bacia do Solimões, lá as primeiras incursões marinhas devonianas na sub-bacia do Juruá, mais próxima da bacia do Amazonas, datam do Givetiano (Mesodevonianio) enquanto que na Bacia do Amazonas a deposição se processou desde tempos mais antigos (Eodevonianio) levando, dessa forma, à importante interpretação paleogeográfica de que o mar devoniano parece ter transgredido de leste para oeste; outro argumento a favor dessa hipótese é a de que a fauna da bacia é relacionada com a da América do Norte e noroeste da África (bacias de Taoudeni e de Murzuk).

A Formação Maecuru representa a deposição inicial do ciclo devoniano na Bacia do Amazonas e relaciona-se também à sedimentação que tomou lugar no noroeste da África e no Sahara. Durante a deposição da Formação Maecuru o clima parece ter sido frio, como sugerido pela ausência de carbonatos, evaporitos,

“red-beds” e sedimentos eólicos, entre outros, mas não tanto quanto na Bacia do Paraná, onde foi classificado como subártico por Copper (1977).

Fm. Ererê: A designação foi proposta por Derby (1878, *apud* Caputo, 1984) para uma seção devoniana composta por siltitos com folhelhos e arenitos intercalados, situada entre a Formação Maecuru, subjacente, e os folhelhos escuros do grupo Curuá, sobrepostos. Bischoff (1957, *apud* Caputo op. cit) chamou essa seção de Membro Ariramba da Formação Maecuru mas Lange (1967, *apud* Caputo, op. cit) estabeleceu-a como uma formação independente.

Sua espessura máxima é de cerca de 250m, na parte mais profunda da bacia. Compreende siltitos cinza esverdeados, micáceos, carbonosos, bioturbados, argilosos, finamente intercalados com arenitos calcíferos, finos e argilosos. Para o topo da unidade os arenitos tornam-se mais espessos e grossos. A unidade recobre concordantemente (?) a Formação Maecuru e é recoberta discordantemente pela Formação Barreirinha do Grupo Curuá.

A formação foi primeiramente datada por Rathbun (1874, *apud* Caputo, 1984) como do Devoniano Médio. Daemon e Contreiras (1971) posicionaram a Formação Ererê no intervalo estratigráfico V, baseados em dados palinológicos, correspondendo ao Eifeliano e Eogivetiano. Melo et al. (1996) posicionaram a porção basal da Fm. Ererê dentro da Zona AD (pré-Lem) e o limite Eifeliano-Givetiano situa-se na parte inferior da Fm. Ererê, pouco abaixo do marco radioativo. Dessa forma, a idade Neo-eifeliana / Eogivetiana é usada nesta dissertação.

A seção-tipo da Formação Ererê está localizada na Planície de Ererê, a leste da Serra do mesmo nome, município de Monte Alegre/PA, conforme originalmente descrito por Derby (1878, *apud* Backheuser, 1988). A seção-referência utilizada nesta dissertação corresponde ao intervalo 1318/1405m do poço 1-AM-1-AM.

A Formação Ererê registra uma ampla transgressão na sua porção basal e uma moderada regressão na sua porção superior. De um modo geral, apresenta

seus sedimentos depositados em lâmina d'água mais profunda que os da formação sotoposta.

A ausência de alguns grupos fósseis na Formação Ererê foi levantada por Copper (1977) como relacionada às condições climáticas ou pobre amostragem. Porém, a presença de leitos finos de dolomita e cimentação calcítica nos sedimentos Ererê, bem como a deposição de leitos de calcários pela primeira vez na Bacia de Taoudeni, nesta época, apontam para um aquecimento climático na área, no Devoniano Médio, embora na Bacia do Paraná persistissem condições de clima frio.

6.2 – Litofácies da Seqüência Urupadi-1 (Seq. U-1)

Baseado nas teorias da moderna Estratigrafia de Seqüências, aqui serão considerados os sedimentos pertencentes à Seqüência Urupadi-1 (Seq. U-1), definida informalmente nesta dissertação (ver capítulo 8), que corresponde litoestratigraficamente à porção basal do Membro Jatapu, da Formação Maecuru.

Possui seu trato de sistemas transgressivo culminando com a superfície de inundação máxima representada por folhelho. Esta seção pode situar-se na transição do Lochkoviano/Praguiano (palinozona BZ-E) (Melo, informação verbal). Seu trato de sistemas de mar alto é representado por uma seção siltico-argilosa na base, passando para arenosa no topo.

Seus limites estratigráficos, seus tratos de sistemas e suas relações com as outras seqüências aloestratigráficas definidas neste estudo podem ser vistos na figura 6.1.

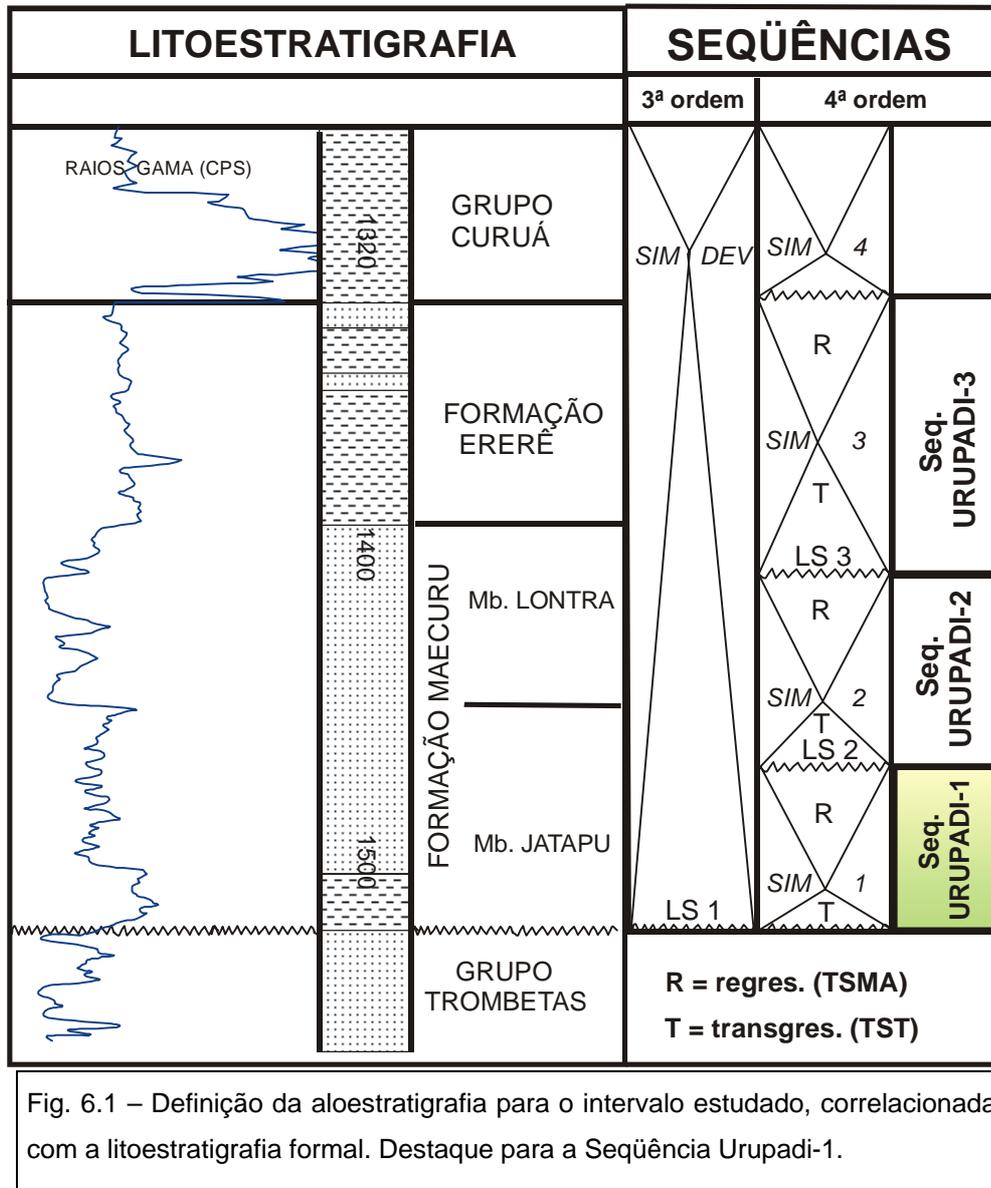


Fig. 6.1 – Definição da aloestratigrafia para o intervalo estudado, correlacionada com a litoeestratigrafia formal. Destaque para a Seqüência Urupadi-1.

A Seqüência Urupadi-1 (Seq. U-1) apresenta sua maior espessura junto ao depocentro da bacia, tendo sido melhor amostrada e interpretada através do poço 1-UA-1-AM (área de Urariá). No perfil de raios-gama, as curvas denunciam a alternância de delgados leitos de siltitos e argilitos, na base (dentro do trato de sistemas transgressivo), que gradam para o topo (trato de sistemas de mar alto) para camadas decimétricas a métricas de arenitos.

A descrição sistemática de testemunhos permitiu a identificação de três litofácies principais:

Litofácies A1: Arenito com estratificação cruzada ondulante truncada.

Consiste de arenito de granulometria muito fina a fina, quartzoso, cinza claro, micromicáceo, com estratificação cruzada ondulante truncada (“hummocky”) de grande comprimento de onda (maior que 30cm) e pequena amplitude (menor que 5cm) (Fig. 6.2), com bioturbação moderada e filmes de argilas intercalados.

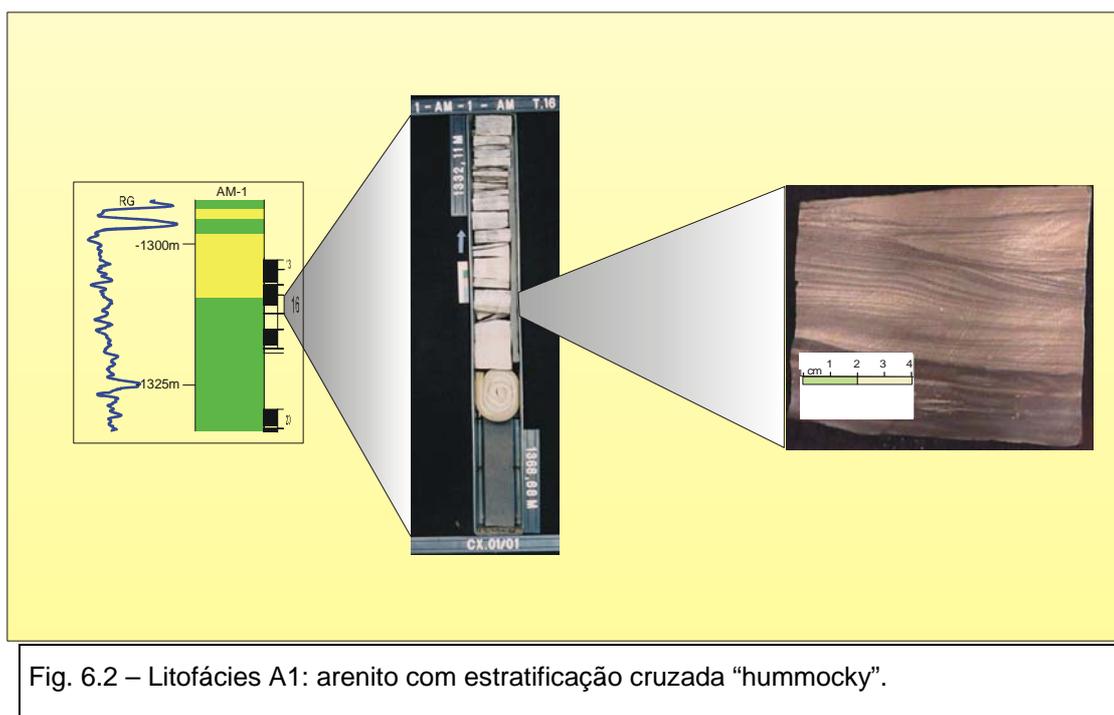


Fig. 6.2 – Litofácies A1: arenito com estratificação cruzada “hummocky”.

A litofácies apresenta corpos de arenitos com granocrescência e espessamento ascendentes (“coarsening-upward” e “thickening-upward”). Localmente, apresenta laminação planoparalela.

Processo deposicional: a estratificação cruzada ondulante truncada é gerada pela ação de ondas que retrabalham depósitos arenosos. A formação da

estrutura “hummocky” é atribuída, pela grande maioria dos autores, a fluxos oscilatórios produzidos por grandes ondas, normalmente devido a tempestades.

Litofácies A2: Arenito maciço, bioturbado.

Consiste de arenito de granulometria muito fina a média, sem estrutura sedimentar aparente, devido intensa bioturbação por tubos de vermes atribuídos aos icnogêneros *Cylindrichnus* e *Fugichnia* (Fig. 6.3).

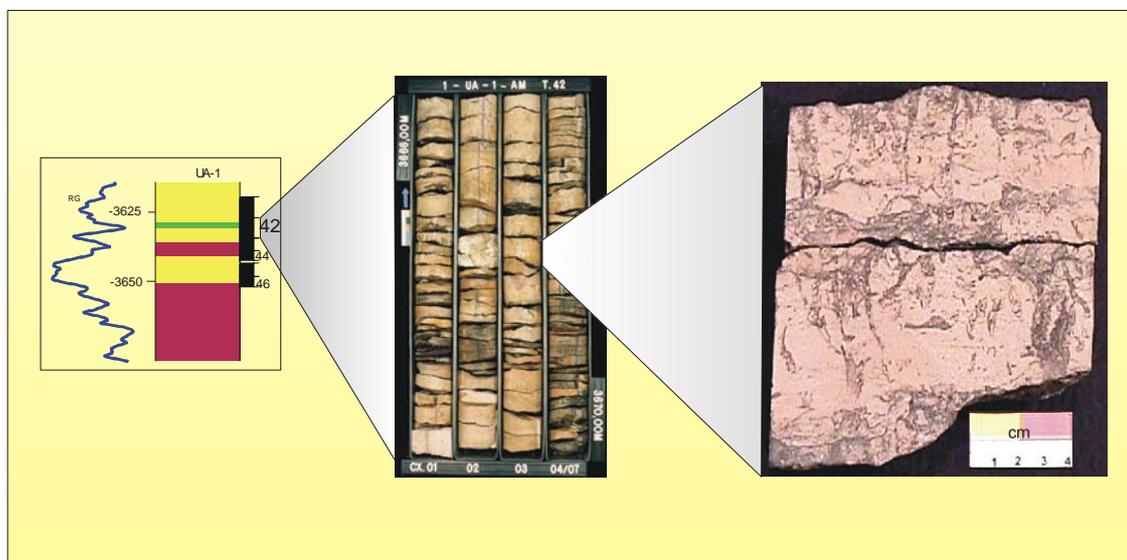


Fig. 6.3 – Litofácies A2: arenito bioturbado com os icnogêneros *Cylindrichnus* e *Fugichnia*.

São sobrepostos por camadas espessas de arenitos finos a médios, cremes, intensamente bioturbados (*Skolithos*, *Palaeophycus*).

Processo deposicional: são três as causas mais prováveis para a não existência aparente de estratificação em clásticos grossos:

- (a) intensa bioturbação por organismos, com total destruição das estruturas originais (parece ser o caso da fácies presente);

- (b) obliteração das estruturas originais pelo escape de fluidos (sismitos) ou escorregamentos (processos gravitacionais) dos sedimentos pouco ou não consolidados;
- (c) deposição de sedimentos extremamente bem selecionados, sem ocorrer segregação granulométrica para realçar as estruturas (pouco comum).

Litofácies S1: Siltitos e Folhelhos intercalados.

Consiste de intercalações centimétricas a métricas de folhelho e siltito (Fig. 6.4). Localmente, leitos de folhelhos ferruginosos e leitos de hematita e siderita ocorrem na porção basal. Lateritas e bioturbações ocorrem através de toda a seção, indicando baixa taxa de sedimentação.



Fig. 6.4 – Litofácies S1: Siltitos e Folhelhos intercalados

Processo deposicional: em função da granulometria, esses pelitos devem ter sua deposição associada a processos de suspensão ou correntes extremamente fracas, dentro de ambientes subaquosos.

Na área de Autás Mirim, plataforma norte, amostrada e interpretada pelo poço 1-AM-1-AM, a base da seqüência U-1 é composta por sedimentitos finos de coloração avermelhada associada a sideritização, por alguns níveis conglomeráticos e por folhelhos cinza médios/esverdeados intercalados com siltitos (trato de sistemas transgressivo). Várias camadas de arenito fino a muito fino, com estratificação ondulante truncada (“hummocky”), filmes argilosos e com moderada a intensa bioturbação, compõem o topo (trato de sistemas de mar alto) regressivo, do ciclo.

A descrição sistemática de testemunhos permitiu a identificação de três litofácies principais: a **litofácies S1**, a **litofácies A1** e a

Litofácies A3: Arenito com níveis conglomeráticos.

Consiste de arenito de granulometria fina a média, moderadamente bioturbado, com estratificação cruzada ondulante truncada (“hummocky” de pequeno porte) e com níveis centimétricos de arenito conglomerático com clastos de argilas e feições de escavação/erosivas (Fig. 6.5).

Processo deposicional: a estratificação cruzada ondulante truncada é gerada pela ação de ondas que retrabalham depósitos arenosos. A formação das estruturas “hummocky” é atribuída, pela grande maioria dos autores, a fluxos oscilatórios produzidos por grandes ondas, normalmente devido a tempestades. A ocorrência de níveis de arenito conglomerático com base erosiva indica deposição por correntes de alta energia. Esse tipo de depósito é encontrado em canais de maré.

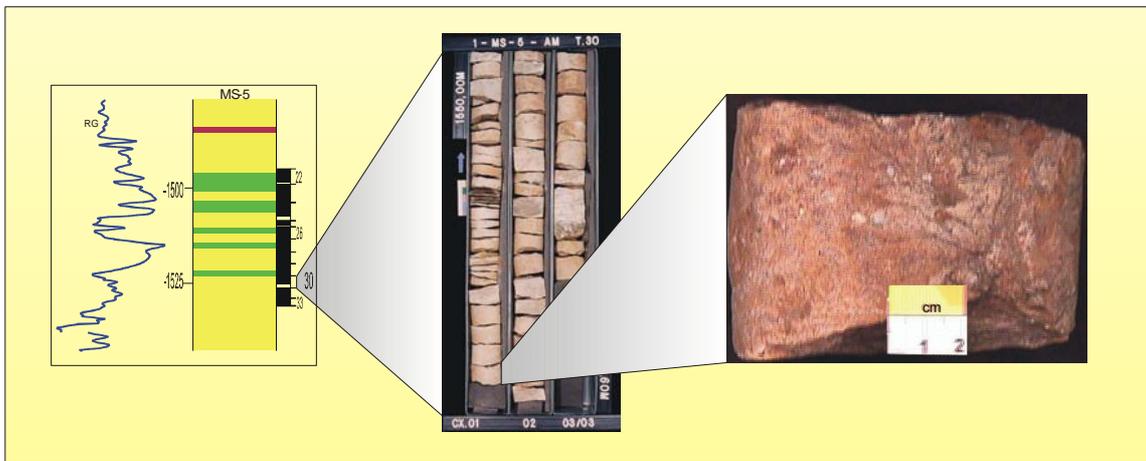


Fig. 6.5 – Litofácies A3: Arenito com níveis conglomeráticos.

Nas áreas de Rio Abacaxis e Maués, plataforma sul, (estudadas basicamente através de perfis geofísicos e litologias interpretadas dos poços 1-RX-1, 1-RX-2, 1-MS-3, 1-MS-4 e 1-MS-5) a Seqüência U-1 é representada por pacotes de arenitos com a forma de “caixotes” no perfil de Raios Gama, relacionados a sedimentos limpos, com muito pouca argila, passando abruptamente para pelitos sobrepostos. A grande quantidade de arenitos limpos que foram depositados nesta região permite inferir uma área fonte sedimentar bastante ativa, nesta época (ver tabela de fácies – Anexo 6.1). Não existem testemunhos cortados nos poços da área, nesta seção.

6.3 – Litofácies da Seqüência Urupadi-2 (Seq. U-2)

A Seqüência Urupadi-2 (Seq. U-2) tem seu trato de sistemas transgressivo equivalente litoestratigraficamente à porção superior do Membro Jatapu e o trato de sistemas de mar alto equivalente ao Membro Lontra (Fig. 6.6).

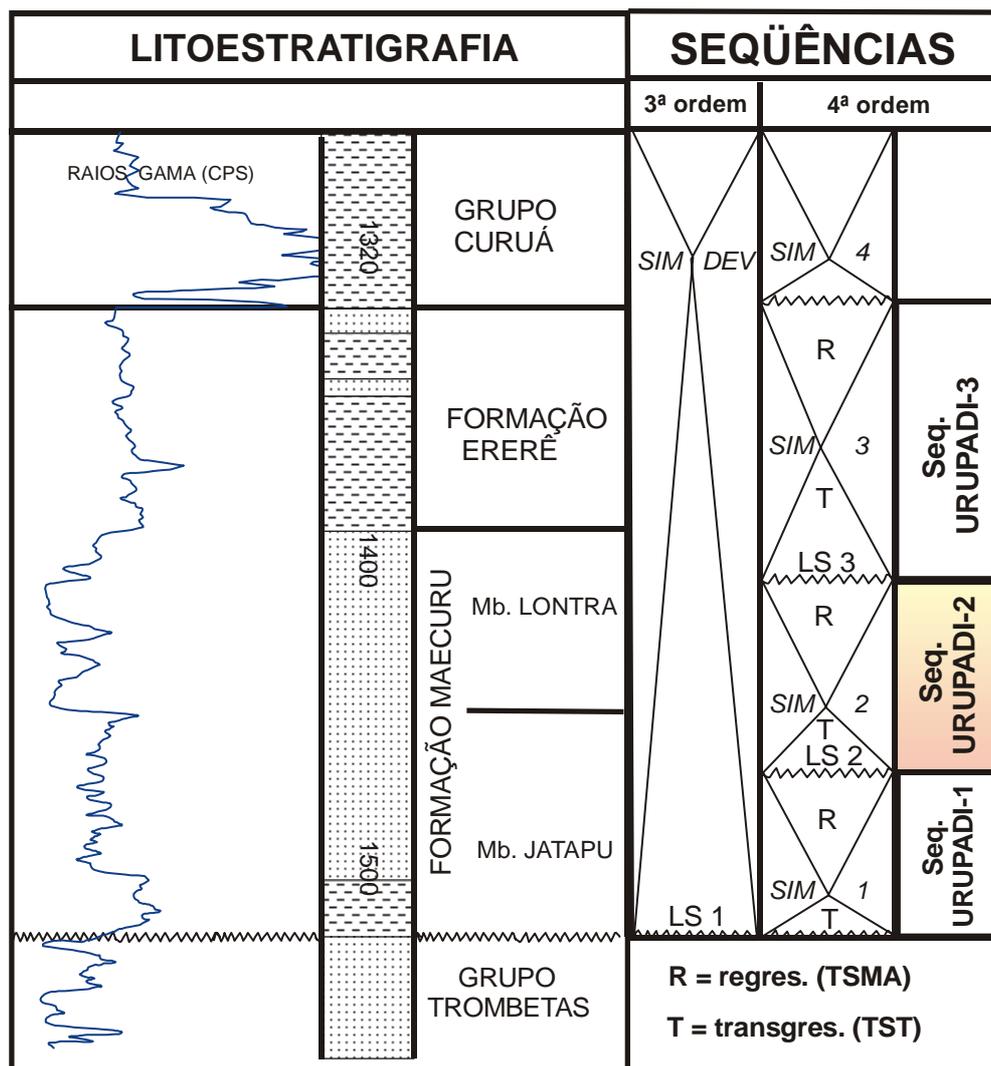


Fig. 6.6 – Definição da aloestratigrafia do intervalo estudado correlacionado com a litoestratigrafia formal. Destaque para a Seqüência Urupadi-2.

Apresenta, na área de Urariá, na calha da bacia, arenitos finos a muito finos, cinza claros / localmente avermelhados, níveis conglomeráticos, arenitos

maciços, localmente argilosos, e arenitos com estruturas sedimentares do tipo “climbing ripples”, “wavy bedding”, “linsen-bedding” e “flaser-bedding”. Apresenta como traços fósseis os icnogêneros *Arenicolites*, *Skolithos*, *Palaeophycus*, *Asterosoma*, *Rosselia* e *Cylindrichnus*; o ciclo transgressivo finaliza com nível de folhelho síltico cinza claro / escuro, muito micáceo. O ramo regressivo é representado por camadas mais espessas de arenito fino, argilosos, com estruturas sedimentares relacionadas a eventos de tempestades (“hummocky”). Para uma melhor visualização das fácies sedimentares interpretadas na seção ver Anexo 6.1 e Figura 6.29.

A descrição sistemática de testemunhos permitiu a identificação de nove litofácies principais: a **litofácies A1**, a **litofácies A3** e as litofácies:

Litofácies A4: Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e estratificação plano-paralela.

Consiste de arenito de granulometria fina a média, bem selecionado, com bioturbação fraca, apresentando estratificação cruzada de baixo ângulo, localmente planoparalela, com lâminas microgradadas, com clastos de argila, bioturbação fraca e filmes argilosos (Fig. 6.7).

Processo deposicional: leitos de arenitos bem selecionados, com laminação microgradada, são encontrados mais freqüentemente em ambientes dominados por ondas, onde a ação da lavagem das ondas, pela sua rebentação origina a laminação planoparalela. Durante o verão o perfil da praia é mais suave, enquanto que no inverno a ação combinada das ondas e marés provoca um aumento da energia do meio e o aumento do ângulo do mergulho das camadas.

Reineck & Singh (1980) sustentam que a laminação planoparalela das areias de praia é produzida pela atividade das ondas e que pequenas diferenças no ângulo e direção de mergulho das camadas dão aparência de estratificação cruzada.

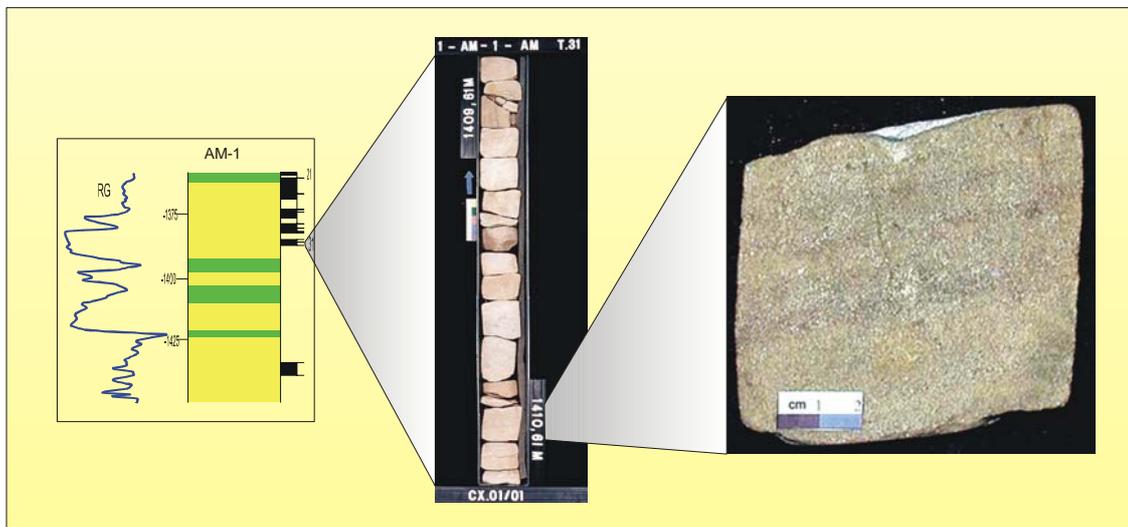


Fig. 6.7 – Litofácies A4: Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e plano-paralela.

Segundo Medeiros (notas de aulas), a laminação de depósitos de praias é apenas aparentemente planoparalela. Na verdade, cada estrato ou camada apresenta, internamente, laminação planoparalela, entretanto, os conjuntos de estratos apresentam variações de ângulo entre si, o que configura uma estratificação cruzada de baixo ângulo. A laminação é originada pela corrente de refluxo, após as ondas atingirem o ponto mais alto da praia, em geral, em regime de fluxo superior.

Litofácies A5: Arenito com “climbing-ripples”.

Consiste de arenito fino a muito fino, localmente médio, com bioturbação fraca e com filmes argilosos freqüentes marcando muito bem as estruturas sedimentares do tipo “climbing-ripples” (Fig. 6.8).

Processo deposicional: As laminações sob a forma de “climbing-ripples” são formadas em material não-coesivo durante a migração e simultâneo crescimento para o topo de ondulações produzidas tanto pela ação de ondas

quanto de correntes. Quando muito sedimento é disponível, especialmente em suspensão, a carga extra de sedimento arenoso rapidamente enterra e preserva os leitos e a estrutura ondulada original, completamente ou em parte, em uma série de ondas superimpostas que eventualmente forma o “climbing-ripple”. Essas estruturas sedimentares estão presentes em vários ambientes, desde o fluvial, o deltaico e ainda nos ambientes relacionados a turbiditos.



Fig. 6.8 – Litofácies A5: Arenito com “climbing-ripples”.

Litofácies A6: Arenito com estratificação cruzada tabular.

Consiste de arenito médio, creme claro, localmente com fragmentos de argila dispersos, apresentando estratificação cruzada tabular (Fig. 6.9).

Processo deposicional: a origem dessa litofácies está ligada à migração de formas de leito de crista retilínea (dunas 2D) em ambiente de planícies arenosas e nas adjacências de canais de maré. Reineck & Singh (1980) explicam que estratificações cruzadas tabulares são produzidas pela interação de ondas ou correntes com a superfície dos sedimentos.

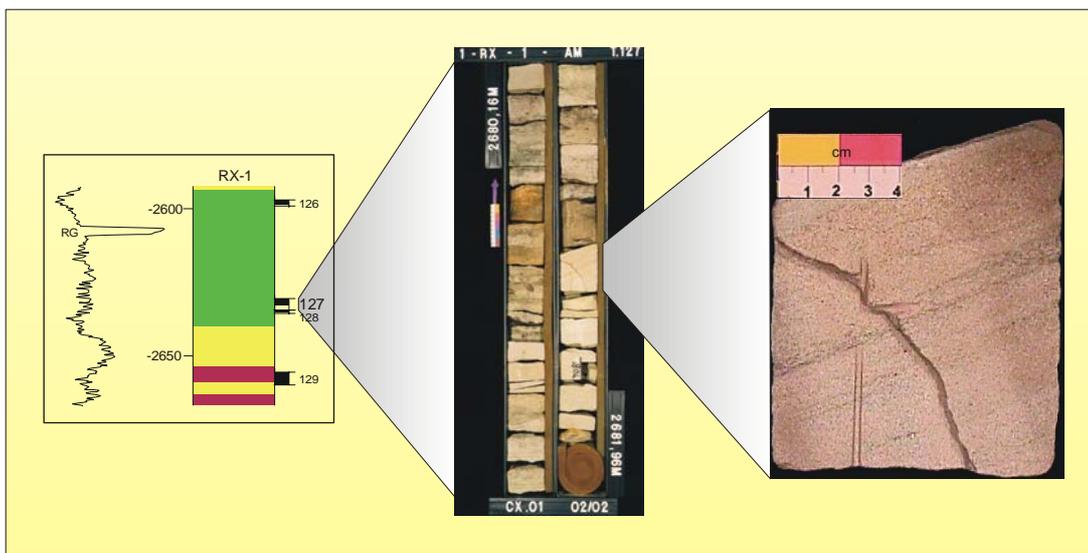


Fig. 6.9 – Litofácies A6: Arenito com estratificação cruzada tabular.

Litofácies A7: Arenito com “flaser-bedding”.

Consiste de arenito de granulometria média a fina, creme claro, com estrutura sedimentar do tipo “flaser” (Fig. 6.10).

Processo deposicional: a estrutura do tipo “flaser-bedding” implica em que tanto areia quanto lama são disponíveis e que períodos de atividade de correntes alternam-se com períodos de quiescência. Durante o período de atividade de corrente a areia é transportada e depositada sob a forma de ondulas enquanto a argila é mantida em suspensão. Quando a corrente cessa, a lama em suspensão, em flóculos ou sob a forma de “pellets” fecais é segregada pela diferença hidráulica e é depositada principalmente nos cavados das ondulações arenosas. São formadas em ambientes onde a preservação de areias é mais propícia que para argilas, normalmente em planícies costeiras, com alguma influência de marés. Tem sido considerada típica de ação de maré. Entretanto, experimentos realizados em calhas de sedimentação (Hawley, 1981, *apud* Della Fávera, 1990) levam a concluir que a ação isolada da maré não poderia gerar o “flaser-bedding” por ser necessário um tempo mais longo entre a formação dos “ripples” com conseqüente preenchimento das cavas e a sua posterior erosão para permitir o endurecimento e a preservação das argilas. O referido autor prefere apelar para

processos ligados a tempestades, já que estes implicam na deposição de camadas mais espessas e tempos de consolidação mais longos.

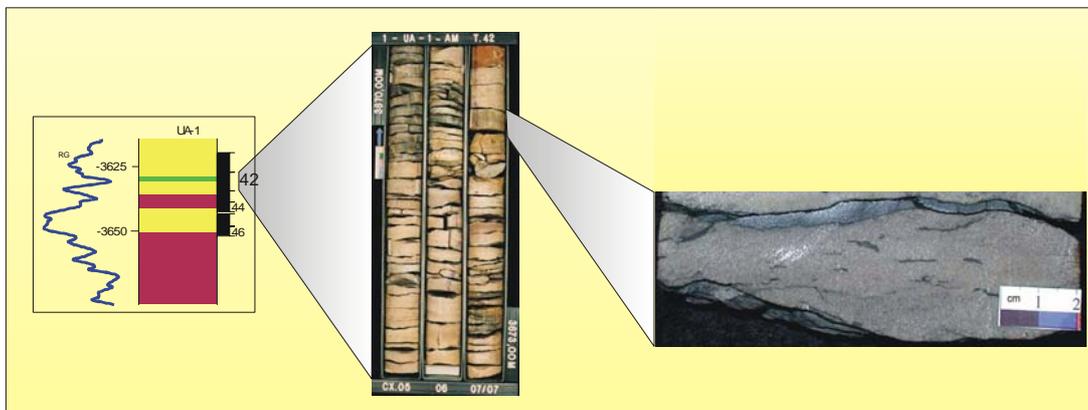


Fig. 6.10 – Litofácies A7: Arenito com “flaser-bedding”.

Litofácies S2: Siltito arenoso com “wavy-bedding” e “linsen-bedding”.

Consiste de intercalações freqüentes de camadas cada vez mais argilosas constituídas por siltito arenoso e argilito, onduladas (“wavy”) chegando à predominância da fração argilosa com lentes (“linsens”) subordinadas de arenito de granulometria fina a muito fina (Fig. 6.11).

Processo deposicional: esse tipo de depósito com estruturas do tipo “wavy bedding” / “linsen-bedding” é formado em regiões onde se intercalam períodos de energia relativamente alta com períodos de calmaria. Por representarem depósitos delgados de eventos de sedimentação episódica, sua preservação é mais crítica, encontrando-se freqüentemente bioturbado. É freqüente a associação com a litofácies S3.

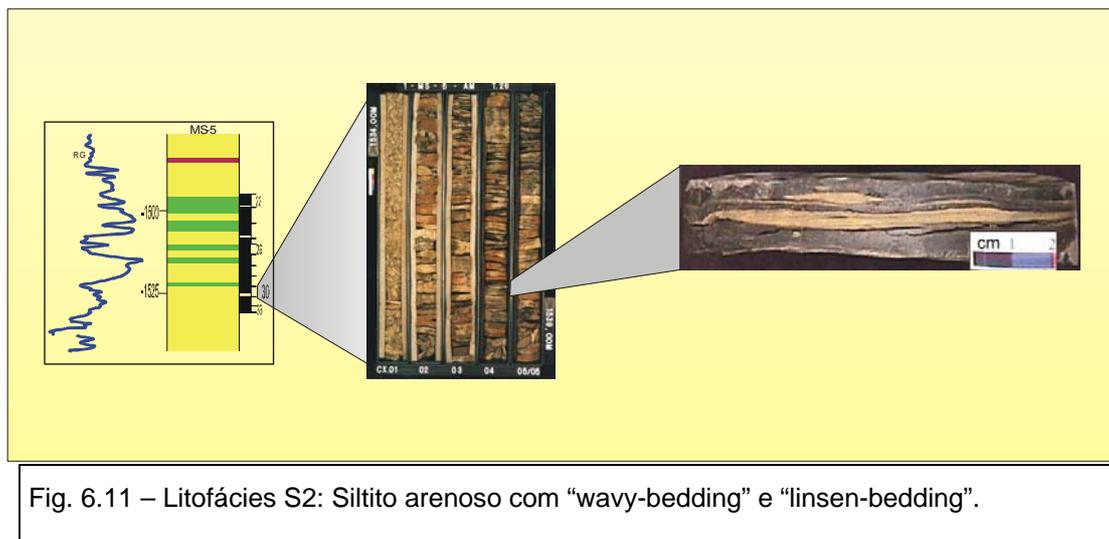


Fig. 6.11 – Litofácies S2: Siltito arenoso com “wavy-bedding” e “linsen-bedding”.

Litofácie S3: Siltito com “onduladas truncadas”.

Consiste de siltito arenoso/arenito com granulometria muito fina, com estrutura do tipo “ondulada truncada” em micro-escala e bioturbação fraca a moderada (Fig. 6.12).

Processo deposicional: devido à granulometria, esses sedimentos devem ter sua deposição associada a processos de suspensão ou correntes extremamente fracas, porém que devem ter sido retrabalhados por processos de ondas de tempestades. Ocorrem nos tempestitos distais. A estratificação ondulada pode ser considerada como uma estratificação “hummocky” com pequeno comprimento de onda. Está normalmente associada com a litofácies S2.

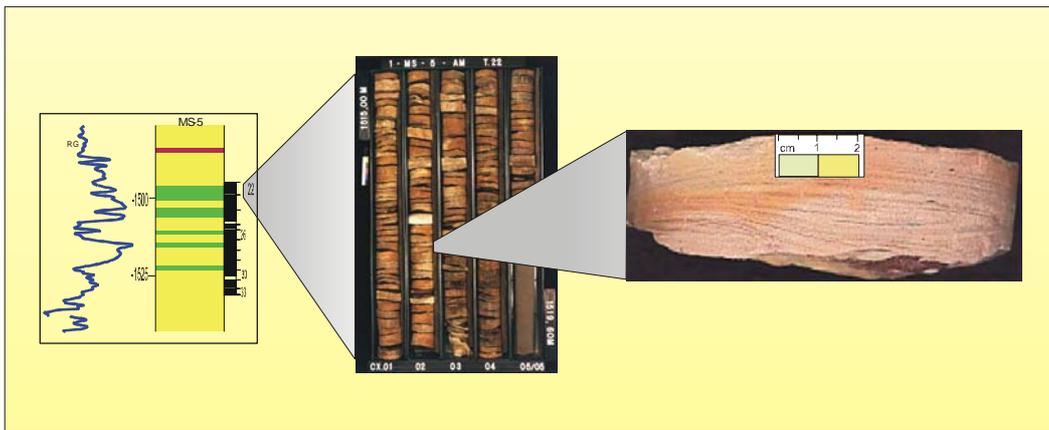


Fig. 6.12 – Litofácies S3: Siltito com “onduladas truncadas”.

Litofácies F1: Folhelho.

Consiste de camadas decimétricas a métricas de folhelho cinza escuro, bioturbado (Fig. 6.13).

Processo deposicional: devido à granulometria, esses sedimentos devem ter sua deposição associada a processos de suspensão ou correntes extremamente fracas.



Fig. 6.13 – Litofácies F1: Folhelho.

Na área de Autás Mirim, Plataforma Norte, a seqüência U-2 é representada por arenito creme claro, fino/muito fino, apresentando-se moderadamente bioturbado e com intensos filmes argilosos, localmente ferruginosos, no ramo transgressivo do ciclo; já no ramo regressivo as litofácies encontradas são: arenito creme claro, médio a grosso, muito limpo, exibindo valores baixos no perfil de raios-gama, maciço, silicoso, localmente exibindo estratificação plano-paralela ou de baixo ângulo, com intercalações de folhelhos cinza claros.

Nesta área ocorrem a **litofácies A2**, a **litofácies A4** e a

Litofácies A8: Arenito maciço ferruginoso.

Consiste de arenito creme claro, de granulometria média a grossa, silicificado, mal selecionado, com níveis ferruginosos e pseudo-estratificação levemente inclinada, apresentando contato basal abrupto (Fig. 6.14).

Processo deposicional: semelhante à **litofácies A2**.

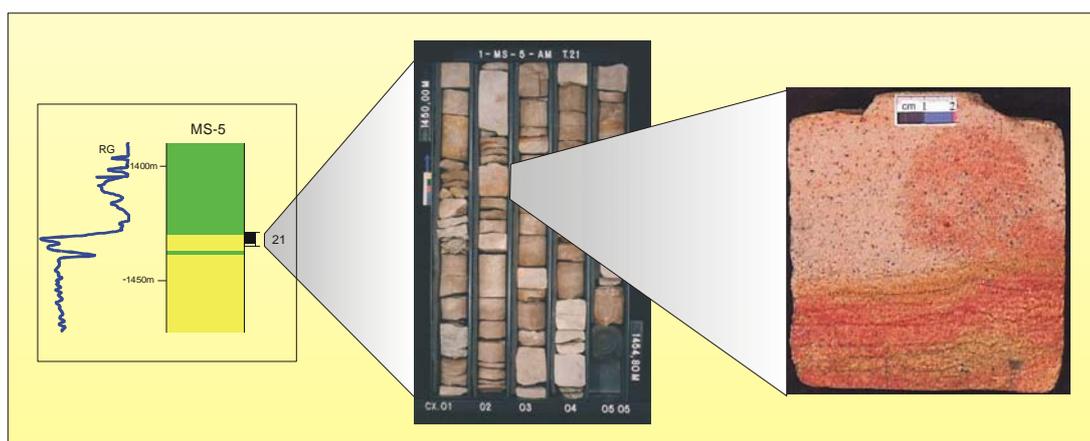


Fig. 6.14 – Litofácies A8: Arenito maciço ferruginoso.

Nas regiões de Abacaxis e Maués, no depocentro da bacia, a fase de mar alto é representada por arenito de granulometria fina a média, limpo, maciço devido intensa bioturbação, apresentando baixos valores no perfil de raios-gama.

Possivelmente ocorrem as **litofácies A2, A3, A7 e A8**, correlacionando-se com as feições grafo-elétricas (perfis dos poços) uma vez que não foram testemunhados os poços que atravessaram esta unidade estratigráfica.

De uma forma geral, a seção clástica que compõe as Seqüências U-1 e U-2 (correspondendo à Formação Maecuru, em termos litoestratigráficos) apresenta, para sudeste, uma diminuição gradativa da freqüência e espessura dos níveis argilosos, o que implica numa efetividade de área fonte próxima e ativa nesta região da bacia, nos seus respectivos tratos de sistemas de mar alto.

6.4 – Litofácies da Seqüência Urupadi-3 (Seq. U-3)

A Seqüência Urupadi-3 (Seq. U-3) possui seu trato de sistemas transgressivo correspondendo, litoestratigraficamente, à porção superior do Membro Lontra, da Formação Maecuru e parte basal da Formação Ererê. Possui seu trato de sistemas de mar alto representado pela porção superior desta última unidade (ver Cap. 8 e Fig.6.15).

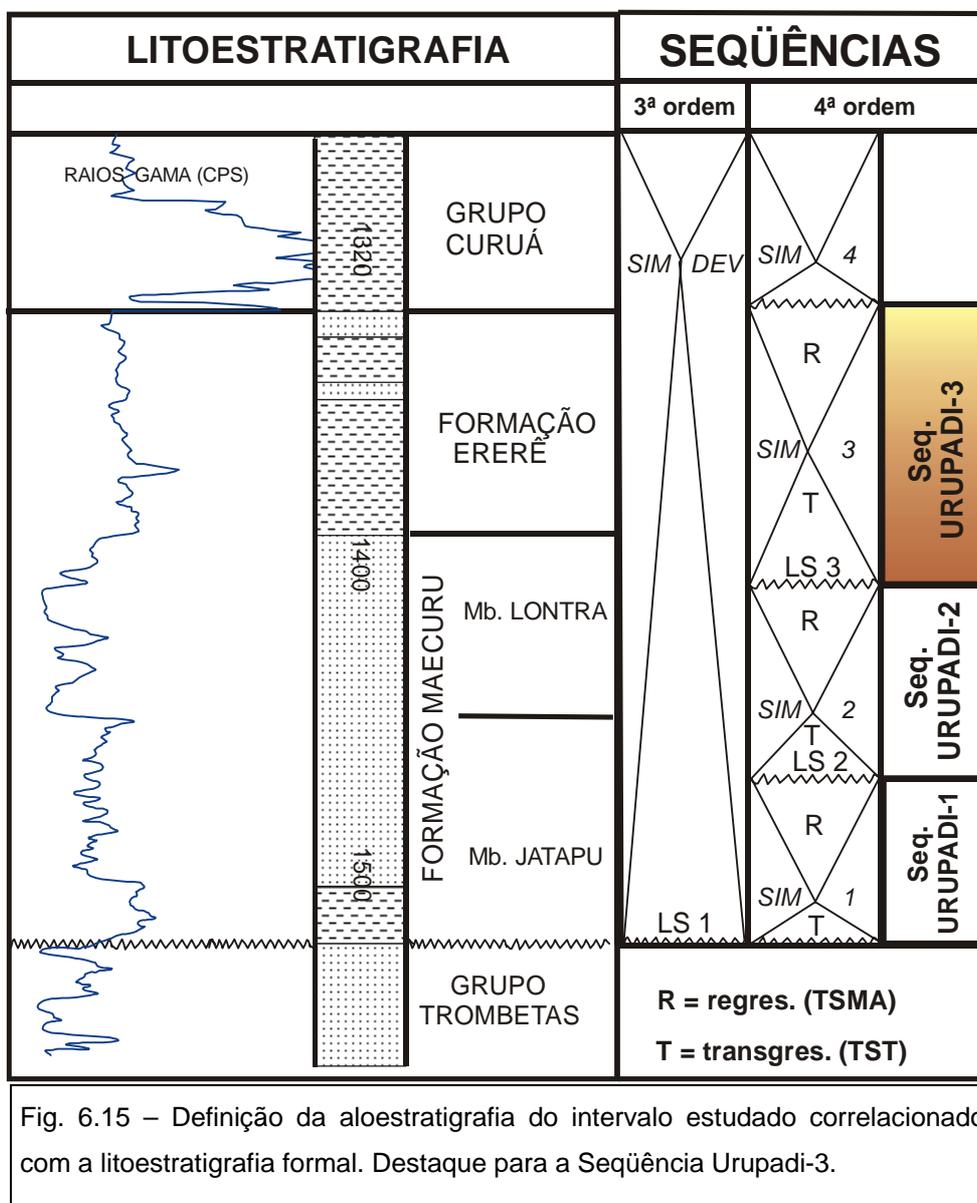


Fig. 6.15 – Definição da aloestratigrafia do intervalo estudado correlacionado com a litoestratigrafia formal. Destaque para a Seqüência Urupadi-3.

Na área de Urariá, porção central da bacia, na base do trato de sistemas transgressivo, as litofácies estão representadas por arenitos maciços, ferruginosos, sem estruturas sedimentares aparentes, de granulometria média a grossa; conglomerados com fragmentos de rochas ígneas, possivelmente representando “lag” transgressivo; arenitos com microlaminações onduladas e arenitos bioturbados com “flaser-bedding”, com um significativo aumento de argilosidade para o topo da seção, onde predominam intercalações síltico-argilosas com estruturas sedimentares do tipo “wavy-bedding” e “linsen-bedding”.

A descrição sistemática de testemunhos permitiu a identificação de cinco litofácies principais: a **litofácies A7**, a **litofácies A8**, a **litofácies S3** e as litofácies:

Litofácies A9: Arenito com microlaminação ondulada

Consiste de arenito de granulometria muito fina a fina, localmente média, apresentando microlaminação ondulada, bioturbação fraca e filmes argilosos (Fig. 6.16).

Processo deposicional: a laminação ondulada é resultante da ação de ondas que são produzidas e migram sobre uma superfície sedimentar. Possui limite deposicional reto ou curvo. São tipicamente encontradas em ambientes sob contínuo retrabalhamento, como as planícies de maré.

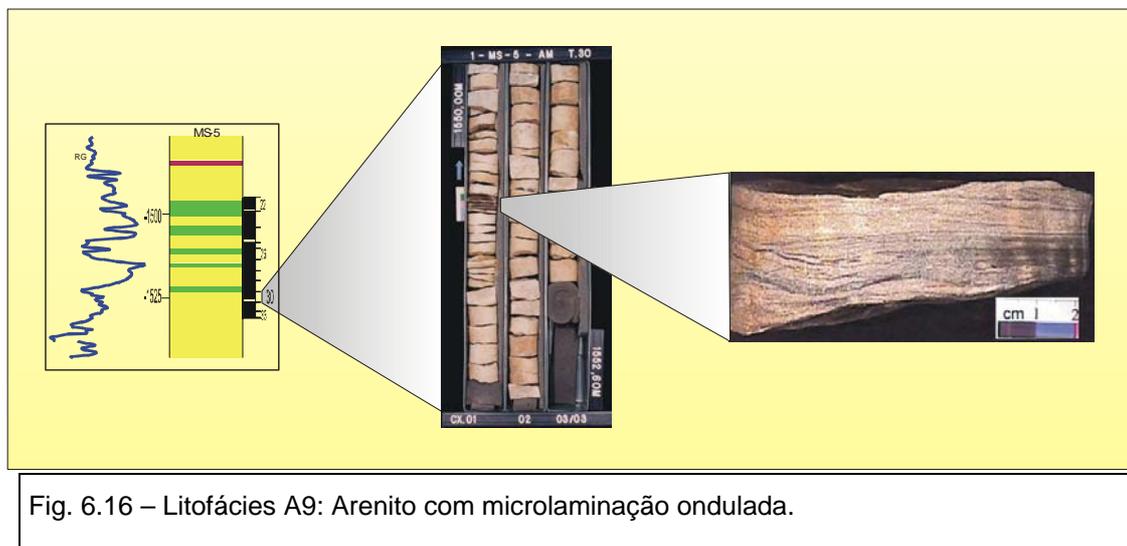


Fig. 6.16 – Litofácies A9: Arenito com microlaminação ondulada.

Litofácies C1: Conglomerado

Consiste em camada decimétrica de conglomerado com fragmentos de rochas ígneas, sem estrutura sedimentar aparente, com matriz constituída por seixos e areia grossa, quartzosa (Fig. 6.17).

Processo deposicional: normalmente os conglomerados estão associados a depósitos de leques aluviais, onde é pobre a seleção e apresentam-se com restrita distribuição em área; podem ocorrer ainda em ambiente fluvial fazendo parte de zonas de canais (maior energia) ou ligados a vales incisos, em períodos de rebaixamento relativo do nível do mar. Níveis basais centimétricos estão associados a canais de marés (“inlets-channels”). Podem ainda ser resultantes do “lag” transgressivo, ou seja, produto de migração da zona de “upper-shoreface”.

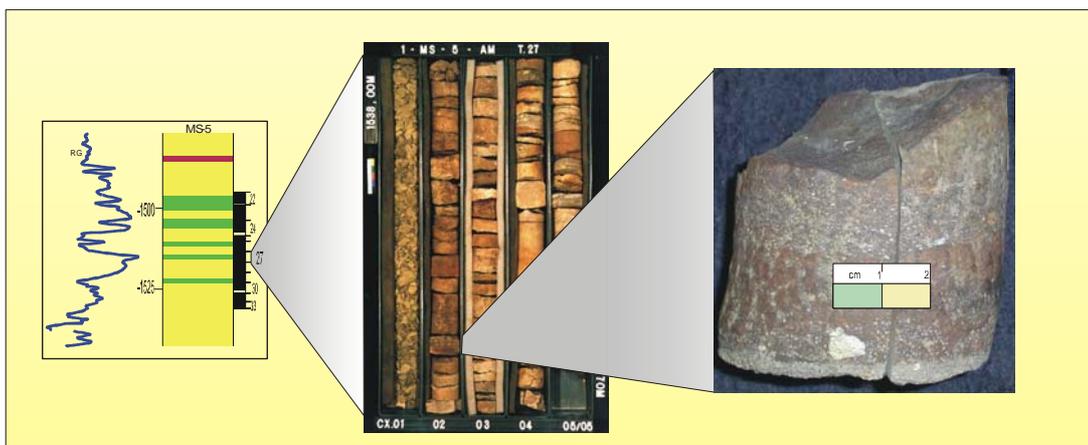


Fig. 6.17 – Litofácies C1: Conglomerado.

As litologias mais finas do trato de sistemas transgressivo correspondente à base da Formação Ererê, nesta área está representado por folhelhos cinza médios com finas fraturas preenchidas por cimento carbonático e tubos biogênicos horizontais muito finos, piritizados. A superfície de máxima inundação marinha corresponde a um nível de folhelho com elevada radioatividade registrada em perfil de raios-gama; a partir desta superfície estratigráfica o comportamento da seqüência deposicional se inverte passando a compreender ciclos granocrescentes ascendentes mais expressivos em direção ao topo da unidade, correspondentes ao trato de sistemas de mar alto.

Na área de Autás Mirim, plataforma norte, o ramo transgressivo da Seqüência U-3 é representado por arenito maciço (**litofácies A2**), sem estrutura aparente devido intensa bioturbação, com filmes argilosos e em parte silicificado. O ramo regressivo, correspondente ao trato de sistemas de mar alto é representado por delgadas intercalações de siltitos médios a escuros intercalados com folhelhos cinza médio / acastanhado, físsil, com estruturas sedimentares do tipo “wavy-bedding” e “linsen-bedding” (**litofácies S2 e F1**); para o topo ocorrem camadas mais espessas de arenito fino a muito fino com estratificação cruzada ondulante truncada (**litofácies A1**) e laminação plano-paralela ou de baixo ângulo (**litofácies A4**).

Na área de Abacaxis, plataforma sul, ocorrem ciclos de granocrescência ascendente, dentro do trato de sistemas de mar alto dessa unidade, correspondendo a espessos pacotes de arenito maciço (**litofácies A2**), com estratificação plano-paralela ou de baixo ângulo (**litofácies A4**), com bioturbação moderada, de granulometria fina a média, e a litofácies F2, descrita a seguir:

Litofácies F2: Folhelho siltico:

Consiste de folhelho cinza esverdeado, siltico, blocoso a físil, bioturbado, apresentando localmente, concreções piritosas oxidadas (Fig. 6.18).

Processo deposicional: em função da granulometria, esses pelitos devem ter sua deposição associada a processos de suspensão ou correntes extremamente fracas, dentro de ambientes subaquosos.

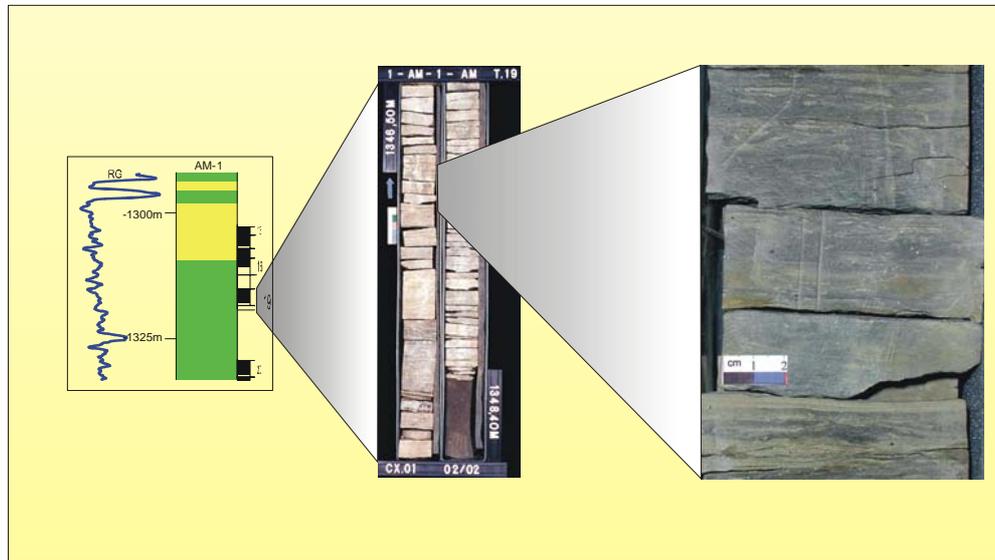


Fig. 6.18 – Litofácies F2: Folhelho siltico.

Na área de Maués, plataforma sul, o trato de sistemas transgressivo é representado por arenito de granulometria fina a média com níveis conglomeráticos (“lag” ? transgressivo – **litofácies A3**), conglomerado ferruginoso

(**litofácies C1**), arenito intensamente bioturbado (**litofácies A2**), arenito de granulometria fina a média, com estratificação cruzada ondulante truncada (**litofácies A1**), arenito de granulometria fina com “climbig-ripples” (**litofácies A5**) e folhelho síltico, bioturbado (**litofácies F2**). O início do trato de sistemas de mar alto está representado por arenito argiloso, de granulometria fina (**litofácies A2**) e folhelho cinza esverdeado, síltico e físsil (**litofácies F2**) e arenito com estrutura sedimentar do tipo “herringbone” (**litofácies A10**).

Litofácies A10: Arenito com “herringbone”.

Consiste de arenito fino a médio, bem selecionado, com estratificação cruzada bidirecional (“herringbone”) (Fig.6.19).

Processo deposicional”: a estrutura do tipo “herringbone” está relacionada a correntes bidirecionais, normalmente associada a ambiente de planície de maré (regiões de intermaré).



Fig. 6.19 – Litofácies A10: Arenito com “herringbone”.

O topo da seqüência U-3, em toda a área da plataforma sul da bacia, caracteriza-se por arenito com contatos bruscos, com base erosiva representada por arenitos conglomeráticos (litofácies A3) com clastos argilosos, avermelhados, passando a arenitos fino a médios, de coloração cinza clara e estratificação tabular (litofácies A6). Esses corpos compõem ciclos de granocrescência

ascendente com empobrecimento de intercalações argilosas e raros “flaser-beddings” no topo. A intensa bioturbação em lâminas argilosas está associada a estruturas do tipo pseudonódulos e laminação convoluta.

6.5 – Modelo Depositional / Paleoambiental da Seqüência U-1

Nas regiões de Urariá e Nova Olinda, calha da bacia, onde são registradas as maiores espessuras da Seqüência U-1 e, por conseguinte, a seção mais completa representativa da unidade em questão, a sedimentação do Grupo Urupadi iniciou com depósitos de planície de maré, onde os processos deposicionais atuantes foram através de tração e suspensão concorrendo para a deposição de espessos pacotes argilosos (litofácies S1) gradando para o topo para sedimentos arenosos associados ao trato de sistemas de mar alto (litofácies A1 e A2).

Na área de Autás Mirim e Preto da Eva, mais a noroeste, na plataforma norte, a sedimentação se processou em ambiente raso, dentro de um sistema de planície de maré (litofácies S1), entrecortados por sedimentos depositados sob regime de tração, com alta energia, em região de forte ação de ondas (litofácies A1) onde a fração mais fina é removida tanto pela ação das ondas quanto pela ação de correntes. A imaturidade textural indica proximidade de área fonte (ver figura 6.20).

Nas áreas de Rio Abacaxis e Maués, na plataforma sul, a sedimentação durante este ciclo parece estar relacionada a ambiente continental/transicional, sendo representada por espessos pacotes arenosos fluviais, confirmados pelas feições grafo-elétricas, principalmente através do perfil de raios-gama, o que indica a proximidade da área fonte. A existência de uma margem íngreme nesta área sul da bacia inibiu o desenvolvimento de fácies transicionais entre os depósitos fluviais e os sedimentos marinhos distais. A ausência de feições deltaicas no topo da Seqüência U-1, nesta área, é atribuída à ação destrutiva de correntes ao longo da costa que teriam transportado os sedimentos para a porção mais a leste desta região (ver figura 6-21).

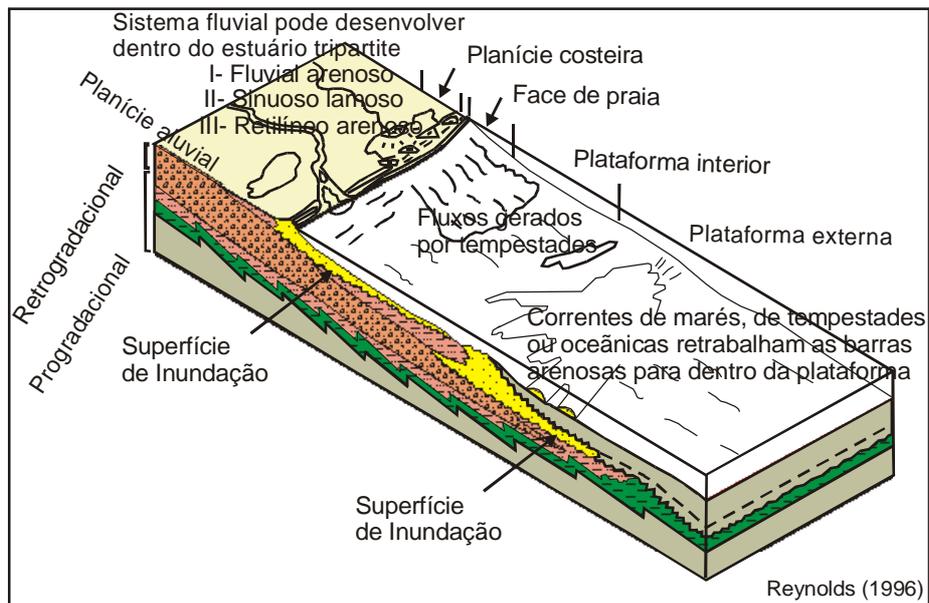


Fig. 6.20 – Bloco diagrama ilustrando o modelo de sedimentação para a área de Autás Mirim em ambiente marinho raso / planície de maré / ação de ondas, para a Sequência U-1 (Trato de Sistemas Transgressivo).

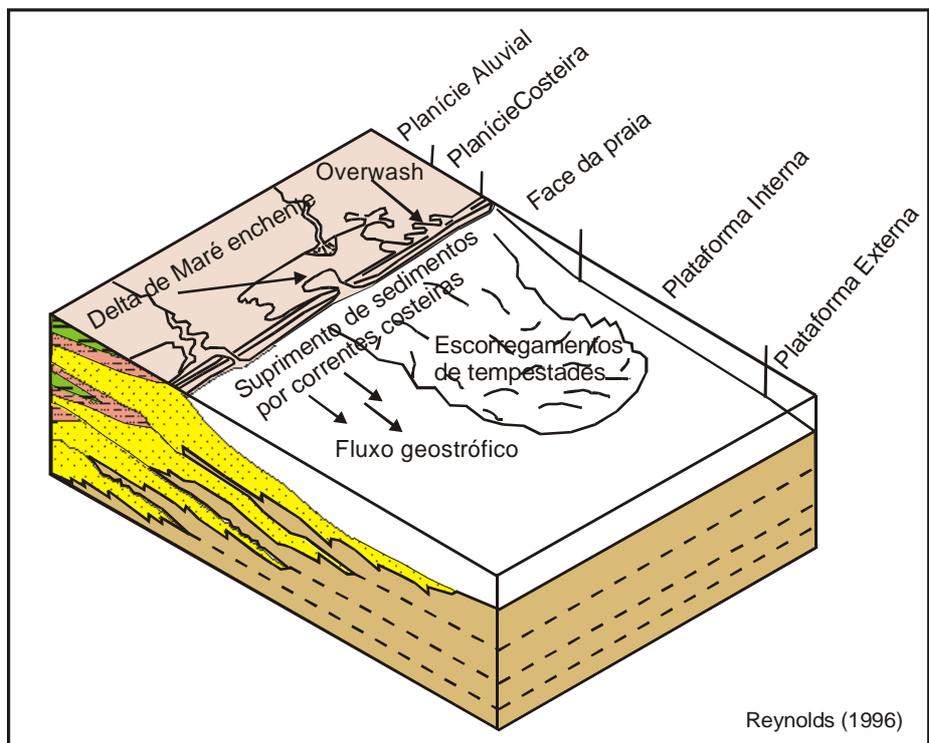


Fig. 6.21 – Bloco diagrama ilustrando o modelo de sedimentação para a área de Rio Abacaxis e Maués em ambiente fluviais / planície de maré em margem íngreme, para a Sequência U-1 (Trato de Sistemas de Mar Alto).

O modelo interpretado pode ser visualizado na seção geológica representada na figura 6.29.

6.6 – Modelo Depositional / Paleoambiental da Seqüência U-2

Com a progressão do “onlap” costeiro para a região oeste da bacia, o trato de sistemas transgressivo desenvolveu uma sedimentação na área de Urariá e Nova Olinda, que foi marcada pela grande influência da ação de ondas de tempestades, relacionada com o maior aporte de sedimentos arenosos sob a forma de camadas desde centimétricas até métricas de arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada ondulante tuncada (“hummocky”) (litofácies A1), em ambiente de “lower-shoreface”.

Nos períodos de calmaria esses sedimentos foram retrabalhados “in-situ” por organismos, sendo essas atividades bioturbadoras registradas pelos icnogêneros: *Arenicolites* isp., *Palaeophycus* isp., *Skolithos* isp., *Asterosoma* isp., *Rosselia* isp. e *Cylindrichnus* isp., constituindo as icnofácies *Skolithos* e *Cruziana*, dentro das fácies sedimentares litorâneas, principalmente relacionadas a barras arenosas (litofácies A2).

Estas barras desenvolvem-se em costas amplamente entrecortadas pela ação de fortes correntes de marés, bem como ondas de tempestades dentro de um **sistema ilha de barreira / estuário**. Estes sedimentos constituem o registro da região limítrofe entre o “foreshore” e o “shoreface” onde é atingido o nível de energia máxima do ambiente pela canalização de correntes costeiras (Della Fávera et al., 1977).

Estas ilhas são eventualmente cortadas por canais de marés (“inlets”) que deixam como registro pacotes de espessuras relativamente delgadas (10 a 25cm) de arenitos com base erosiva, conglomeráticos (litofácies A3), que gradam rapidamente para arenitos finos com estratificação cruzada tabular (litofácies A4). Ambientes onde as ilhas de barreiras encontram-se segmentadas por canais de maré e intensas planícies de maré são representantes de costas dominadas por ondas e marés, do tipo meso-marés, com amplitude variando de 2 a 4 metros.

Em termos de modelo deposicional, o **Sistema Ilha de Barreira / Estuário** pode ser definido como sendo um sistema localizado em margens de oceanos onde um corpo d’água semi-fechado se desenvolve e onde a salinidade

é bastante diminuída pela descarga fluvial (Pritchard, 1967, *apud* Reinson, 1992). Neste sistema, os sedimentos são depositados sob influência de correntes oceânicas, marés, ondas, descarga fluvial, temperatura, salinidade e atividade orgânica.

A) Associação de Fácies do Sistema de Ilha de Barreira:

Segundo Reinson (1992), as ilhas de barreira constituem-se em corpos de areia sob a forma estreita e alongada que separam sedimentos marinhos dos sedimentos lagunares argilosos (Fig. 6.22).

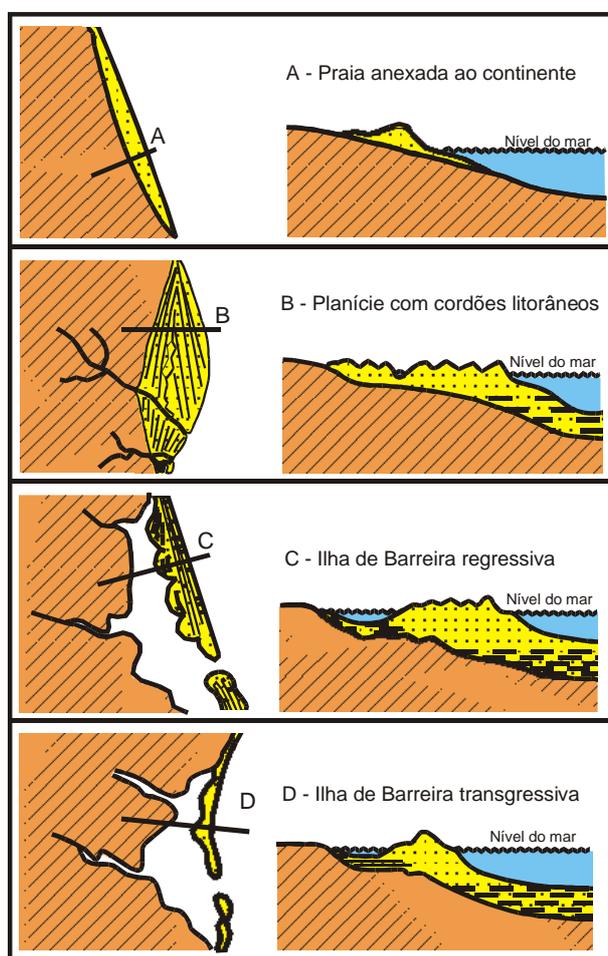
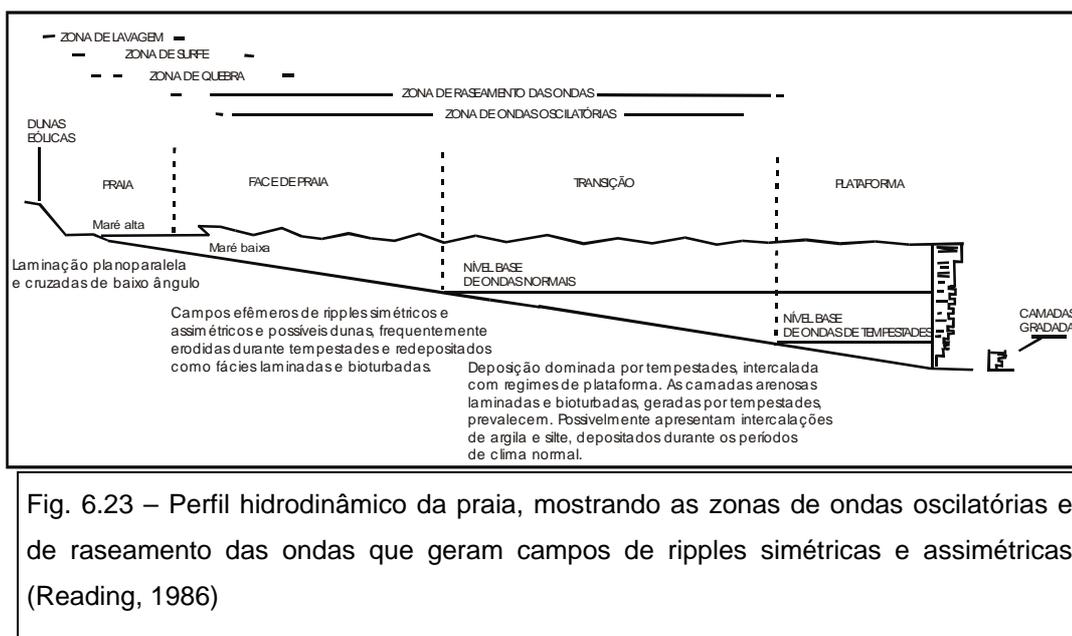


Fig. 6.22 - Diagrama generalizado ilustrando a relação morfológica entre praias, planícies costeiras formadas por cordões litorâneos e ilhas de barreira, em sistemas regressivos e transgressivos (Modif. de Reinson, 1992).

Segundo o mesmo autor, são três as principais hipóteses para a origem de ilhas de barreira: 1) a agitação e emergência de barras submarinas, 2) progradação de esporões arenosos paralelos à costa e segmentação de esporões por canais, e 3) isolamento de praias e complexos de dunas de praia, típicos de costas submergentes. A discussão permanece porque a maioria das evidências relacionadas à origem têm passado por modificações freqüentes.

As fácies de ilha de barreira pouco diferem das fácies de praias nas margens do continente, a não ser pela ocorrência de laguna ou estuário entre elas e o continente. Os ambientes de ilha de barreira são dominados por ondas e correntes induzidas por ondas. Na figura 6.23 é apresentado um esquema generalizado de um perfil de praia e as fácies mais comumente encontradas.



Na área estudada os sedimentos interpretados como pertencentes ao sistema de ilha de barreira são constituídos por arenitos de granulometria muito fina a média, eventualmente grossa, bem selecionados, apresentando estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo (litofácies A4) e arenitos com laminação cruzada ondulante truncada (litofácies A1).

As laminações plano-paralelas e de baixo ângulo são mais comumente encontradas em áreas de pós-praia (períodos de marés muito altas) e de antepraia (períodos de marés baixas) formadas por processos de lavagem e retrolavagem (“swash” e “backwash”). Os arenitos com laminação cruzada ondulante truncada são característicos das áreas de face da praia (“upper-shoreface”), com o comprimento de onda tendendo a aumentar em direção às áreas mais profundas, conjuntamente com um decréscimo na granulometria.

B) Associação de Fácies de Estuário:

Estuários são áreas onde ocorrem rápida deposição e agradação e que tendem a alcançar a horizontalização com o nível do oceano adjacente. A coluna sedimentar resultante é considerada como uma unidade produzida numa posição específica do nível do mar. No entanto, as mudanças relativas do nível do mar, induzidas tanto por tectonismo quanto por eustasia, provocam alterações na área estuarina e no prisma das marés associadas. Pequena queda relativa do nível do mar pode provocar o avanço do sistema fluvial que cortaria profundamente os sedimentos previamente depositados; ao contrário, uma pequena elevação relativa do nível do mar pode ampliar significativamente a área do estuário.

As seqüências de empilhamento mais comuns encontradas ao longo de um perfil longitudinal de um estuário são apresentadas esquematicamente na figura 6.24.

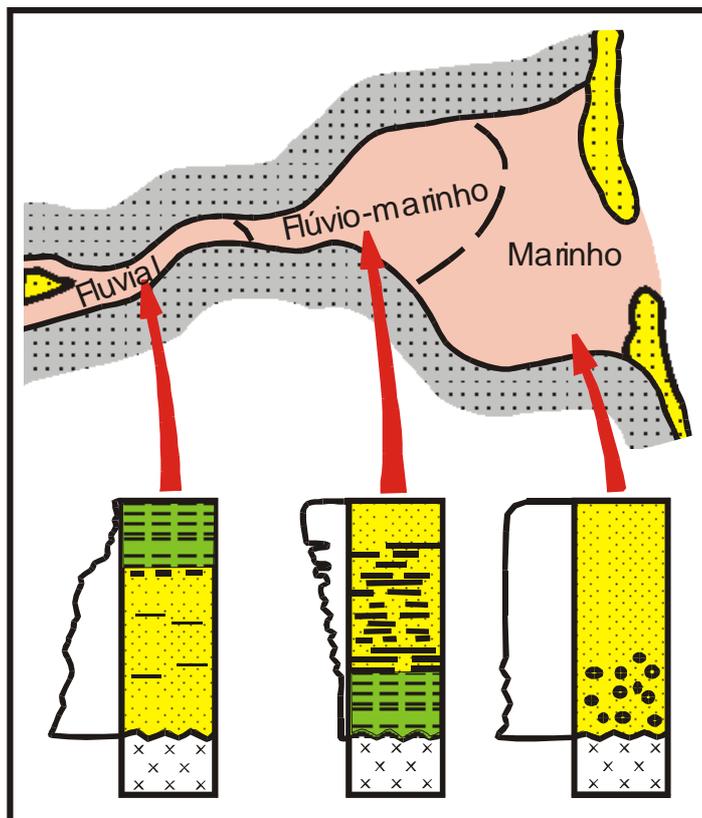


Fig. 6.24 – Diagrama esquemático ilustrando os três ambientes deposicionais característicos da maioria dos estuários parcialmente fechados. As colunas estratigráficas ilustram as tendências de tamanho dos grãos associados com: 1) sucessões fluviais com gradação normal; 2) “trends” de gradação inversa nas zonas de máxima turbidez (mista fluvial-marinha); 3) “trends” de gradação normal associados com areias marinhas que preenchem a desembocadura do estuário (Modif. de Reinson, 1992).

Reinson (1992) elaborou uma classificação sedimentológica e morfológica para estuários costeiros baseado na premissa que a interação do prisma de maré e a descarga de água doce são responsáveis pela geração dos tipos de circulação característicos e dos tipos de depósitos sedimentares. Em ambientes costeiros o volume do prisma de maré em estuários com micromaré e mesomaré é incrementado com a área superficial do estuário. Em um dado tempo, durante a

transgressão, a área superficial do estuário é uma função da área de drenagem da bacia e da descarga de água doce. Em estuários com macromarés o prisma de maré é uma função da amplitude da variação das marés, a qual oblitera os efeitos da descarga de água doce. Costas dominadas por ondas geralmente experimentam baixas variações de marés. A classificação reconhece variações no espectro de tipos de estuários (lagunar até aberto) baseada nas variações do prisma de maré e descarga de água doce.

Os termos utilizados na figura 6.25 têm uma conotação descritiva fisiográfica, mas também implicam no nível de interação entre as forças opostas dos rios e marés. *Lagunar* implica num sistema de relativa quiescência, *aberto* implica num sistema ativo mas balanceado e *de marés* implica num sistema dominado por processos de marés.

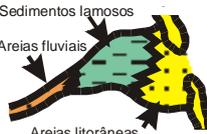
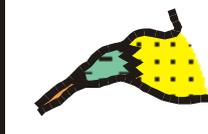
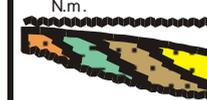
	Planície costeira em Estuários			
	← Dominados por ondas →			← Dominados por maré →
	LAGUNA	PARCIALMENTE FECHADOS	ABERTOS	MARÉ
CONFIGURAÇÃO MORFOLÓGICA	FECHADA PARCIALMENTE ABERTA PARALELA À COSTA 	PARALELO À COSTA OU NORMAL À COSTA 	NORMAL À COSTA 	NORMAL À COSTA 
VARIAÇÃO DA MARÉ	MICROMARÉ	MICRO A MESOMARÉ	MESOMARÉS A BAIXAS MACROMARÉS	ELEVADAS MACROMARÉS (EXTREMAS VARIAÇÕES)
PADRÃO DE CIRCULAÇÃO	PARCIALMENTE MISTA	PARCIALMENTE MISTA A BEM ESTRATIFICADA (DEPENDENTE DA DESCARGA DO RIO)		HOMOGÊNEO (VERTICAL E LATERAL)
PADRÃO DE DISTRIBUIÇÃO DOS SEDIMENTOS		Sedimentos lamosos Areias fluviais Areias litorâneas 		
SEÇÃO AXIAL	N.m. 	N.m. 	N.m. 	N.m. 

Fig. 6.25 – Classificação de estuários segundo Reinson (1992). Ilustrações morfológica, oceanográfica e sedimentológica características de cada tipo de estuário.

Na área estudada, os principais depósitos representativos das fácies encontradas, relativas ao sistema estuarino dominado por maré, são descritos a seguir:

1) Canal de maré:

Os sedimentos que constituem os depósitos de canais de maré são constituídos de arenitos de granulometria fina a média, moderadamente bioturbados, com delgados níveis conglomeráticos com clastos de argilas e feições de escavação/erosivas (litofácies A3) gradando para arenitos com estratificação cruzada tabular (litofácies A4). São corpos arenosos que possuem espessuras decimétricas a métricas e possivelmente pequena distribuição horizontal.

2) Barras arenosas:

Os sedimentos que constituem os depósitos de barras arenosas são constituídos de arenitos de granulometria fina a muito fina, apresentando estratificação cruzada ondulante truncada (“hummocky”) de grande comprimento de onda e pequena amplitude, apresentando freqüentes filmes argilosos, com bioturbação fraca a moderada (litofácies A1) e arenito de granulometria fina a média com intensa bioturbação (litofácies A2).

Essas barras arenosas são localizadas na região de “lower-shoreface” / “upper-shoreface” onde são influenciadas por processos de ondas de tempestades, correspondendo a barras de inframaré (aquelas representadas pela litofácies A1) e as barras arenosas de planície de maré (barras de intermaré), representadas por arenitos de granulometria mais grossa (proximais), maciços e muito bioturbados (da litofácies A2). Segundo Dalrymple (1992) os estuários dominados por marés recebem sedimentos tanto dos rios quanto das correntes de marés da plataforma adjacente resultando em areias de granulometria mais grossa, tanto na desembocadura como na porção proximal do estuário. Como as correntes de marés penetram no estuário com mais facilidade que as ondas, não ocorre a fácies lagunar fina.

3) Planície argilosa:

A planície argilosa (“mud-plain”) é o local onde ocorrem os lamitos e raramente as areias. Estrutura sedimentar do tipo “flaser-bedding” (litofácies A7) é comum e a bioturbação pode obliterar totalmente as estruturas físicas sindeposicionais (litofácies A2).

Na área estudada esses depósitos estão representados pela litofácies S1, e a presença de leitos de hematita e siderita, além de folhelhos ferruginosos, permitem inferir a presença de clima frio e úmido durante a deposição desta litofácies. As bioturbações intensas indicam baixas taxas de deposição desses sedimentitos.

Com a retomada da regressão, que marca o início do trato de sistemas de mar alto, ocorreu a sedimentação essencialmente arenosa de ambiente marinho raso, representada por pequenos ciclos granocrescentes e de espessamento para o topo, com icnofácies do gênero *Arenicolites* e *Skolithos* em barras arenosas com freqüentes superfícies de reativação. Essas barras desenvolvem-se em costas fortemente entrecortadas como conseqüência da ação de fortes correntes de marés e de ondas de tempestades.

Nas áreas de Rio Abacaxis e Maués, plataforma sul, a deposição de arenitos muito limpos caracterizam o ambiente costeiro, onde os ciclos granocrescentes desenvolvidos nas suas porções mais distais refletem a presença de barras arenosas, uma feição comum em ambiente de “shoreface”. Com a continuação da regressão, depósitos de planície de maré progradam sobre a seqüência arenosa ocorrendo um progressivo aumento desta planície devido também à diminuição da ação de ondas e o início de atuação de um forte componente fluvial (vide Fig. 6-29).

6.7 – Modelo Depositional / Paleoambiental da Seqüência U-3

O avanço do sistema de ilhas de barreiras para a porção oeste da bacia deu-se sobre uma plataforma rasa de intenso aporte sedimentar, com a ocorrência local de sistemas fluviais bem desenvolvidos e lagunas associadas. A exemplo do observado na área de Autás Mirim, plataforma norte, esses depósitos foram sobrepostos por arenitos de “shoreface” inferior com barras de plataforma distal, evidenciando um rápido evento transgressivo passando da Seqüência U-2 para a Seqüência U-3.

As estruturas internas destas barras arenosas indicam que a deposição se deu em ambiente com forte ação de ondas de tempestades com os sedimentos finos sendo removidos e depositados “offshore” sob a forma de correntes de densidade. Esses depósitos arenosos foram denominados por Seilacher (1982) de tempestitos e constituem, quando amalgamados, depósitos de barras de costa afora (conforme La Fon, 1981, *apud* Backheuser, 1988).

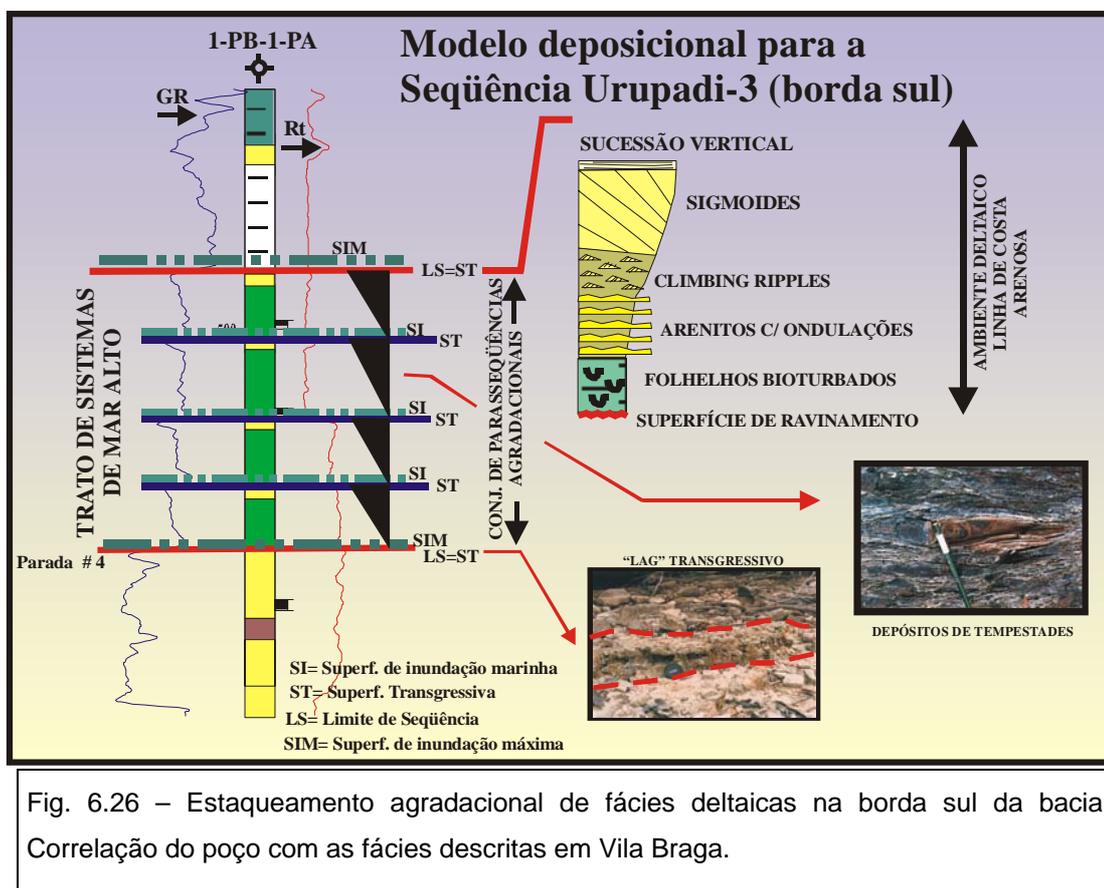
Na plataforma sul, área de afloramentos do Rio Tapajós, próximo a Itaituba, no Pará, são observados belos exemplos de barras arenosas distais de plataforma, retrabalhadas por ondas de tempestades, conforme vistos nas fotos 6.1 e 6.2. A ação de ondas de tempestades parece ter sido mais efetiva na porção sul da bacia, provavelmente relacionada ao substrato mais íngreme dessa borda e às correntes de alta pressão que gerariam furacões no Paleo-Thetys que se deslocariam para o Pólo Sul devoniano via mares interiores do Amazonas e do Parnaíba, segundo adaptação do modelo de Della Fávera (1990) (ver cap.9). Segundo a nossa interpretação, a borda sul da bacia esteve mais sujeita à ação de ondas devido seu fundo mais íngreme do que a borda norte que, por ter um substrato mais aplainado, esteve submetida mais eficazmente à ação de marés.



Fotos 6.1 e 6.2 – Barras arenosas de “lower-shoreface”, do Trato de Sistemas Transgressivo da Seqüência Urupadi-3, observadas na faixa de afloramentos da borda sul da bacia, na localidade de Vila Braga, às margens do Rio Tapajós, município de Itaituba, Pará.

A porção superior da Seqüência U-3, correspondente ao trato de sistemas de mar alto, é caracterizada pela ocorrência de progradações deltaicas, notadamente na área de Preto da Eva (a noroeste da área). Essas progradações deltaicas são constituídas por ciclos granocrescentes ascendentes ocorrendo

freqüentes lâminas argilosas que sugerem a deposição em ambientes influenciados por marés. No topo da seqüência é nítida a influência de retrabalhamento por ondas nos sedimentos litorâneos. Nas porções mais distais, em direção ao depocentro bacinal, predominam condições de baixa energia e razão de sedimentação característica de prodelta. Nas áreas de Rio Abacaxis e Maués, plataforma sul, são encontrados os arenitos mais imaturos e de granulometria mais grossa, corroborando o modelo de que em toda a margem sul da bacia desenvolveram-se espessas e amalgamadas seqüências deltaicas e fluviais. No poço PB-1 há um notável estaqueamento agradacional de fácies deltaicas como pode ser visualizado na figura 6.26.



A progressiva diminuição da lâmina d'água registrada pelos sedimentos do topo da seqüência devido à construção deltaica foi acompanhada pela formação de laminação cruzada acanalada (litofácies A-3 e A-6) e pela mudança no caráter da bioturbação que passou de essencialmente horizontal para vertical.

As estruturas sedimentares indicam que a deposição se deu por processos de corte e preenchimento; e a ocorrência localizada de “flaser-bedding” e lâminação argilosa depositadas por suspensão (litofácies A-7), intercaladas nesses arenitos acumulados sob regime de fluxo superior, indica variações bruscas na energia do meio, características de regime de marés, onde as correntes de enchente e de vazante possuem intensidades muito diferentes; deste modo, os depósitos de corte e preenchimento são correspondentes à canais de maré que eventualmente desenvolvem superfícies de reativação (vide Fig. 6-27).

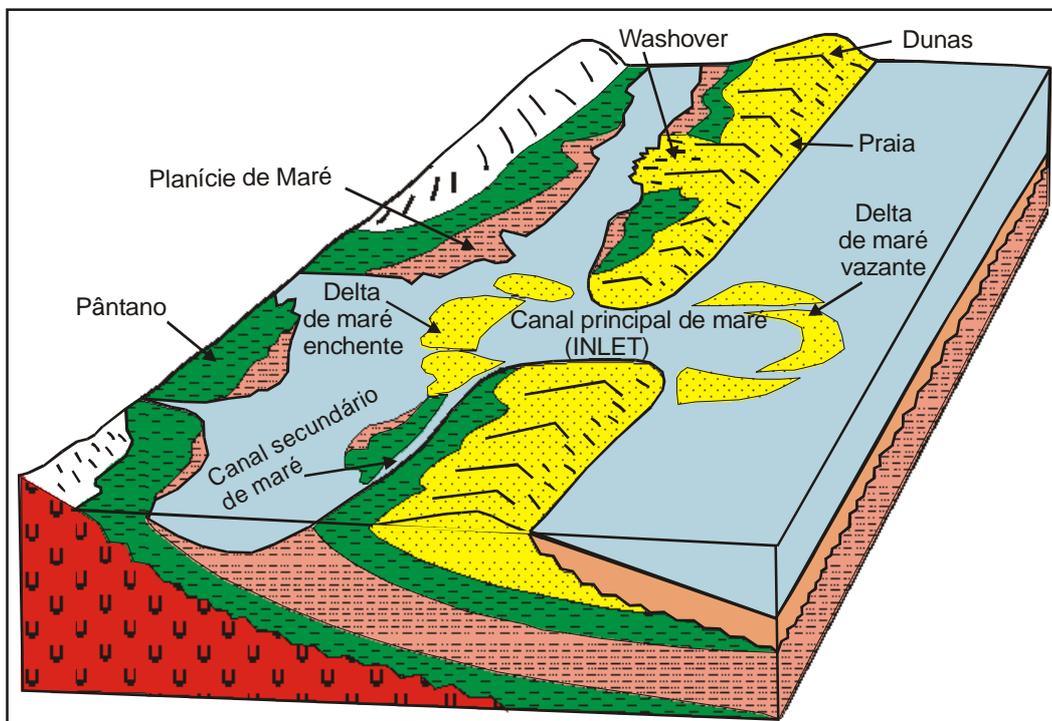


Fig. 6.27 – Bloco diagrama retratando o modelo deposicional interpretado para o Trato de Sistemas de Mar Alto da Seqüência U-3.

As feições mais características dessa porção superior da Seq. U-3 foram interpretadas como barras arenosas em ambiente deltaico dominado por marés, conforme podem ser vistas na figura 6.28.

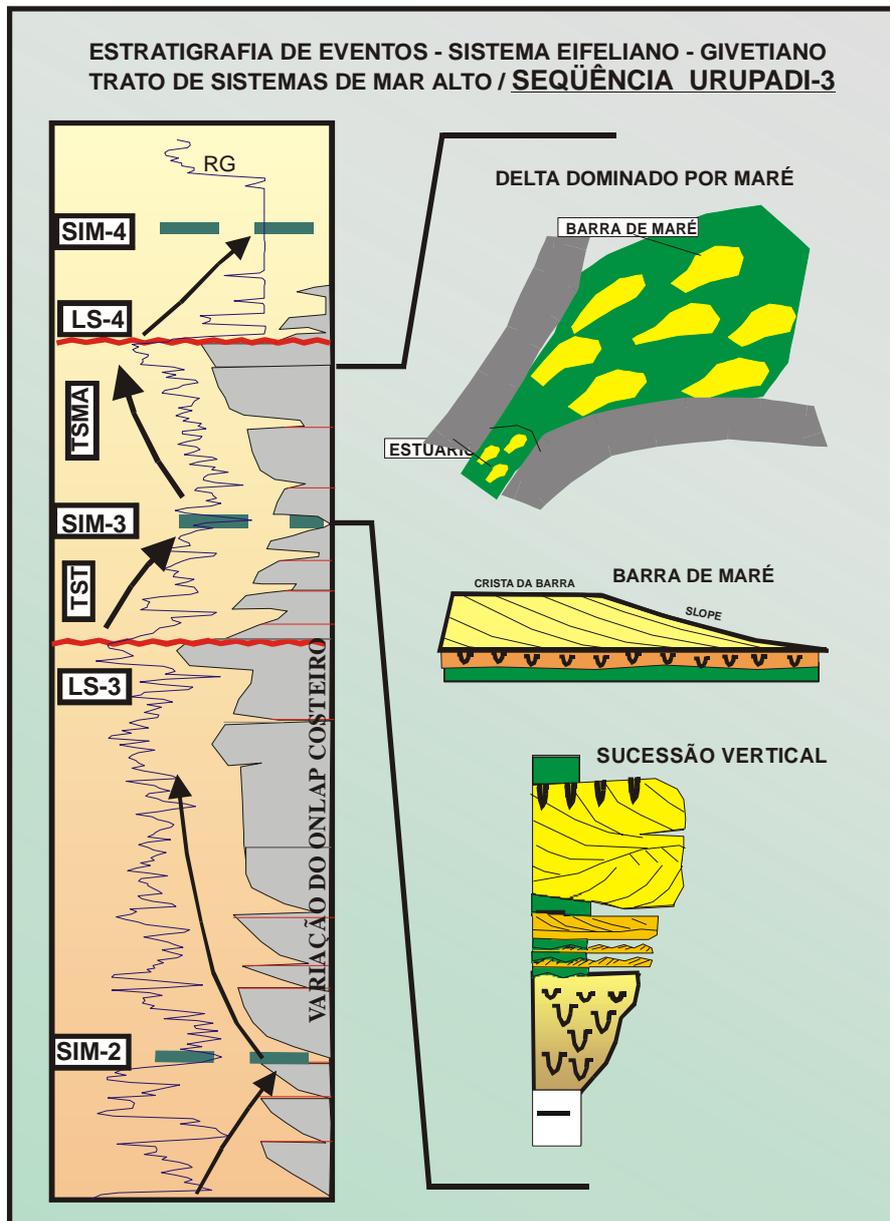


Fig. 6.28 – Modelo deposicional para o Trato de Sistemas de Mar Alto da Seqüência U-3.

As fácies sedimentares, as associações de fácies, os tratos de sistemas deposicionais e as superfícies chave da Estratigrafia de Seqüências permitiram ao autor definir um modelo para as informalmente denominadas Seqüências Urupadi-1, Urupadi-2 e Urupadi-3, melhor discutido no Capítulo 8, que podem ser melhor visualizadas na seção geológica representada na figura 6.29.

Cap. 7 - CICLOESTRATIGRAFIA

7.1 - Generalidades

A duração e a freqüência dos eventos geológicos e a ciclicidade estratigráfica englobam, no mínimo, 16 ordens de magnitude, variando desde ciclos de curta duração, relacionados a correntes de turbidez (10^{-6} a), até os ciclos relacionados à tectônica de placas envolvendo a formação ou a ruptura de supercontinentes (10^9 a) (Einsele et al., 1991) (Fig. 7.1).

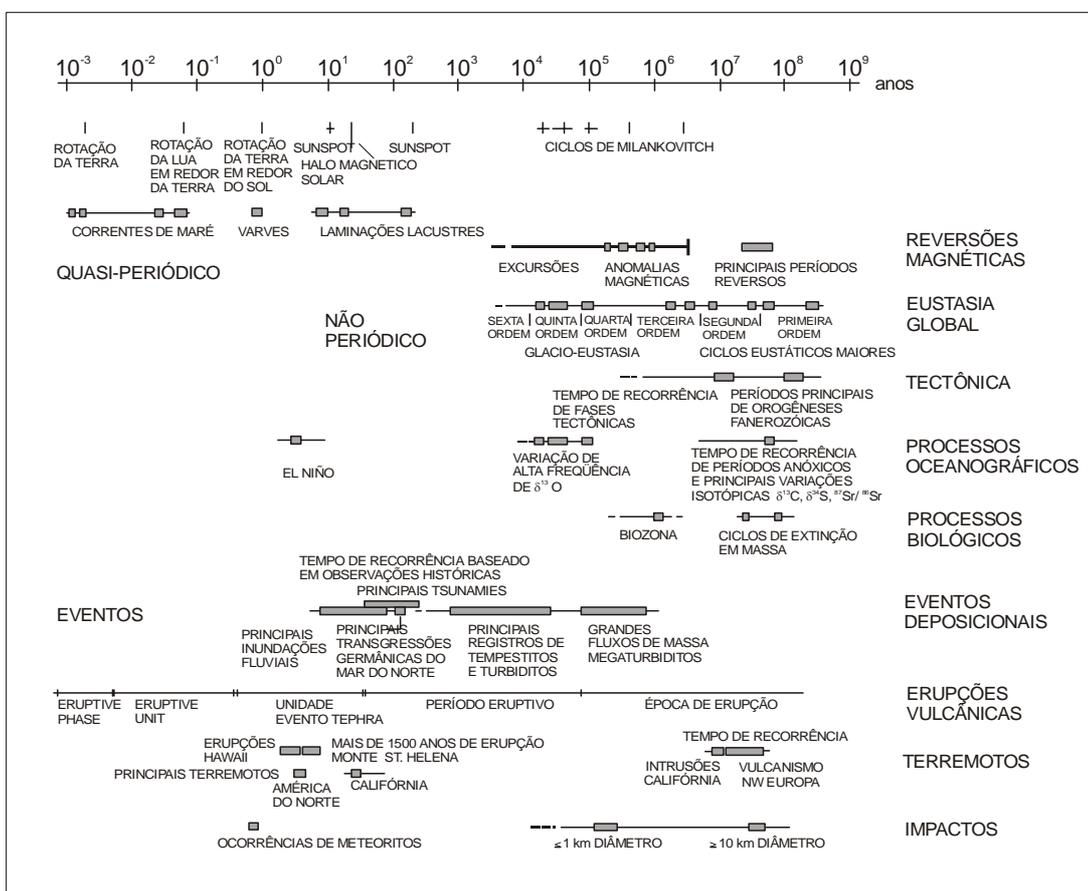


Fig. 7.1 – Tempo de recorrência dos processos episódicos e periódicos e dos eventos em Geologia (Einsele et al., 1991).

A menor ciclicidade pode ser visualizada nos registros geológicos como resultante de mudanças sazonais do clima, descargas fluviais, etc.. Elas são conhecidas como *ciclicidades da banda do calendário* (Fischer & Bottjer, 1991,

apud Miall, 1997). Tempestades magnéticas e outros processos solares geram ciclicidade da ordem de 10 a 100 anos, as *ciclicidades da banda solar*. A ciclicidade de grande significado geológico, as agora conhecidas como ***ciclicidades da banda de Milankovitch***, variam de 10^4 a 10^5 a).

A **cicloestratigrafia** vem sendo apontada como ferramenta viável de refinamento da análise estratigráfica (Azambuja Filho, 1994), não só para o Terciário tardio e Quaternário, como também para seqüências mais antigas.

Atualmente, a precisão dos métodos de datação, através da paleontologia, alcança a resolução da individualização de unidades na ordem de 1 milhão de anos (1Ma). Subdivisões menores do que esta são obtidas através de correlações estratigráficas, mas carecem de valor geocronológico (Azevedo et alii, 1993, *apud* Castro, 1999). Se for possível associar um determinado ciclo sedimentar a um ciclo climático controlado por alterações na órbita terrestre será possível também estabelecer medidas absolutas de tempo (Kuhnt et alii, 1993, *apud* Castro, 1999).

As causas da repetitividade dos ciclos sedimentares que são de natureza externa à bacia abrem ainda a perspectiva de se utilizar a cicloestratigrafia como ferramenta de correlação entre áreas da bacia e, até mesmo, entre várias bacias (Sprenger & Kate, 1993; Pittet & Strasser, 1998, *apud* Castro, op. cit.).

As variações climáticas na Terra foram provocadas (ou ao menos potencializadas) por mudanças na taxa de insolação do planeta, em virtude de alterações cíclicas nos componentes de sua órbita em redor do Sol (a chamada Teoria de Milankovitch, 1941).

7.2 – A Cicloestratigrafia Orbital

Breve histórico

A constatação de que fenômenos astronômicos associados com as variações orbitais terrestres deixam impressas suas marcas nos registros

geológicos vem sendo feita desde o século passado, por diversos astrônomos e geólogos. Uma boa revisão pode ser encontrada em Berger (1988).

O astrônomo John Herschel (1830, *apud* De Boer & Smith, 1994) foi o primeiro a sugerir que mudanças de longo período na órbita terrestre deveriam ser observáveis no registro geológico. Adhemar, em 1842 (Berger & Pestiaux, 1984, *apud* Cachão, 1994), sugeriu que a causa principal para as eras glaciais seriam as variações na inclinação do eixo de rotação da Terra e, conseqüentemente, na insolação. Charles Lyel, em sua obra *Principles* (1867, *apud* De Boer & Smith, op. cit.) discutiu, com algum detalhe, a possibilidade de mudanças climáticas associadas a causas astronômicas. Croll (1875, *apud* De Boer & Smith, op. cit.) sugeriu que as eras glaciais foram causadas por variações na distância entre o Sol e a Terra e foi o primeiro a tentar ajustar observações estratigráficas reais a um sistema de ciclos astronômicos.

Na virada deste século a ciclicidade nas seqüências sedimentares foi reconhecida como sendo resultado de variações climáticas induzidas por forças orbitais. Gilbert (1894, *apud* De Boer & Smith, op. cit.) propôs que a deposição de ciclos margá-carbonatos hemipelágicos do Neocretáceo seriam resultado de variações astronômicas. Baseado na sua hipótese ele calculou a duração temporal de parte do Cretáceo e seu resultado está em conformidade com as modernas escalas de tempo geológico. Mais tarde, Bradley (1929, *apud* De Boer & Smith, op. cit.) reconheceu ciclos precessionais nas seqüências de folhelhos e dolomitas oleíferas eocênicas da Formação Green River, nos Estados Unidos usando as varves como medida precisa das taxas de sedimentação.

Foi, porém, o astrônomo sérvio Milutin Milankovitch quem reviveu o debate sobre as possíveis influências dos parâmetros astronômicos sobre o clima da Terra. Em 1941, Milankovitch publicou sua "*magnum opus*" acerca do relacionamento causal entre os parâmetros astronômicos e as épocas glaciais. Ele quantificou os reflexos na insolação terrestre em função das variações na excentricidade, obliquidade e precessão da órbita da Terra durante o Pleistoceno, lançando as bases para a associação entre a deposição das rochas

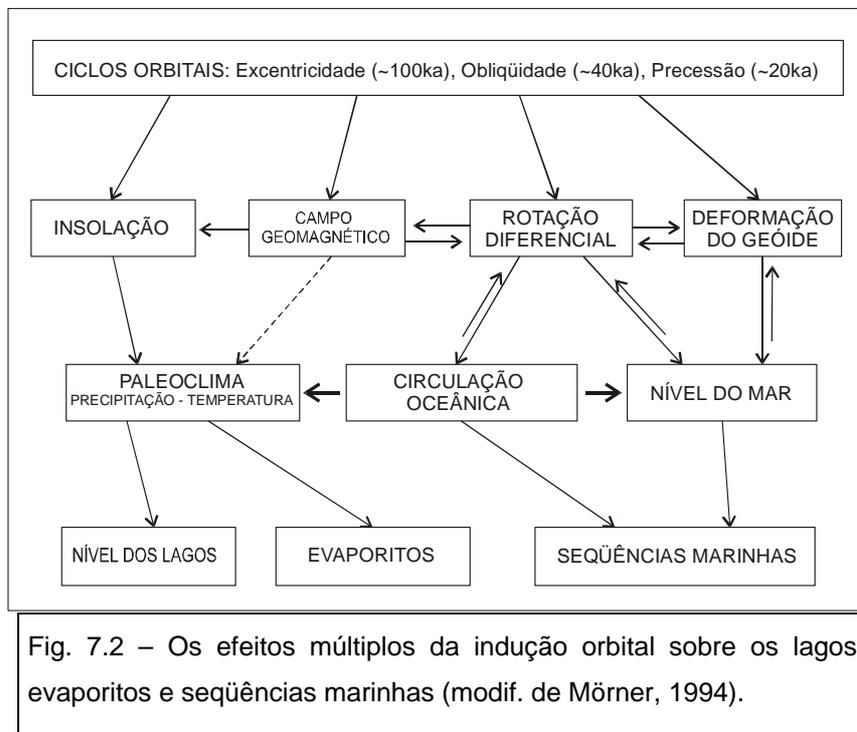
sedimentares e as variações globais no clima do planeta devido àqueles fenômenos.

Hays et al. (1976, *apud* Castro, 1999) inauguraram a fase moderna da pesquisa sobre a relação entre os mecanismos orbitais da Terra e o clima, através da *análise espectral* de uma série de testemunhos do fundo do Oceano Índico. Suas análises identificaram períodos que estão de acordo com aqueles previstos pela Teoria de Milankovitch.

Com o progresso dos métodos analíticos e a possibilidade de analisar grande massa de dados usando avançadas técnicas estatísticas e computacionais, um expressivo número de estudos tem sido documentado, mostrando a relação entre as influências astronômicas e a ritmicidade no registro sedimentar, inclusive em tempos pré-Pleistocênicos (Schwarzacher, 1947, 1954; van Houten, 1962, 1964; Fischer, 1964; Arthur, 1979; Anderson, 1982; De Boer & Wonders, 1984, todos *apud* De Boer & Smith, 1994).

Normalmente assume-se que o clima, induzido pelos parâmetros orbitais, determina a ciclicidade observada nos registros geológicos. Entretanto alguns autores refutam esta assertiva, preferindo mecanismos alternativos, como, por exemplo, as mudanças no campo magnético terrestre, a tectônica, as variações no aporte de sedimentos, os fatores autocíclicos de várias origens etc.. Algeo & Wilkinson (1988, *apud* De Boer & Smith, *op cit.*), entre outros, assumem a influência orbital na sedimentação, mas reconhecem que outros fatores independentes da modulação orbital afetam a espessura e a taxa de sedimentação, favorecendo uma ciclicidade coincidente com aquela prevista pela Teoria de Milankovitch.

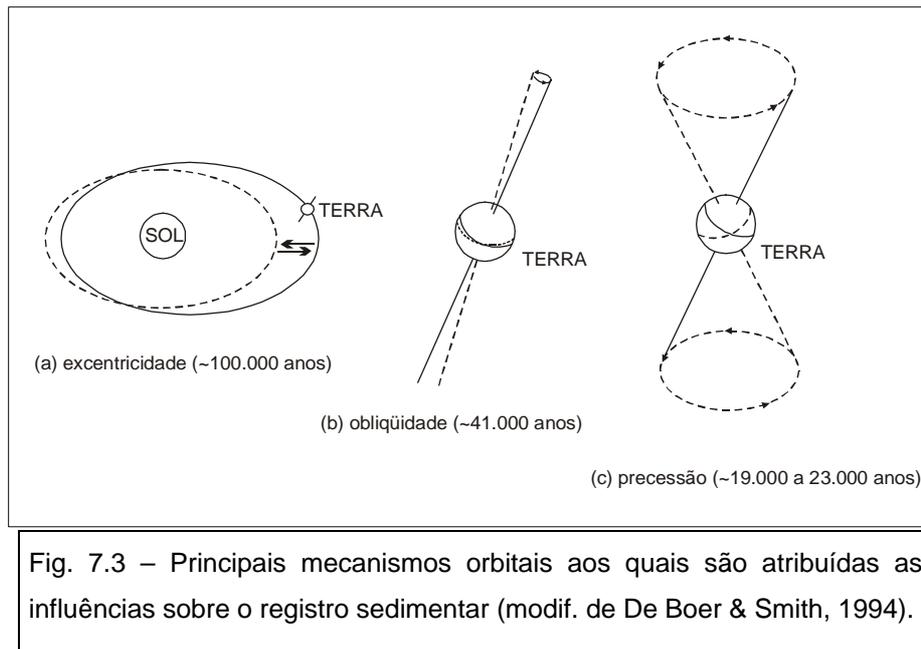
Mörner (1994), por outro lado, extrapola a influência da indução orbital para além das modificações nas taxas de insolação no planeta: segundo ele, em tempos inter-glaciais, mais importante seria a influência dos campos gravitacionais dos outros corpos do sistema solar causando deformação do geóide, rotação diferencial das camadas, alterações no campo magnético, insolação e outros fenômenos que afetariam tanto o nível do mar quanto o clima, produzindo diversas respostas no registro sedimentar. (Fig. 7.2).



Laskar (1984, *apud* De Boer & Smith, 1994) argumenta que extrapolações das equações do presente para além de 10Ma seriam injustificáveis. Entretanto, De Boer & Smith (*op. cit.*), por outro lado, contra-argumentam que, se os padrões de estratificação não são diferentes, mesmo em sucessões muito antigas, talvez seja razoável assumir que os parâmetros orbitais também não tenham sofrido grandes mudanças qualitativas ao longo da história da Terra.

7.2.1 – Ciclos de Milankovitch

Os principais mecanismos orbitais que influenciam o registro sedimentar são: a *precessão* terrestre, a *obliquidade* (“tilt”) do eixo da Terra e a *excentricidade* da órbita do planeta em redor do Sol (Fig. 7.3). As variações nestes parâmetros são causadas pelos efeitos gravitacionais combinados entre os outros corpos que fazem parte do sistema solar.



A *precessão* é a rotação do eixo da Terra devido aos efeitos combinados das atrações lunar e solar sobre a região equatorial. Berger et al. (1989) denominam esse fenômeno de *precessão climática* e o definem como sendo a medida da distância da Terra ao Sol, no solstício de verão. O período absoluto deste ciclo é de cerca de 26ka. Contudo, a órbita elíptica da Terra também gira e os períodos médios observados da Terra são de cerca de 19ka e 23ka, com extremos em 14ka e 28ka (Berger, 1988). Nas baixas latitudes (menos que 10°) a influência do ciclo de precessão, modulado pelo de excentricidade é dominante e provoca “shifts” latitudinais do Equador Calórico e, conseqüentemente, nos limites entre zonas climáticas adjacentes (De Boer & Smith, 1994).

A *obliquidade* é o ângulo de inclinação do eixo da Terra em relação à *ecliptica* (plano no qual a Terra gira em torno do Sol). Este é o mecanismo responsável pelas variações sazonais na Terra. A inclinação do eixo muda a posição do local que recebe os raios perpendiculares do Sol, alterando assim a distribuição da radiação solar entre o Equador e os pólos. Quanto menor a inclinação, menor a sazonalidade (isto é, invernos e verões mais curtos e amenos). As variações de obliquidade não alteram a quantidade anual de radiação global recebida durante o ano. A inclinação do eixo varia de $21,5^{\circ}$ a $24,5^{\circ}$ dentro de um período de 41ka. Atualmente, a inclinação do eixo é de $23,5^{\circ}$

(Wolters et al., 1996). De Boer & Smith (1994) afirmam que a obliquidade modula a sazonalidade, especialmente em altas latitudes ($> 40^\circ$). Herbert & Fischer (1986) utilizam a ausência da amplitude espectral de 41ka da obliquidade, em uma seção do Cretáceo Médio na Itália, como indicativo de que os sedimentos foram depositados sob influência climática em latitudes baixas a médias. Nas médias latitudes (20° a 40°), as variações orbitais afetam a duração relativa das estações, o contraste entre verão e inverno, bem como a intensidade das monções.

A *excentricidade* é definida como a razão entre o eixo maior e o eixo menor da trajetória da órbita terrestre em torno do Sol. Ela varia de um máximo (cerca de 0,06) a um mínimo (quase zero, ou circular) e, de novo, a um máximo, em cerca de 100ka, com componentes importantes em 99ka e 123ka. Variações regulares superpostas da excentricidade ocorrem a cerca de 400ka, 1300ka e 2Ma.

As seqüências geradas sob influência destes fenômenos seriam, desta forma, seqüências de quarta a sexta ordens (Tabela 7.1), com períodos de 10 a 50 vezes mais curtos que os dos ciclos eustáticos de 3ª ordem. Representariam, assim, as “parasseqüências” ou “seqüências simples” na nomenclatura de Vail et al. (1991).

Ordem	Duração
1 ^a	> 50Ma
2 ^a	3 – 50Ma
3 ^a	0,5 – 3Ma
4 ^a	80 – 500ka
5 ^a	30 – 80ka
6 ^a	10 – 30ka
Tabela 7.1 – Seqüências: duração de cada ordem (modif. de Vail et al., 1991).	

De Boer & Smith (1994) comentam o fato de que os ritmos sedimentares visualizados no campo ou em perfis de poços mostram claramente que são induzidos pela precessão, modulados subordinadamente pelo ciclo de excentricidade. Análises das séries temporais obtidas daqueles dados, no entanto, sugerem com freqüência o inverso, ou seja, uma forte predominância do ciclo de excentricidade sobre o de precessão. A explicação, segundo os autores, é que a variabilidade no tempo da freqüência do ciclo de precessão é muito maior que o do ciclo de excentricidade, isto é, enquanto a freqüência da precessão varia até um fator 2 (14-28ka), os valores para a excentricidade mantêm-se muito mais regulares.

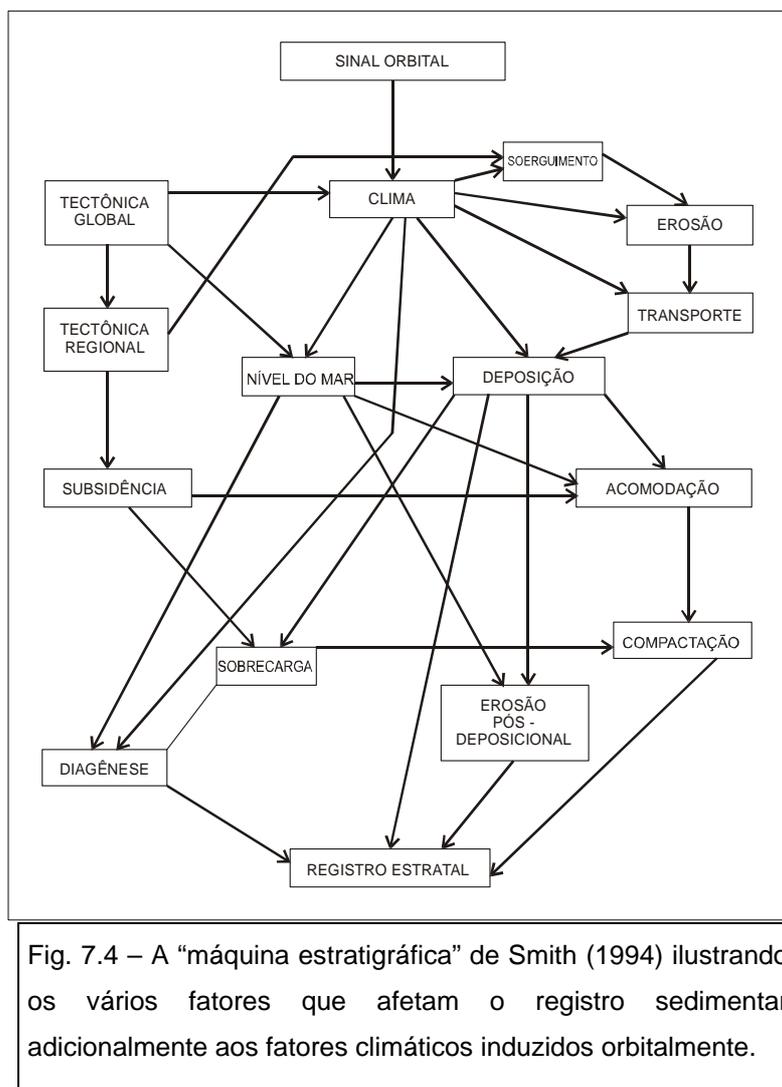
7.2.2 – A Teoria de Milankovitch

O astrônomo sérvio Milankovitch calculou a quantidade de energia solar recebida pela atmosfera superior da Terra por unidade de área e verificou que esse valor dependia da latitude, da orientação do eixo do planeta e da orientação da Terra durante sua órbita excêntrica em redor do Sol.

A Teoria de Milankovitch, ou da indução orbital é fundamentada em estudos no Quaternário (mais precisamente no Pleistoceno), onde as variações climáticas induzidas orbitalmente são pronunciadas e bem controladas cronologicamente. Exemplos de seções mais antigas em que o controle temporal seja confiável são raros, o que não tem impedido que vários estudiosos lancem mão da teoria, buscando um refinamento estratigráfico.

A teoria pressupõe que o sistema climático terrestre se comporta de modo linear em relação às oscilações periódicas dos valores de insolação, geradas pela variação cíclica dos parâmetros orbitais. A mudança no clima afetaria diretamente os processos e taxas de intemperismo, transporte e deposição, com reflexos no influxo de sedimentos na bacia e na produtividade biológica, entre outros fatores. Estas modificações ambientais, astronomicamente induzidas, se preservadas adequadamente nos sedimentos, definirão unidades litológicas rítmicas, cujas variações de espessura poderão expressar relações similares àquelas existentes entre os períodos conhecidos das variáveis orbitais da Terra (100ka para a excentricidade, 41ka para a obliquidade e 21ka para a precessão).

Os mecanismos por meio dos quais os fenômenos astronômicos afetam o sistema litosfera-hidrosfera-atmosfera terrestre, imprimindo seu registro nas rochas, ainda não foram plenamente elucidados. As variações na insolação podem se propagar de modo complexo antes de vir a afetar o registro sedimentar. A análise de séries temporais geológicas de estratos muito jovens indica que atrasos bastante significativos podem ocorrer entre uma determinada mudança no padrão de insolação e o efeito climático que se espera dela (De Boer & Smith, 1994). Além disso, o processo de sedimentação depende também de outras variáveis não diretamente ligadas à maior ou menor quantidade de energia dirigida à Terra, tornando imperativo diferenciar os efeitos locais, ou autocíclicos daqueles orbitalmente induzidos, ou alocíclicos (Smith, 1994) (Fig. 7.4).



7.2.3 – Variações nos períodos da Banda de Freqüências de Milankovitch

Cálculos sugerem que o aumento da distância Terra-Lua e da duração do dia em relação aos tempos pretéritos induziram um aumento dos períodos fundamentais da obliquidade e da precessão climática, passando de 35ka para 54ka, de 29ka para 41ka, de 19ka para 23ka e de 16ka para 19ka durante os últimos 500.000 anos (Berger et al., 1992). Os períodos de excentricidade usados para os estudos climáticos do Quaternário podem ser considerados mais ou menos constantes para os tempos mais antigos.

Berger et al. (op. cit.) sugerem que as variações na insolação solar registradas nos sedimentos tiveram significativos efeitos no clima da Terra não apenas durante o Quaternário mas também, no mínimo, na maior parte do Fanerozóico (últimos 600Ma).

Devido à fricção pelas marés a rotação da Terra tem sido desacelerada continuamente 2,4ms a cada 100 anos (Mörner, 1994), com efeitos na precessão e na obliquidade. Os efeitos nos períodos da excentricidade são desprezíveis (Berger & Loutre, 1994). Berger et al. (1992) afirmam que esta variação atingiu, no máximo, 1,5% nos últimos 200ka. Desse modo, as razões precessão/excentricidade e obliquidade/excentricidade terão mudado ao longo do tempo geológico. Mathews et al. (1997) concordam que os períodos de excentricidade mantiveram-se constantes durante o Fanerozóico, mas argumentam que para mais de 10Ma pequenas variações na freqüência orbital introduziriam mudanças de fase que podem mudar significativamente o caráter global das séries de tempo de excentricidade calculadas. Os efeitos de fricção por maré não são suficientemente conhecidos para que se façam projeções para o passado geológico. Contudo, evidências para o número de dias no ano a partir de lamelas de crescimento de corais e outros fósseis proporcionam um número limitado de pontos de calibração (Panella, 1972, *apud* De Boer & Smith, 1994).

Berger et al. (1989) calcularam as variações de longo período dos principais períodos astroclimáticos nos últimos 500Ma e mostraram que esses períodos foram sempre menores que os atuais, com o encurtamento tornando-se bastante significativo para tempos mais antigos que 100Ma. Além disso, esse

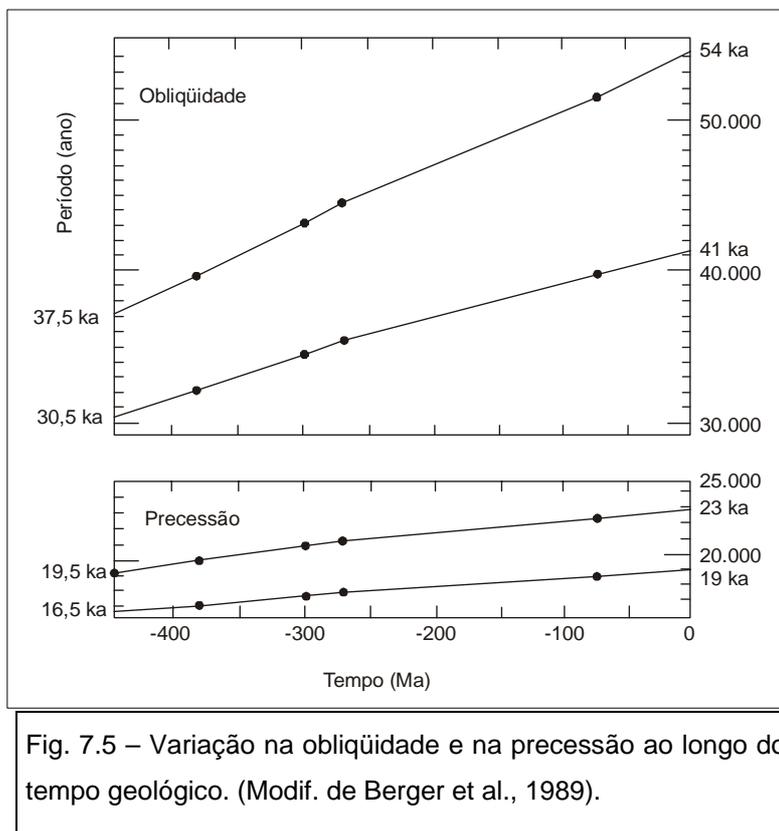
efeito é maior para os períodos mais longos, podendo vir a ser impossível distinguir entre o período de 41ka da obliquidade e o de 23ka da precessão, em tempos pré-cambrianos. Aqueles autores estimaram que os dois períodos principais de precessão aumentaram de 16 e 17,8ka, há 500Ma, para os valores atuais de 19 e 23ka (Tab. 7.2). O número de ciclos de precessão por ciclo primário de excentricidade de cerca de 100ka deve, portanto, ter oscilado de cerca de seis para menos que cinco.

Como se verifica na Tab. 7.2, os valores para o Devoniano são menores (cerca de 10% para a precessão e de 20% para a obliquidade) que os atuais.

Idade (Ma)	Períodos (ka)			
	(Pc)	(PI)	(Oc)	(OI)
0	19,0	23,0	41,0	54,0
50	18,8	22,6	39,9	52,1
100	18,5	22,3	38,8	50,2
150	18,2	21,9	37,7	48,5
200	18,0	21,5	36,6	46,7
250	17,7	21,2	35,6	45,0
300	17,4	20,7	34,2	42,9
350	17,0	20,2	32,9	40,7
400	16,7	19,7	31,6	38,7
450	16,3	19,2	30,3	36,8
500	16,0	18,7	29,0	35,0

Tab. 7.2 – Valores estimados para os últimos 500Ma dos principais parâmetros astronômicos: Precessão curta (Pc), Precessão longa (PI), Obliquidade curta (Oc) e Obliquidade longa (OI). (Berger et al., 1989).

É interessante notar que a obliquidade apresenta maior variabilidade ao longo do tempo geológico do que a precessão. Tal fato é evidentemente retratado na figura 7.5.



7.2.4 – A Indução Orbital e as Fácies Sedimentares

A construção do prisma sedimentar de uma bacia depende principalmente da criação do espaço deposicional e da quantidade e qualidade do aporte sedimentar. Perlmutter & Matthews (1989) relacionam os principais fatores atuantes na deposição: padrão climático global para um determinado intervalo de tempo; petrologia da área fonte; mudança climática com o tempo; topografia e batimetria regional; e mudanças nas taxas de subsidência e soerguimento.

Na Cicloestratigrafia deve-se ter em mente, portanto, que as diferenças de espessura dos ciclos são condicionadas por estes parâmetros. A criação do espaço deposicional tem a sua dimensão determinada pelo produto resultante da

interação entre subsidência e as oscilações eustáticas (Azevedo et al., 1996, *apud* Castro, 1999). A posição geográfica da bacia determina as influências climáticas na estratigrafia.

Os padrões repetitivos de sedimentação freqüentemente verificados nas bacias sedimentares e denominados **ciclos** podem, basicamente, ser divididos em dois tipos: *autociclos* e *alociclos* (Fischer, 1986). Os *processos autocíclicos* são aqueles que têm sua origem na própria área de deposição dos sedimentos. Os depósitos gerados por estes processos geralmente exibem uma continuidade estratigráfica limitada (tempestitos, seqüências turbidíticas geradas por fluxo de massa, migração e superposição de sistemas de canais e lobos, tanto em ambiente fluvial quanto em mar profundo, etc.). Os *processos alocíclicos*, por sua vez, são aqueles associados a grandes alterações ambientais em escala regional (mudanças climáticas, movimentos tectônicos na área fonte, variações globais no nível do mar, etc.). Seus efeitos extrapolam os limites da bacia e, assim, tendem a gerar depósitos cíclicos com continuidade lateral e período de tempo maior que em processos autocíclicos. Processos alocíclicos podem operar simultaneamente em diferentes bacias de uma maneira similar. Assim, seria possível correlacionar parte das seqüências alocíclicas por longas distâncias, de uma bacia para outra e, talvez mesmo, de um continente para outro. Naturalmente, o caso mais geral é o de um depósito possuir a influência dos dois tipos de processos e, de fato, diversas seqüências deposicionais exibem os efeitos de fenômenos de ambos os tipos (Einsele et al., 1991).

A deposição e preservação de depósitos que tragam impressos em si os chamados "*ciclos de Milankovitch*" dependem basicamente do ambiente deposicional, da latitude, da importância da sazonalidade no suprimento sedimentar e dos processos deposicionais atuantes na bacia. Por exemplo, em contraste com as altas latitudes, onde a temperatura é o sinal climático dominante, as respostas do clima terrestre em baixas latitudes são principalmente caracterizadas por mudanças na precipitação (Gingele et al., 1998, *apud* Castro, 1999). Pepper & Cloething (1995, *apud* Castro, op. cit.) chamam a atenção para o fato de que os sinais orbitais podem ser obscurecidos por outros sinais, de tal modo que as freqüências orbitais específicas parecem não ocorrer, ou ainda, são

observadas, no registro sedimentar, freqüências que não correspondem a qualquer do ciclos orbitais. Por um ângulo mais otimista, poderia ser dito que: em alguns casos os processos autocíclicos podem vir a acentuar os reflexos de processos alocíclicos, produzindo assim, uma interferência construtiva.

Algeo & Wilkinson (1988) afirmam que nos sistemas tectonicamente estáveis e sensíveis às alterações climáticas (lagos e bacias restritas) estariam as maiores esperanças para a identificação inequívoca da indução climática orbital. Por outro lado, os ambientes parálicos (deltas, planícies de maré, etc.) seriam os com menor potencial de preservação, uma vez que os registros da influência de longo período do clima seriam obscurecidos por fatores autocíclicos. Esse maior potencial de correlação de ciclos de acamamento com ciclos climáticos orbitalmente induzidos nas seqüências relativamente contínuas dos ambientes deposicionais tranquilos, fez com que a maioria dos cicloestratígrafos focalizasse seus estudos nos depósitos lacustrinos e pelágicos ritmicamente acamadados. Também, nesses ambientes as possibilidades de preservação dos ciclos é maior.

Categorizar fenômenos cíclicos em várias ordens de grandeza e usar o termo *ciclo sedimentar* pode dar a impressão de que ciclos dentro de uma seqüência representam períodos de tempo equivalentes. Isso não é necessariamente verdade e, de fato, a maioria dos autores usa o termo *ciclo* não nesse sentido, mas para descrever sucessões repetidas de litologias e fácies. Em seqüências rítmicas, geradas predominantemente por processos autogenéticos (por exemplo, seqüências de turbiditos ou de tempestitos) fica claro que eles são o resultado de eventos sedimentológicos freqüentes mas irregularmente recorrentes (discíclicos). Irregularidades menores no modo e taxa de deposição são às vezes referidas como *ruído deposicional*, resultando em seqüências puramente *estocásticas*. Em contraste, alguns tipos de acamamento cíclico e certas seqüências cíclicas podem refletir processos alogeneticamente dominantes, com um período de tempo regular (seqüências estritamente cíclicas ou periódicas).

7.2.5 – A Análise Espectral

Devido a cada ciclo de Milankovitch representar individualmente intervalos de tempo que estão abaixo dos limites da resolução das técnicas de datação radiométricas, os períodos desses ciclos podem ser estimados por dois métodos. O primeiro seria através do cálculo de uma taxa de sedimentação de mais longo período para uma unidade estratigráfica de espessura e duração no tempo conhecidos que inclua os ciclos que se está estudando. A espessura média do ciclo é então dividida pela taxa de sedimentação para se estimar uma periodicidade média do ciclo (Grotzinger, 1986; Fischer, 1964, *apud* Algeo e Wilkinson, 1988). Os períodos calculados desse modo representam valores máximos, uma vez que os hiatos erosivos ou não deposicionais envolvidos na unidade maior levarão a uma superestimativa das médias do período dos ciclos.

O segundo método, alternativo, pode estimar a periodicidade dos ciclos através da análise de Fourier, análise serial, ou análise espectral (Dean & Gardner, 1986; Swarczacher, 1975, *apud* Algeo & Wilkinson, *op. cit.*). A maior vantagem dessa forma de análise é a objetividade na identificação de duas ou mais periodicidades (quando presentes) e no cálculo de suas razões temporais.

A análise espectral é um método objetivo, estatístico, para detectar ciclicidades regulares nos conjuntos de dados classificados como séries de tempo. Uma série de tempo é uma coleção de observações feitas seqüencialmente no tempo. Em Geologia, tais séries podem ser séries temporais verdadeiras, isto é, dados registrados a intervalos constantes, ou uma série relativa a algum parâmetro que pode estar relacionado com o tempo. Um exemplo do primeiro tipo de série seria a medida da liberação de Sr^{2+} enquanto a aragonita se converte em calcita (Ferguson, 1988, *apud* Castro, 1999). Um exemplo do segundo tipo seria as que incluem os dados registrados em intervalos ao longo de seqüências estratigráficas, como no caso enfocado nesta dissertação. Neste caso, uma vez que a medida feita é em relação à espessura, que guarda alguma relação com o tempo, as medidas são implicitamente relacionadas ao tempo.

Uma vez que as medidas estratigráficas são espaciais e não temporais a avaliação da periodicidade dos ciclos requer que algumas premissas básicas em

relação às taxas de sedimentação sejam verdadeiras (Algeo & Wilkinson, 1988). A mais importante delas é que estas taxas sejam ou constantes ou subjetivamente variáveis. Adicionalmente, as seções estratigráficas devem ser geralmente delgadas (espessuras dos ciclos) para determinações confiáveis da análise espectral. Em função das aproximações aliadas às incertezas na duração da deposição das unidades estudadas, as estimativas dos períodos dos ciclos têm uma precisão de cerca de 0,3 log (unidades de períodos) (Algeo & Wilkinson, 1988).

A análise das séries temporais é baseada na premissa de que valores sucessivos no conjunto de dados representem medidas consecutivas tomadas a intervalos igualmente espaçados no tempo (Castro, 1999). Há dois objetivos principais na análise de séries temporais: (a) identificar a natureza dos fenômenos representados pela seqüência em observação, que é o objetivo deste capítulo da dissertação e (b) prever os valores futuros da variável da série de tempo (forecasting) (Castro, op. cit.). Para se atingir qualquer um desses objetivos é preciso que o padrão da série seja identificado e razoavelmente descrito. Uma vez que o padrão seja estabelecido, podemos interpretá-lo e integrá-lo com outros dados, ou seja, usá-lo na nossa teoria do fenômeno investigado.

É assumido que os dados consistam de um padrão sistemático (geralmente um conjunto de componentes definidos) e de um ruído aleatório (erro) que geralmente torna o padrão de difícil identificação (Castro, op. cit.). A maioria das técnicas de análises de séries de tempo envolve alguma forma de filtragem do ruído para destacar o padrão. Muitas técnicas têm sido desenvolvidas para analisar ou filtrar os dados e facilitar o reconhecimento das tendências (STATSOFT, INC., 1993, *apud* Castro, op. cit.).

A maioria dos padrões de séries temporais pode ser descrita em termos de duas classes básicas de componentes: *tendência* e *sazonalidade*. A primeira representa uma componente geral sistemática linear ou, mais freqüentemente, não-linear que muda através do tempo e não se repete, ao menos dentro da faixa de tempo coberta pelos dados. A segunda pode ter uma natureza formalmente

similar, contudo, ela se repete em intervalos sistemáticos ao longo do tempo. Os dois tipos de classes podem coexistir em dados reais (Castro, op. cit.).

Através da comparação dos valores com séries de dados representativos de funções matemáticas conhecidas, identificam-se os principais períodos das variações cíclicas observadas no conjunto de valores investigados.

A determinação dos ciclos e de seus períodos pode ser obtida através da **análise espectral** e da geração e interpretação de **periodogramas**. Quando o registro sedimentar de um determinado local foi influenciado por fenômenos cíclicos de diversas freqüências e naturezas, seus efeitos ficam superpostos, resultando em um registro com um padrão complexo multicíclico (Einsele et al., 1991). A análise espectral resolve os dados seriais em seus componentes harmônicos e em números harmônicos discretos. Este processo baseia-se na compreensão de que a variância em qualquer série temporal pode ser inteiramente creditada à superposição matemática de formas de ondas sinusoidais de diferentes amplitudes, fases e freqüências (Melnyk et al., 1994, *apud* Castro, 1999).

O *periodograma* registra, na ordenada, a densidade do espectro de potência e, na abscissa, a freqüência de oscilações dos harmônicos, representada pela razão ciclo/intervalo de amostragem. Quanto maior o valor da ordenada, mais importante o papel que um componente particular de freqüência desempenharia, se utilizado para recompor a série. O comprimento de onda ou o período de cada freqüência significativa (aquelas com alta densidade no espectro de potência) é obtido dividindo-se o intervalo de amostragem pelo número de ciclos. O valor da ordenada do periodograma é, na verdade, o produto dos quadrados do seno e do cosseno de uma dada freqüência pela metade dos dados observados e é a medida da importância de um determinado componente harmônico na composição de um traço complexo (multicíclico) (Weedon, 1986, *apud* Castro, op. cit.).

Identificados os ciclos e determinadas suas freqüências e comprimentos de onda por meio de análise de série temporal, pode-se estimar, para cada conjunto de dados, os prováveis parâmetros orbitais controladores dos alociclos.

Utilizando-se de programa de comparação de matrizes chega-se à correspondência entre razões dos diferentes comprimentos de onda destacados no periodograma e aquelas envolvendo os períodos orbitais de Milankovitch (Castro, op. cit.). Azambuja Filho (1990) discute, em detalhe, aspectos conceituais, matemáticos e aplicações desse método, que permite quantificar a periodicidade de uma sucessão rítmica de rocha.

A adoção desta técnica pressupõe considerar constante a taxa de acumulação para o intervalo analisado, assumindo uma relação direta e linear entre profundidade e tempo. Se a seção apresenta variações no aporte sedimentar, é conveniente optar por processamento analítico seguindo etapas diferentes, tratando isoladamente os segmentos de seções que exibam regularidades na sedimentação (ver item 7.2.7.1).

7.2.6 – A ciclicidade apresentada em perfis

Os perfis geofísicos de poços estão sendo utilizados por vários autores no estudo de ciclicidades, ligadas a várias origens, em sedimentos com idades que variam desde o Devoniano até o Quaternário, tornando sua utilização já razoavelmente consagrada, em termos mundiais, inclusive permitindo correlações de fenômenos entre bacias distintas. Os ciclos freqüentemente são reconhecidos em perfis pelas diferentes leituras relacionadas às variações nas propriedades físicas das rochas, como por exemplo, porosidade e mineralogia constituinte.

Conforme discutido anteriormente, em qualquer estudo acerca de ciclicidade envolvendo análise espectral, independente da ferramenta empregada, *os ciclos sedimentares de qualquer origem só podem ser registrados como padrões cíclicos em perfis quando o processo deposicional for contínuo e a taxa de acumulação dos sedimentos for considerada constante*. Caso contrário, serão introduzidos “ruídos” nos espectros de amplitude obtidos que atrapalharão na interpretação e no reconhecimento das principais ciclicidades investigadas. Em termos geológicos nem sempre essa condição é atendida, o que explica algumas discrepâncias entre a razão entre os ciclos de Milankovitch e aquela calculada a partir dos periodogramas.

Worthington (1990, *apud* Castro, 1999) fez uma avaliação da resolução possível de ser obtida com perfis de poços. Segundo esse autor, a aplicação de perfis na identificação da natureza litocíclica de uma sucessão sedimentar requer que a capacidade de resolução do perfil seja menor que a espessura mínima das camadas. Para estudos envolvendo os ciclos da ordem de Milankovitch a identificação de cada período constituinte requer que a resolução seja maior que o meio comprimento de onda correspondente do ciclo. Aquele autor identificou, ainda, as taxas de acumulação mínimas necessárias para o reconhecimento de ciclos de Milankovitch nos três tipos de perfis utilizados: raios gama, sônico e indução (Tabela 7.3).

Perfil	Resolução Vertical (m)	Taxa de acumulação (cm/ka)		
		20 ka	40 ka	100 ka
Raios Gama	0,8	3,8	1,9	0,8
Sônico	0,6	3,0	1,5	0,6
Indução	1,8	9,1	4,6	1,8

Tab. 7.3 – Taxas de sedimentação mínimas e resolução das ferramentas. (Modif. de Worthington, 1990, *apud* Castro, 1999).

7.2.7 – Avaliação estatística dos perfis dos poços

A *idéia central* deste capítulo é *testar a aplicabilidade da Teoria de Milankovitch*, ou seja, checar a relação entre as variações climáticas ligadas aos fatores orbitais terrestres e a ciclicidade ou repetitividade registradas nas *unidades estratigráficas devonianas estudadas*.

As informações provenientes dos dados coletados durante e após a perfuração dos poços para petróleo efetuados pela Petrobras forneceram os subsídios com os quais se fizeram as interpretações estratigráficas de alta

resolução do intervalo estudado. Esses dados compreendem os *perfis geofísicos* dos poços (leituras das propriedades físicas das diferentes rochas atravessadas, com amostragem a cada 0,20m - perfis: raios-gama, resistividade ou sônico) (Fig. 7.6), os *dados geoquímicos* (obtidos de análises em amostras de calha e testemunhos – vide o próximo item 7.3) e, ainda, as *datações paleontológicas* (principalmente palinológicas em correlação com conodontes) existentes no banco de dados da bacia, referentes à seção estudada (Tab. 7.4).

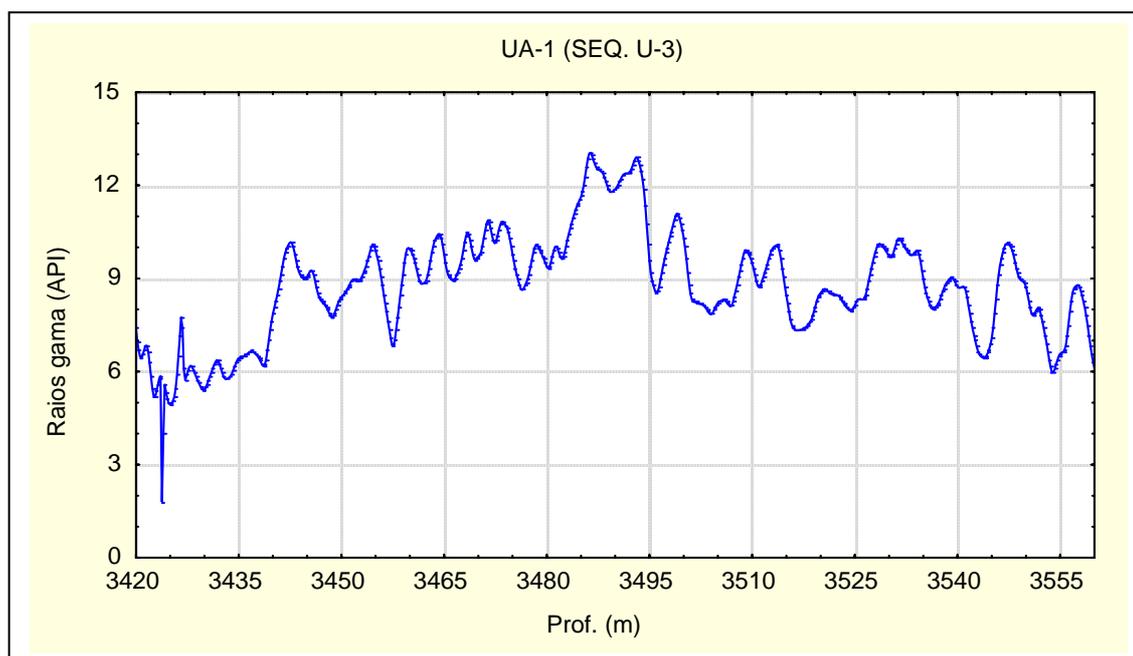


Fig. 7.6 – perfil de raios-gama de um dos poços analisados.

Intervalo Litoestratigráfico	Intervalo Aloestratigráfico	Zonas Integradas			Cronoestratigrafia	Ambiente
Fm. Ererê	Seq. Urupadi-3	V (*)	AD (**)	Lem	Eogivetiano	Marinho
				Pré-Lem	Neo-Eifeliano	

Tab. 7.4 – Sumário bioestratigráfico e paleoecológico da unidade estratigráfica estudada nesta dissertação. (*) Europa Ocidental; (**) Petrobras.

Os dados de poços fornecem informações diretas e de alta resolução das diferentes propriedades físicas das rochas atravessadas. Essas informações podem, cuidadosamente, ser extrapoladas para áreas contíguas ao poço estudado, mediante correlações de perfis (método comumente utilizado nas

análises estratigráficas), por similaridades de feições desses perfis. Não se afirma que as propriedades sejam rigorosamente as mesmas mas, de maneira geral, as rochas podem estar relacionadas a sistemas deposicionais equivalentes, ou, na concepção mais moderna, a um mesmo trato de sistema deposicional.

Não se utilizou a ferramenta sísmica neste estudo, primeiro porque os resultados apresentados nas seções sísmicas que cobrem a bacia não são de boa qualidade para o intervalo em estudo, segundo porque a própria resolução do método sísmico é inferior àquela alcançada utilizando-se como ferramenta de análise os perfis elétrico-radioativos (perfis geofísicos) dos poços. Isto está de acordo com a opinião de Van Wagoner et alii (1990), segundo a qual as resoluções das diferentes ferramentas são mostradas comparativamente às unidades estudadas por cada uma delas (Fig. 7.7).

As análises efetivamente realizadas nos poços partiram das amostras de calha e testemunhos, que forneceram o arcabouço da seção estudada. A partir daí, seguiram-se as correlações estratigráficas utilizando-se os perfis geofísicos dos poços e a datação bioestratigráfica até então estabelecida para a Bacia do Amazonas.

A alternância cíclica entre siltitos e folhelhos é relativamente evidente nos perfis corridos nos poços da bacia, principalmente no perfil de raios gama. Este perfil registra a argilosidade das rochas atravessadas, mediante a presença de minerais com radioatividade espontânea como potássio, urânio e tório presentes em maior concentração nas argilas. É utilizado como o melhor perfil de correlação estratigráfica.

O perfil de raios gama foi adquirido com um intervalo de amostragem de 0,20m ao longo dos poços estudados. Através desse perfil, verifica-se uma alternância entre as fácies mais argilosas (folhelhos) e menos argilosas (siltitos e arenitos) da formação em estudo.

Observam-se ainda, através do perfil de raios gama, diferentes distribuições de domínios em que esta alternância de fácies apresenta-se com

padrões diferentes. A estas diferenças atribui-se as variações nas taxas de sedimentação ao longo da deposição espacial e temporal da unidade em questão.

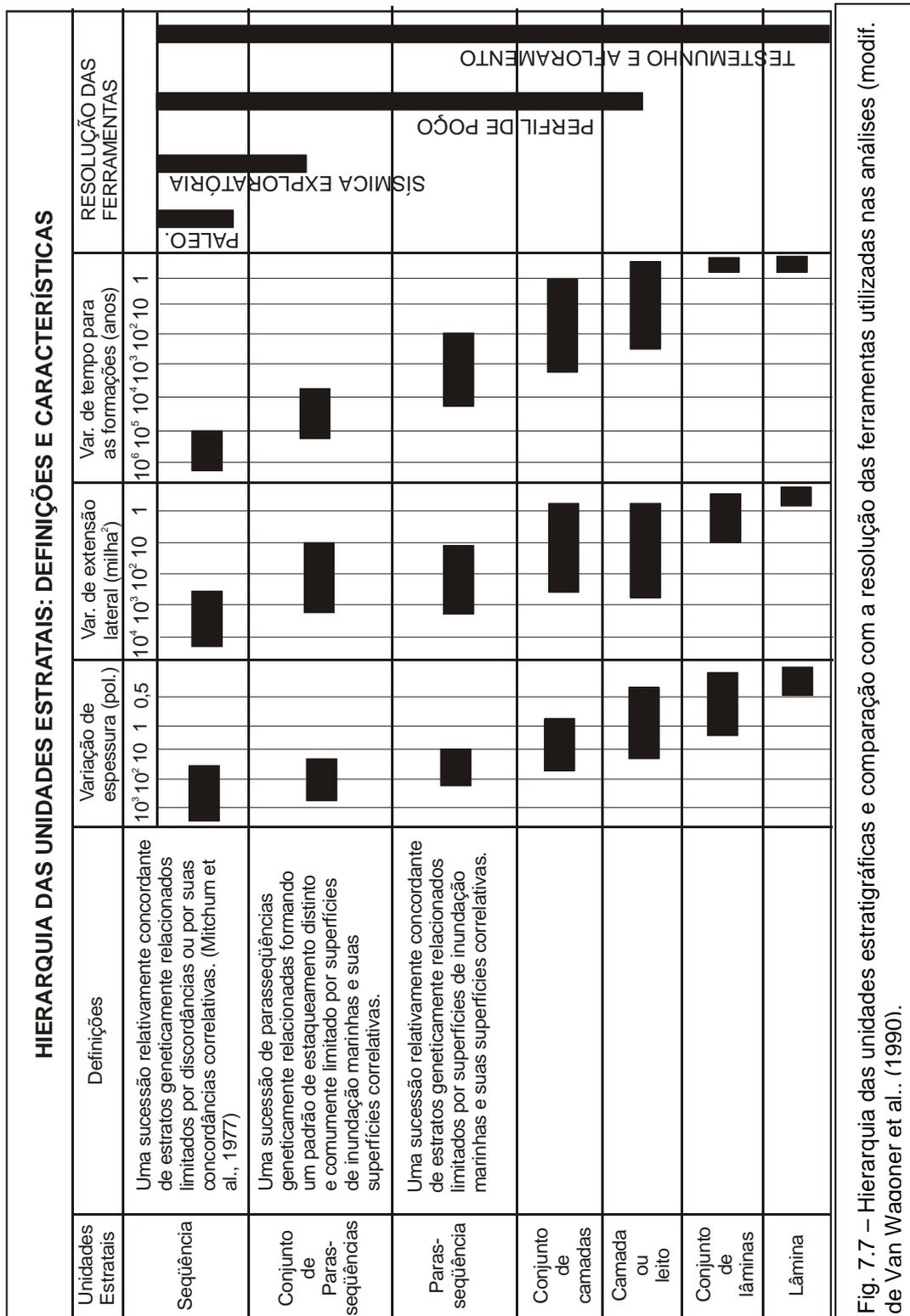


Fig. 7.7 – Hierarquia das unidades estratigráficas e comparação com a resolução das ferramentas utilizadas nas análises (modif. de Van Wagoner et al., (1990).

A análise bioestratigráfica realizada em poços da bacia sempre foi realizada com amostragem a cada 18 metros, dentro da programação de coletas de dados inerentes à pesquisa petrolífera, o que muitas vezes não se mostra muito adequado para estudos acadêmicos, o que pode também afetar os dados inerentes aos cálculos de taxas de acumulação, uma vez que podem estar incluídos, nos intervalos estratigráficos, possíveis hiatos dentro das seções analisadas.

Baseado nos limites estabelecidos para a biozona palinológica “V” (Petrobras) ou “AD” (pré-Lem + Lem) (Europa Ocidental) correspondente à Fm. Ererê (Melo et al, 1996), estabeleceu-se como sendo o intervalo cronoestratigráfico de interesse. Partiu-se então para o estudo da ciclicidade da seção, estabelecendo-se, “a priori” as taxas de sedimentação esperadas nos diferentes compartimentos estruturais da bacia. Foram utilizados, como referenciais de análises, quatro poços: um poço na Plataforma Norte (AM-1), um poço no depocentro da bacia porém às proximidades da Charneira Norte (UA-1), um poço também no depocentro mas nas proximidades da Charneira Sul (MS-4) e um poço na Plataforma Sul da Bacia do Amazonas (UI-2). Seus dados estão resumidos na Tabela 7.5.

BIOZONA PALINOLÓGICA	POÇO	ESPESSURA (m)	DURAÇÃO (Ma)	TAXA DE ACUMULAÇÃO (cm/ka) (*)
“V” ou “AD”	AM-1	87	3,5	2,49
	UA-1	140		4,00
	MS-4	111		3,17
	UI-2	81		2,31

Tab. 7.5 – Resumo dos dados utilizados dos poços: espessura, duração da biozona, e taxas de deposição esperadas. (*) desconsiderando-se efeito de compactação.

O método de análise estatística aplicado, utilizando-se desses dados foi semelhante àquele descrito por Azambuja Filho (1994).

De início, o perfil de raios gama, correspondente ao intervalo analisado, foi dividido visualmente em diferentes subintervalos que apresentavam as mesmas freqüências correspondendo a domínios de iguais taxas de acumulação ao longo da história deposicional. Para cada subintervalo foi feita uma análise espectral com relação aos valores de raios gama lidos, obtendo-se o conteúdo das freqüências de cada subintervalo, buscando-se, com isso, identificar os comprimentos de ondas dominantes (expressos em espessura dos ciclos) e elaborando uma matriz de correlação com a matriz dos períodos da banda de Milankovitch.

O conteúdo de freqüências dos periodogramas é obtido através do programa STATISTICS FOR WINDOWS, o qual forneceu os valores das freqüências dominantes. Para a obtenção dos comprimentos de onda dividiu-se o intervalo de amostragem do perfil de raios gama (0,20m) por cada valor das freqüências dominantes; por exemplo, para o perfil de raios gama uma freqüência de 0,0952 corresponde a uma espessura de 2,10m.

Com os valores obtidos das espessuras, construiu-se uma matriz de correlação. Comparou-se essa matriz com a matriz das periodicidades dos ciclos de Milankovitch, identificando-se, através do programa MATRIZES (CENPES), as razões com grau de similaridade maior ou igual a 95%.

Posteriormente, foram correlacionados os períodos orbitais com as espessuras dos ciclos, de modo a obter a taxa de acumulação correspondente para cada comprimento de onda.

De acordo com a tabela 7.5, ou seja, baseado nos dados bioestratigráficos da bacia, relativos ao intervalo em estudo, estimou-se as taxas de acumulação nas áreas dos poços estudados, levando-se em consideração que os eventos erosivos porventura existentes tenham tido pouca importância no histórico sedimentar. Essas taxas serviram apenas de base para a comparação com aquelas obtidas pelas análises espectrais e escolha da mais pertinente.

O passo seguinte foi identificar no conjunto de dados gerados, o melhor comprimento de onda que se adequasse a uma taxa de acumulação apropriada ou mais coerente, e, desta forma, definir a duração de cada ciclo.

Finalmente, contou-se quantos ciclos haviam em cada segmento e se multiplicou pela duração de cada ciclo obtendo-se então a duração temporal de todo o intervalo analisado. Observou-se que a duração assim obtida chegou sempre, em todos os poços analisados, muito próximo daquela estimada pela bioestratigrafia.

Foi possível, desta forma, **identificar ciclos siliciclásticos modulados por oscilações climáticas, principalmente relacionados a movimentos de excentricidade curta**, tornando possível o **refinamento do arcabouço estratigráfico em pelo menos uma ordem de grandeza**. Assim, o arcabouço estratigráfico existente, baseado em palinofósseis e que tinha uma resolução de cerca de 1.000ka passa a ser aferido com uma resolução maior, na faixa de 100ka, através dos ciclos orbitais.

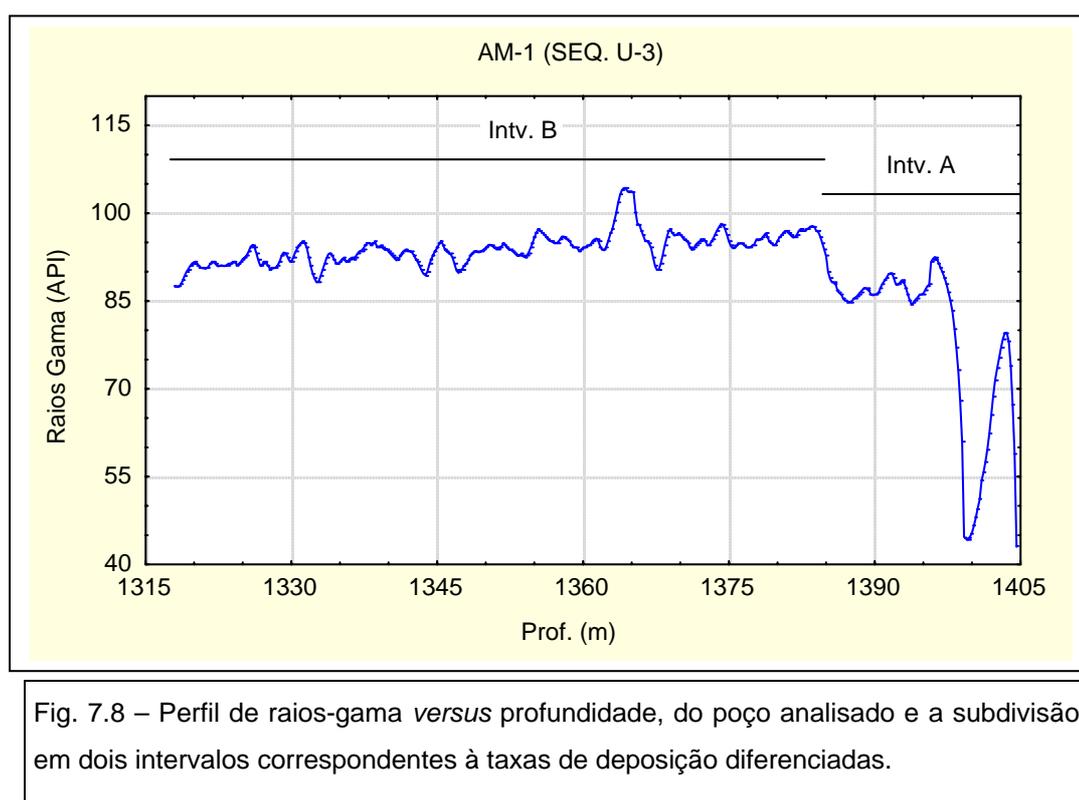
7.2.7.1 – O poço AM-1

A biozona palinológica “V” ou “AD” (pré-Lem + Lem) foi definida nesse poço entre as profundidades medidas de 1318 e 1405m, correspondendo à Formação Ererê. O intervalo de tempo desta biozona está sendo constantemente revisado pelo setor de bioestratigrafia do Cenpes/Petrobras e foi considerado neste trabalho como tendo a duração de 3,5Ma (384,0 – 380,5Ma), de acordo com Melo et al. (1996).

Desse modo, a taxa de acumulação média para a biozona é de cerca de 2,49cm/ka, desconsiderando-se o efeito de compactação e possíveis hiatos ou eventos erosivos na unidade. Essa taxa serve de base para as estimativas das taxas de cada segmento em que foi dividida esta unidade, nesse poço, na análise espectral respectiva.

Esta biozona foi dividida em dois segmentos: o segmento A, basal, correspondendo a uma seção mais arenosa entre as profundidades de 1405m e 1385m e o segmento B, sobreposto, representado por ciclos repetitivos de

arenitos sílticos/folhelhos, entre as profundidades de 1385m e 1318m. Cada segmento apresenta, visualmente, características de frequências e taxas de deposição diferenciadas (fig. 7.8).



A análise espectral do perfil de raios gama deste segmento basal (A) revela um aspecto simplificado refletindo os conteúdos de frequências que concorrem para a formação deste traço (Fig. 7.9).

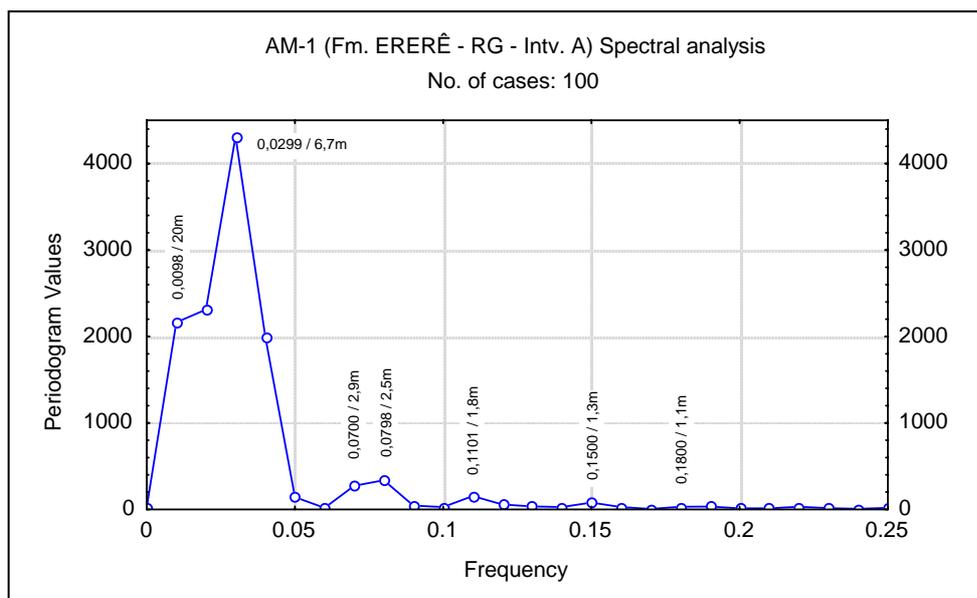


Fig. 7.9 – Análise espectral do perfil Raios Gama para o segmento basal (A) do poço AM-1.

Considerando-se os ciclos com valores mais expressivos no periodograma foram calculadas as razões entre os valores de frequência associados a eles e estas razões foram comparadas com as estabelecidas entre os fenômenos orbitais (Tab. 7.6).

Esp. (m)	20,00	6,70	2,90	2,50	1,80	1,30	1,10
20,00	1,00	2,99	6,90	8,00	11,11	15,38	5,05
6,70		1,00	2,31(2,35)	2,68	3,72	5,15 (5,00)	6,09 (5,88)
2,90			1,00	1,16 (1,18)	1,61	2,23	2,64
2,50				1,00	1,39	1,92 (2,00)	2,27 (2,35)
1,80					1,00	1,38	1,64
1,30						1,00	1,18 (1,18)
1,10							1,00

Tab. 7.6 – Matriz de Milankovitch modificada para os valores dos principais picos identificados no segmento "A". (Os valores da matriz de Milankovitch estão entre parênteses).

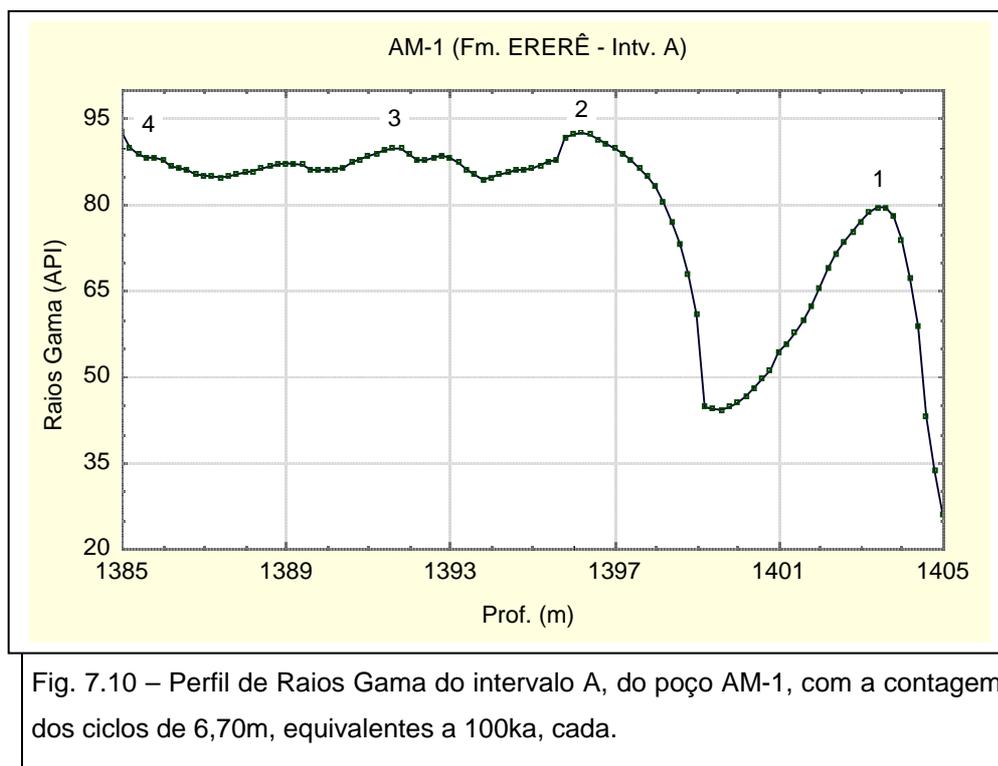
Dessa comparação conclui-se que o pico de freqüência de 0,0299 (equivalente a espessura de 6,7m) encontra boa correspondência com o valor de excentricidade curta (100ka), enquanto os picos de freqüências de 0,0700 (2,90m) e de 0,0796 (2,50m) correspondem aos valores de obliquidade (40ka) e os picos de freqüências de 0,1500 (1,30m) e de 0,1800 (1,10m) encontram boa correspondência com os valores de precessão (17ka a 20ka).

Poder-se-ia ainda subdividir este intervalo e considerar dois subintervalos menores com o superior apresentando espessuras de ciclos de cerca de 1,3m correspondendo a ciclos de precessão (20ka) e o inferior, com ciclos de cerca de 6,7m de espessura correspondendo a ciclos de excentricidade curta (100ka), conforme Tab. 7.7. Esse valor é considerado mínimo, uma vez que pode ter havido pequenas erosões ou ausência de deposição durante esse intervalo de tempo.

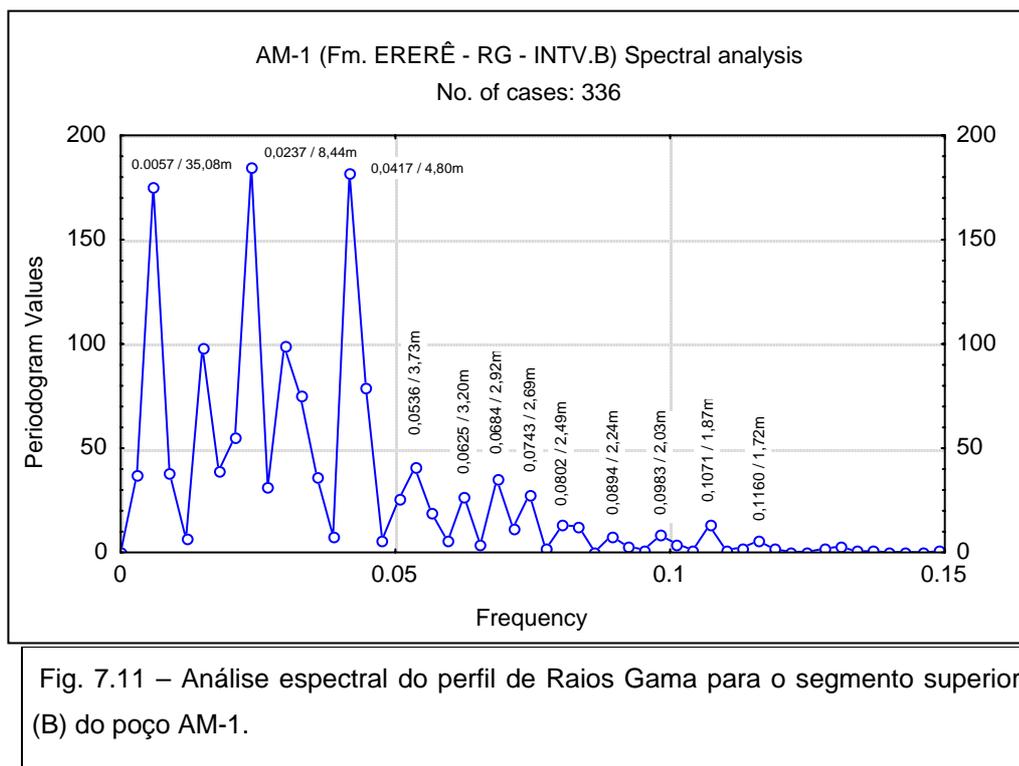
Espessura (m)	Período (ka)	Taxa de acumulação (cm/ka)
1,30	20	6,50
6,70	100	6,70

Tab. 7.7 – Taxas de acumulação resultantes da associação dos ciclos sedimentares escolhidos por comparação com os períodos orbitais para o intervalo “A”.

A quantidade de ciclos observada nesse intervalo basal (A) (vide Fig. 7.8), com cerca de 20m de espessura, pode ser considerada como igual a 4 (Fig. 7.10). Como cada ciclo tem a duração de 100ka conclui-se que o intervalo analisado teve a duração total de 400ka.



Para o intervalo superior (B) (vide Fig. 7.8) a metodologia empregada foi a mesma e a análise espectral do perfil de raios gama deste segmento revela um aspecto menos simplificado que o anterior, refletindo os conteúdos de freqüências que concorrem para a formação deste traço (Fig. 7.11).



Dentre os picos de frequência mais significativos deste periodograma destacam-se os de: 0,0237 (8,44m), correspondentes a ciclos orbitais de 410ka; e o de 0,0983 (2,03m), correspondente a ciclo orbital de excentricidade curta (100ka);

A taxa de acumulação para esse intervalo é a taxa de 2,0cm/ka que está ligada a ciclos de 2,0m de espessura rochosa depositada em 100ka. Esse valor é considerado mínimo, uma vez que pode ter havido pequenas erosões ou ausência de deposição durante esse intervalo de tempo.

A quantidade de ciclos observada nesse intervalo superior (B), com cerca de 70m de espessura, pode ser considerada como igual a 31 (Fig. 7.12). Como cada ciclo tem a duração de 100ka conclui-se que o intervalo analisado teve a duração total de 3100ka.

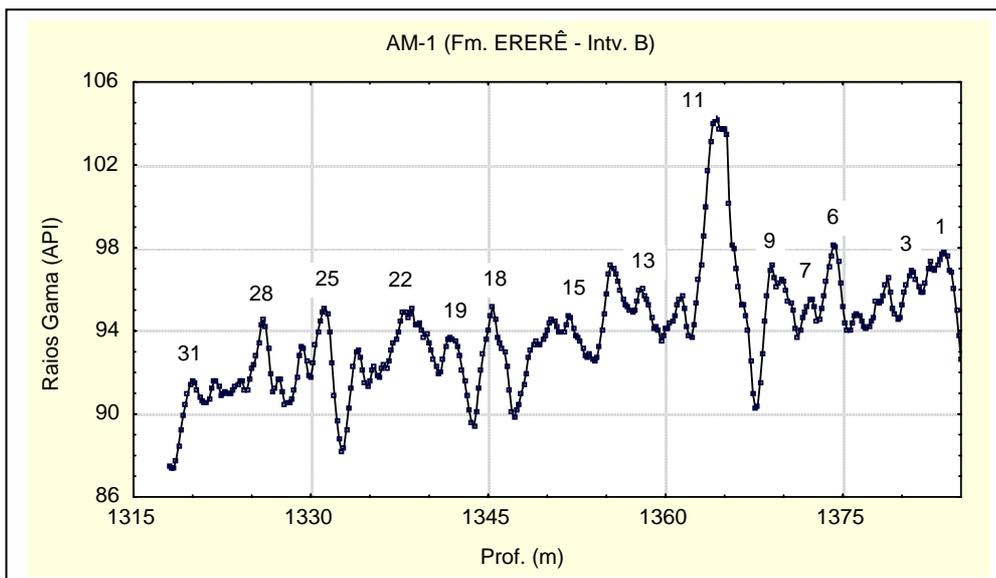


Fig. 7.12 – Perfil de Raios Gama do intervalo B, do poço AM-1, com a contagem dos ciclos de 2,03m, equivalentes a 100ka, cada.

Considerando os dois intervalos: A (0,4Ma) e B (3,1Ma) que compõem a seção estudada conclui-se que a mesma teve uma duração total de 3,5Ma, o que está de acordo com aquele considerado pelos dados bioestratigráficos. Note que esses valores encontrados na análise espectral são considerados mínimos, uma vez que podem estar envolvidas erosões ou intervalos de não-deposição durante a história evolutiva da seção analisada; entretanto a análise bioestratigráfica também incorre em problemas dessa natureza. A análise completa dos dados pode ser vista no Anexo-7.1.

7.2.7.2 – Os demais poços analisados

Conforme mostrado na tabela 7.5, foram estudados outros poços, perfurados em situações estruturais diferentes na bacia, visando averiguar se os efeitos climáticos ligados às variações orbitais do planeta se mostraram atuantes em toda a bacia, refletindo processos alocíclicos ou se a sedimentação estava ligada a fenômenos autocíclicos, ou localizados. Foram os seguintes: UA-1, na calha da bacia, às proximidades da Charneira Norte, MS-4, na calha da bacia, às proximidades da Charneira Sul e o poço UI-2, na Plataforma Sul.

Utilizando-se da mesma metodologia aplicada no poço AM-1, os resultados alcançados nesses demais poços constataram que esses ciclos de sedimentação siliciclástica relacionados à Formação Ererê estão em conformidade com o preconizado pela Teoria de Milankovitch, ou seja, o período desses ciclos estão relacionados às modificações climáticas induzidas por variações dos parâmetros orbitais do nosso planeta, uma vez que nas diferentes áreas mudam apenas as taxas de acumulação (inerentes a suas respectivas posições dentro da bacia), mas os períodos dos ciclos e a duração total da deposição da Formação Ererê, nessa ampla distribuição areal, são incrivelmente próximos, conforme pode ser visto na tabela 7.8. A duração total da biozona analisada se encontra entre 2,55Ma a 3,5Ma em todos os poços estudados via análise espectral, contra 3,5Ma de acordo com os dados palinológicos. Os ciclos apresentam notável controle pela excentricidade curta, com duração de 100ka, salvo as exceções referentes ao intervalo C do poço MS-4 e B do UI-2, que tiveram suas deposições controladas pelo fenômeno de obliquidade (40ka). Análises completas poderão ser vistas nos anexos 7.2, 7.3 e 7.4.

Poço / Intervalo	Taxa acumulação (cm/ka)	Espessura (m)	Período (ka)	Duração total (Ma)		
UA – 1	D	5,10	5,10	100	0,45	3,5
	C	3,20	3,20	100	1,35	
	B	2,50	2,50	100	0,45	
	A	5,40	5,40	100	1,25	
MS – 4	D	6,00	6,00	100	0,25	3,1
	C	4,00	1,65	40	0,35	
	B	3,60	3,60	100	0,90	
	A	3,20	3,20	100	1,60	
UI – 2	D	5,00	5,00	100	0,20	2,5 5
	C	2,30	2,30	100	1,30	
	B	5,25	2,10	40	0,35	
	A	2,60	2,60	100	0,70	

Tab. 7.8 – Resumo das taxas de acumulação, espessuras e períodos dos ciclos e a duração total da biozona correspondente à Fm. Ererê, nos poços analisados.

7.3 – A Cicloestratigrafia Química

Devido as condições químicas e físicas do ambiente de sedimentação variarem tanto temporal quanto espacialmente, as modificações na qualidade e quantidade da matéria orgânica refletem-se nas seções estratigráficas em suas extensões vertical e lateral.

As variações na composição química da matéria orgânica contida nos sedimentos podem ser reflexo de sua origem diferente ou de reações diagenéticas que ocorrem durante ou após a deposição dos sedimentos.

Em função da baixa quantidade e qualidade de matéria orgânica presente nos sedimentos arenosos da Fm. Maecuru, os dados geoquímicos referentes a esta unidade estratigráfica são raros. Apenas a Fm. Ererê, mais argilosa, foi alvo de algumas análises (Petrobras/Cenpes) para estudos regionais da Bacia do Amazonas. Em particular, análises de Carbono Orgânico Total e de Pirólise foram efetuadas, a pedido do autor, para esta dissertação, em alguns poços previamente selecionados.

O conteúdo de matéria orgânica residual nos sedimentos (medido pelo C.O.T. = carbono orgânico total) serviu para caracterizar o máximo de inundação marinha (SIM = superfície de inundação máxima) dos vários subintervalos interpretados e estudados nesta unidade estratigráfica: essas superfícies correspondem aos valores mais elevados de C.O.T. Em paralelo, estão ainda correlacionadas aos maiores valores de I.H. (índice de Hidrogênio) que refletem a melhor preservação e a maior proporção de matéria orgânica autóctone. Servem, no âmbito da Estratigrafia de Seqüências, como superfícies cronoestratigráficas.

De acordo com o gráfico Profundidade x C.O.T. (Fig. 7.13) referente ao poço UA-1, podem ser interpretados quatro subintervalos na Fm. Ererê correlacionáveis aos subintervalos definidos através da análise espectral (vide item anterior). Os dados não puderam ser trabalhados através da análise de Fourier uma vez que as amostras não foram coletadas a intervalos constantes e, dessa forma, não se configura uma análise temporal (com o tempo aqui

relacionado à espessura de sedimentos, considerando-se uma taxa de sedimentação constante).

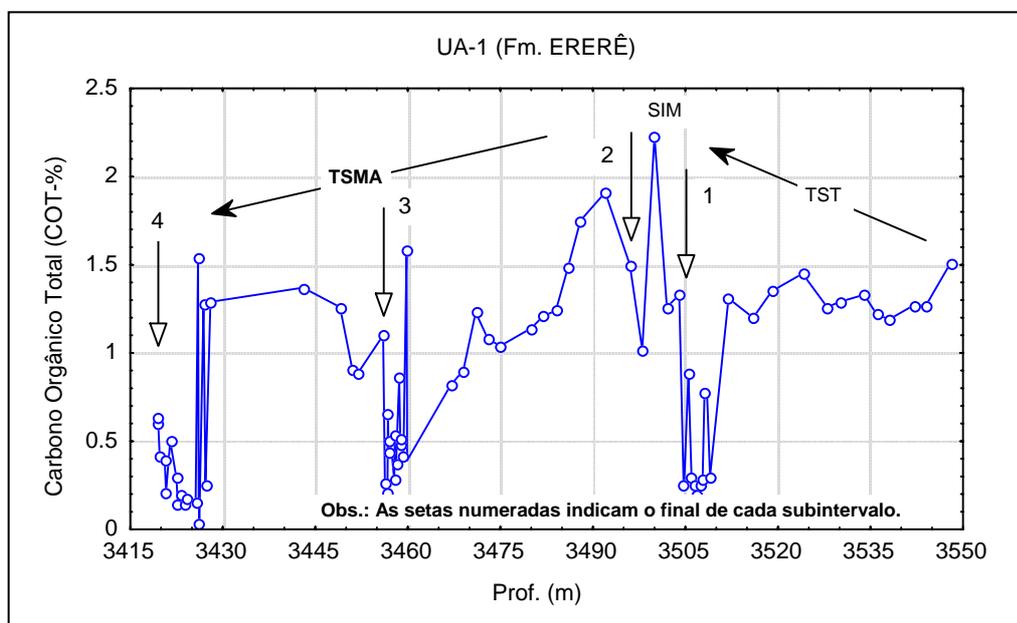


Fig. 7.13 – Profundidade *versus* Carbono Orgânico Total do poço UA-1, no intervalo correspondente à Fm. Ererê, com a definição dos tratos de sistemas transgressivo e de mar alto e a superfície de inundação máxima.

Os quatro subintervalos podem, dessa forma, ser interpretados como em conformidade com as diferentes taxas de sedimentação da unidade estratigráfica em estudo, a Fm. Ererê. O valor mais elevado de carbono orgânico total (COT) representa a superfície de inundação máxima do ciclo de 4^a ordem correspondente a essa formação (Seqüência U-3); o intervalo imediatamente abaixo representa o trato de sistemas transgressivo e o acima representa o trato de sistemas de mar alto. Os ciclos de 5^a ordem, da banda de Milankovitch, influenciados pela excentricidade curta, com cerca de 100ka de duração, cada, não são facilmente visualizados, uma vez que não existe uma razão de amostragem constante.

Os mesmos subintervalos podem ainda ser interpretados pela análise do gráfico Profundidade x Índice de Hidrogênio (fig. 7.14) que apresenta notável correlação com a análise do Carbono Orgânico Total.

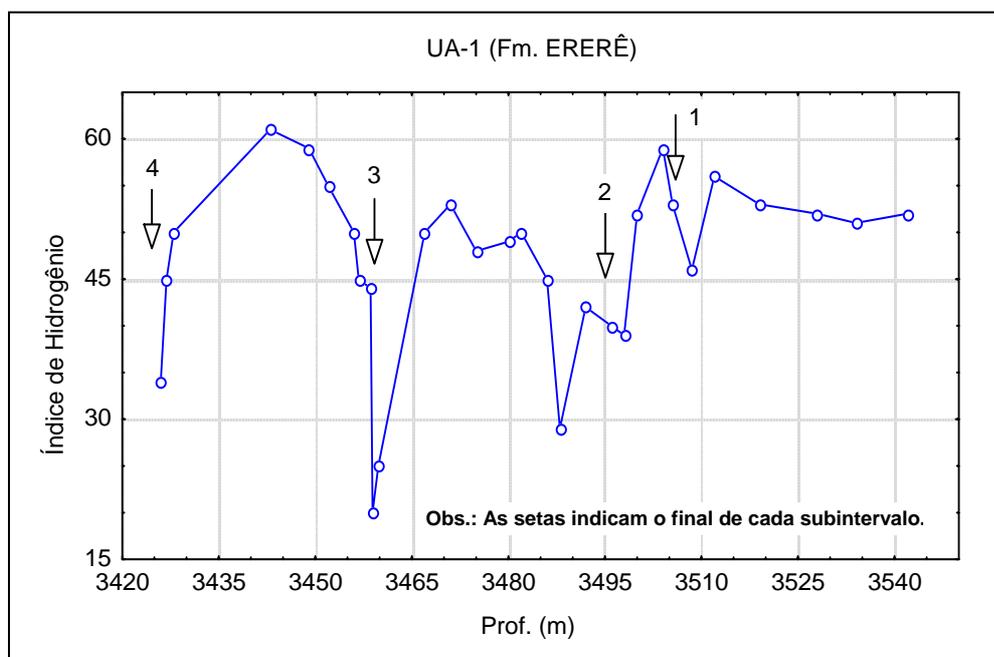


Fig. 7.14 – Profundidade *versus* Índice de Hidrogênio, do poço UA-1, no intervalo correspondente à Fm. Ererê, com a definição dos tratos de sistemas transgressivo e de mar alto e a superfície de inundação máxima. Correlacione com a figura anterior.

As análises de Carbono Orgânico Total e de Índice de Hidrogênio podem, dessa forma, ser empregadas como *ferramentas auxiliares* na interpretação de tratos de sistemas de seções estratigráficas, em conjunto com a análise de estaqueamento sedimentar dessas unidades que se sobrepõem durante sua evolução deposicional.

7.4 – A Cicloestratigrafia Climática

O autor desta dissertação cria aqui, informalmente, o termo “**cicloestratigrafia climática**” para focalizar a influência periódica ou cíclica das variações climáticas atuantes durante os tempos devonianos e que influenciaram a sedimentação essencialmente clástica da Bacia do Amazonas. Nada mais é que um outro ângulo de aplicação da cicloestratigrafia orbital porém utilizando-se dos parâmetros litológicos e conteúdo paleobiológico das seções analisadas e descritas em afloramentos e testemunhos e na concepção das idéias de localização paleogeográfica do Gondwana. Tais parâmetros foram analisados, em termos mundiais, no capítulo 5.

A cicloestratigrafia global (na concepção de Perlmutter & Matthews, 1989) é definida como o estudo dos padrões deposicionais cíclicos nos registros geológicos, produzidos pela interação de processos climáticos e tectônicos. A eustasia é considerada uma função das variáveis climática e tectônica.

A cicloestratigrafia global assume que os principais controles dos sistemas deposicionais são: (1) padrão climático global básico para um determinado intervalo de tempo; (2) mudança climática com o tempo; (3) petrologia da área fonte; (4) topografia/batimetria regional; e (5) taxas de soerguimento e subsidência.

A posição geográfica de uma bacia, durante um particular intervalo de tempo, ordena as influências climáticas na estratigrafia bacinal. As oscilações regulares e preditíveis da órbita e rotação da Terra, com períodos de aproximadamente 20-40-100 e 400ka (ciclos de Milankovitch), causam variações nos padrões climáticos entre os membros preditíveis finais e são aqui utilizadas para a concepção da **cicloestratigrafia climática**.

Várias premissas são feitas na construção do modelo para simplificar as complexas séries de processos e respostas do mundo real:

1 - mudanças climáticas induzidas por ciclos de Milankovitch são um fato;

2 - a radiação solar tem variado dentro dos mesmos limites desde (no mínimo) o Cambriano, com os ciclos orbitais ocorrendo essencialmente com as mesmas frequências e amplitudes;

3 - as oscilações de Milankovitch são simuladas pela função cosseno. A variação dos climas experimentados por uma particular região durante o curso de um ciclo é associada com a fase particular da curva. Por conveniência dividiu-se o ciclo em intervalos de 60° cada um representando um clima específico (Fig. 7.15) . A derivada do cosseno indica que a taxa de mudança climática é mínima nos dois membros finais (máximo climático: fase A; e mínimo climático: fase C) e é relativamente rápida nas fases transicionais (B1, B2, D1 E D2). Portanto, durante as fases finais a erosão e o transporte tendem a estar próximos ao equilíbrio, enquanto que nas fases transicionais as variações climáticas são mais dinâmicas, sob contínuas mudanças;

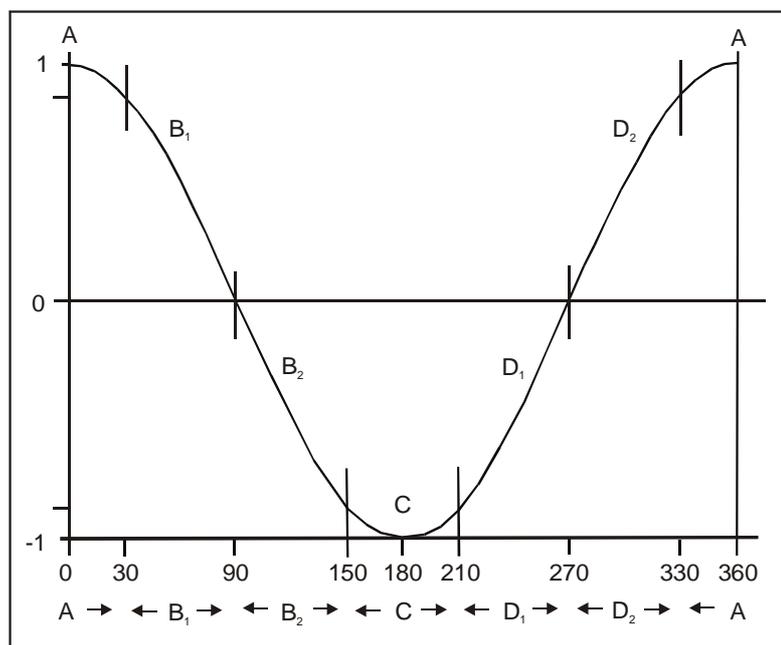


Fig. 7.15 – Ciclo idealizado de Milankovitch (função cosseno) e as fases climáticas (Perlmutter & Matthews, 1989).

4 - a interação dinâmica da atmosfera, oceano e massas continentais não mudou consideravelmente desde o Cambriano;

5 - os efeitos climáticos nos tipos de rochas são os principais agentes nas propriedades texturais dos sedimentos;

6 - os efeitos de ação restrita de eventos de falhamentos dentro de uma bacia causam variação lateral dos ambientes deposicionais;

7 - os efeitos fortes de tectônica numa bacia são capazes de criar novos sítios ou ambientes deposicionais. O balanço entre subsidência e taxa de sedimentação determina se drenagens internas ou externas são desenvolvidas;

8 - a produção de sedimentos é determinada pela natureza da área fonte;

9 - a produção de sedimentos é mais alta em climas temperado-úmido e temperado-sub-úmido. A produção decresce na direção dos climas polares, árido e tropical muito úmido;

10 - a habilidade para o transporte de sedimentos para uma bacia está diretamente relacionada com as águas de escoamento (*runoff*), a cobertura vegetal e a sazonalidade da precipitação. O transporte sedimentar é grande nos climas tropical-seco, mediterrâneo e associado com monções;

11 - a fração grossa (areia ou maior) da produção total dos sedimentos é estimada pelo balanço entre o intemperismo químico e físico. É esperado ser mínimo sob condição tropical/muito úmida, onde o intemperismo químico é dominante e o material grosso é derivado de componentes do quartzo estável. Onde o intemperismo físico prevalece há maior quantidade de fração grossa;

12 - o modelo não reparte diretamente com a histórica escala de tempo dos eventos de avulsão, migração de ambientes deposicionais ou inundações individuais;

13 - os efeitos de compactação no espaço de acomodação são assumidos relativamente constantes e subjugados por outros efeitos.

As oscilações da banda de freqüência de Milankovitch ocorrem com períodos de 20-40-100 e 400ka. As diferentes freqüências causam amplitudes que interferem construtiva ou destrutivamente, criando pulsos que aumentam ou diminuem os efeitos climáticos. A progressão climática causada pelos ciclos de Milankovitch controlam diretamente o influxo sedimentar e a distribuição dos sedimentos dentro da bacia.

A circulação atmosférica da Terra, do Equador ao Pólo, é tipicamente simplificada em três células: Hadley, Ferrel e Polar, compondo a chamada Circulação Hadley (Hanwell, 1980, apud Perlmutter & Matthews, 1989). Temperatura e umidade estão relacionadas com a circulação dessas células (Fig. 7.16). As temperaturas geralmente decrescem do Equador aos pólos e, por conveniência, relacionou-se as temperaturas com as células: Hadley: tropical; Ferrel: temperada; Polar: polar. A umidade, entretanto, é a manifestação da posição dentro de cada célula individual: condição úmida geralmente ocorre próximo dos ramos ascendentes das células e decresce a um mínimo (condições áridas) próximo dos ramos descendentes.

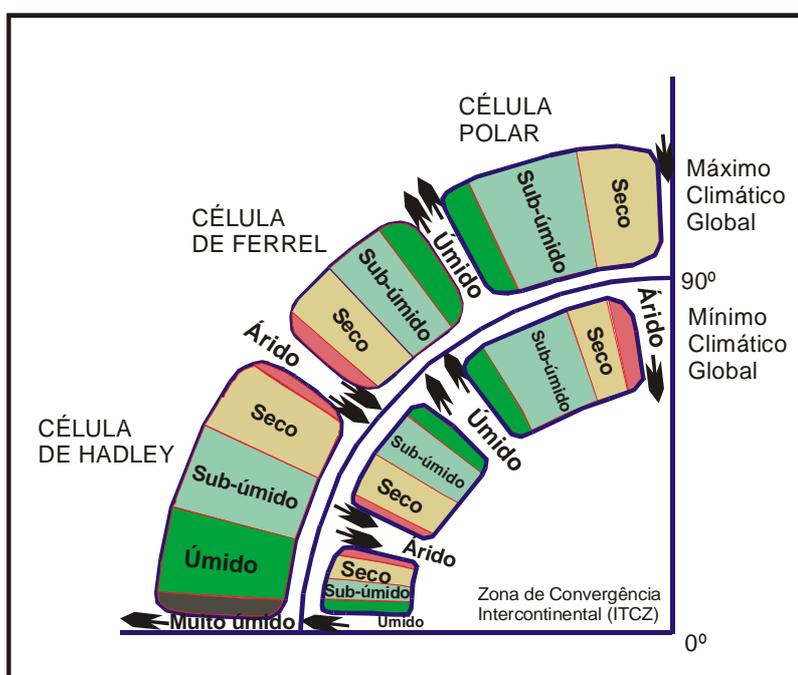


Fig. 7.16 – Células de circulação atmosférica (Perlmutter & Mathews, 1989).

Um ciclo climático completo corresponde a fases de máximo e mínimo climático com suas fases intermediárias próprias, conforme pode ser visto na figura 7.17. Naturalmente esses ciclos podem ser de várias ordens de grandeza ou duração, mas no contexto ora focado esses ciclos são associados aos ciclos de Milankovitch (5ª ordem, neste trabalho).

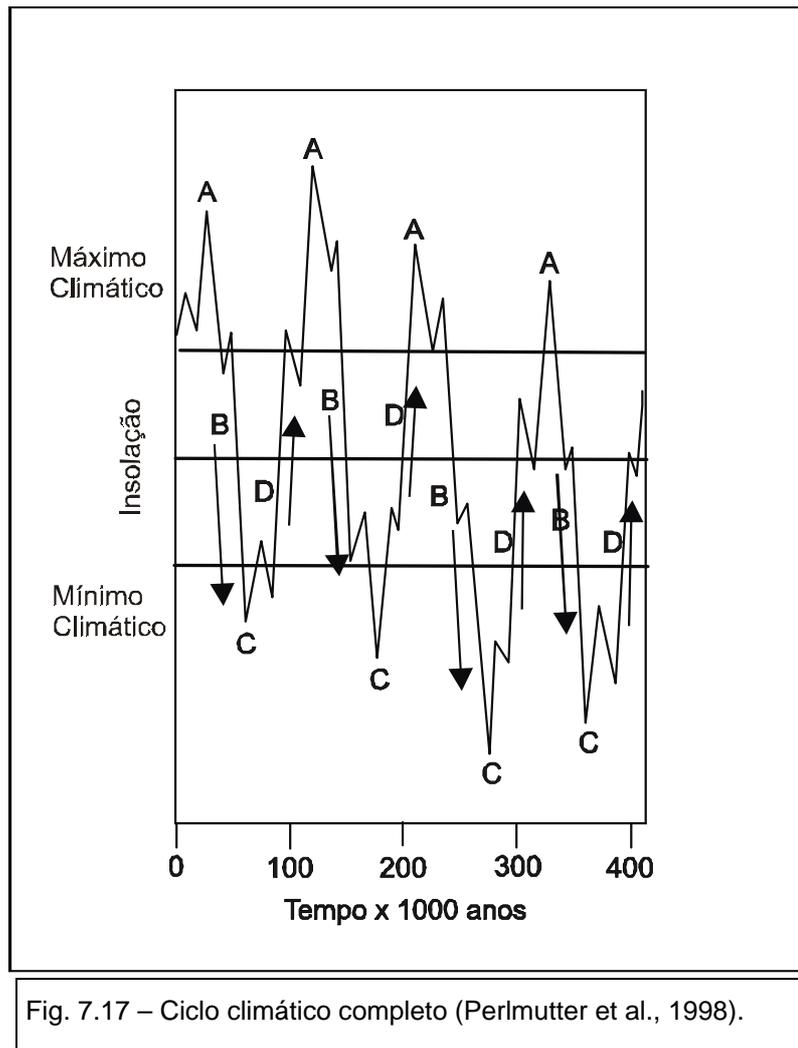


Fig. 7.17 – Ciclo climático completo (Perlmutter et al., 1998).

A idealizada variação de temperatura e umidade relativa em relação à latitude, como uma função da distribuição da Circulação de Hadley no modo climático máximo (fase A) e no mínimo (fase C), bem como a posição da Bacia do Amazonas no Devoniano, são retratados na figura 7.18.

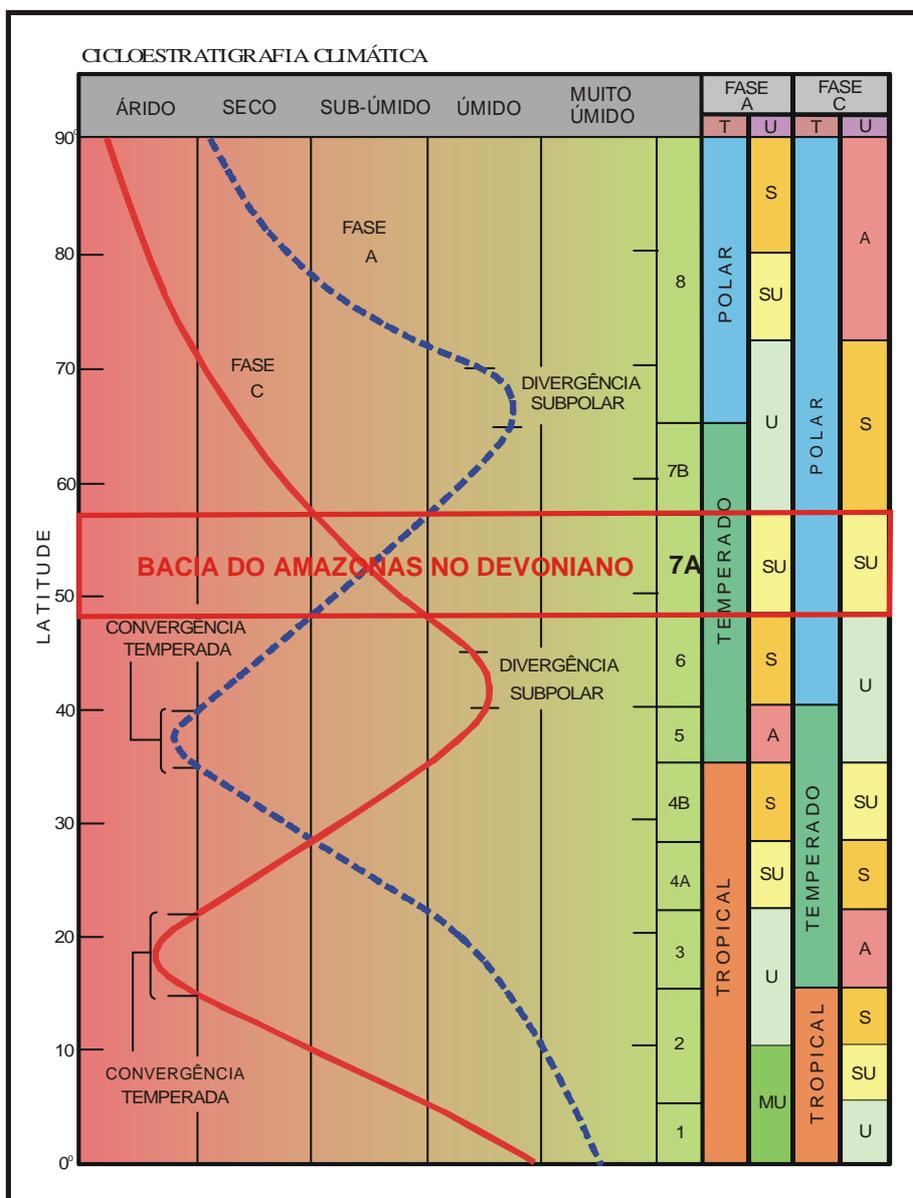


Fig. 7.18 – Variação climática enfatizando as fases climáticas máxima e mínima. Notar a variação de temperado a polar e a baixa variação da umidade do cinturão 7 a (modif. de Perlmutter & Matthews, 1989). T: temperatura; U: umidade; A: árido; S: semi-árido; SU: sub-úmido; U: úmido; MU: muito úmido. Linha tracejada (azul): fase de máximo climático; Linha contínua (vermelha): fase de mínimo climático.

Essas mudanças climáticas têm sido utilizadas para delinear dez (10) cinturões latitudinais cicloestratigráficos (Perlmutter & Matthews, 1989), com base nas variações climáticas recentes, que foram extrapolados para o tempo

devoniano, pelo autor desta dissertação, e que podem ser visualizados na figura 7.19.

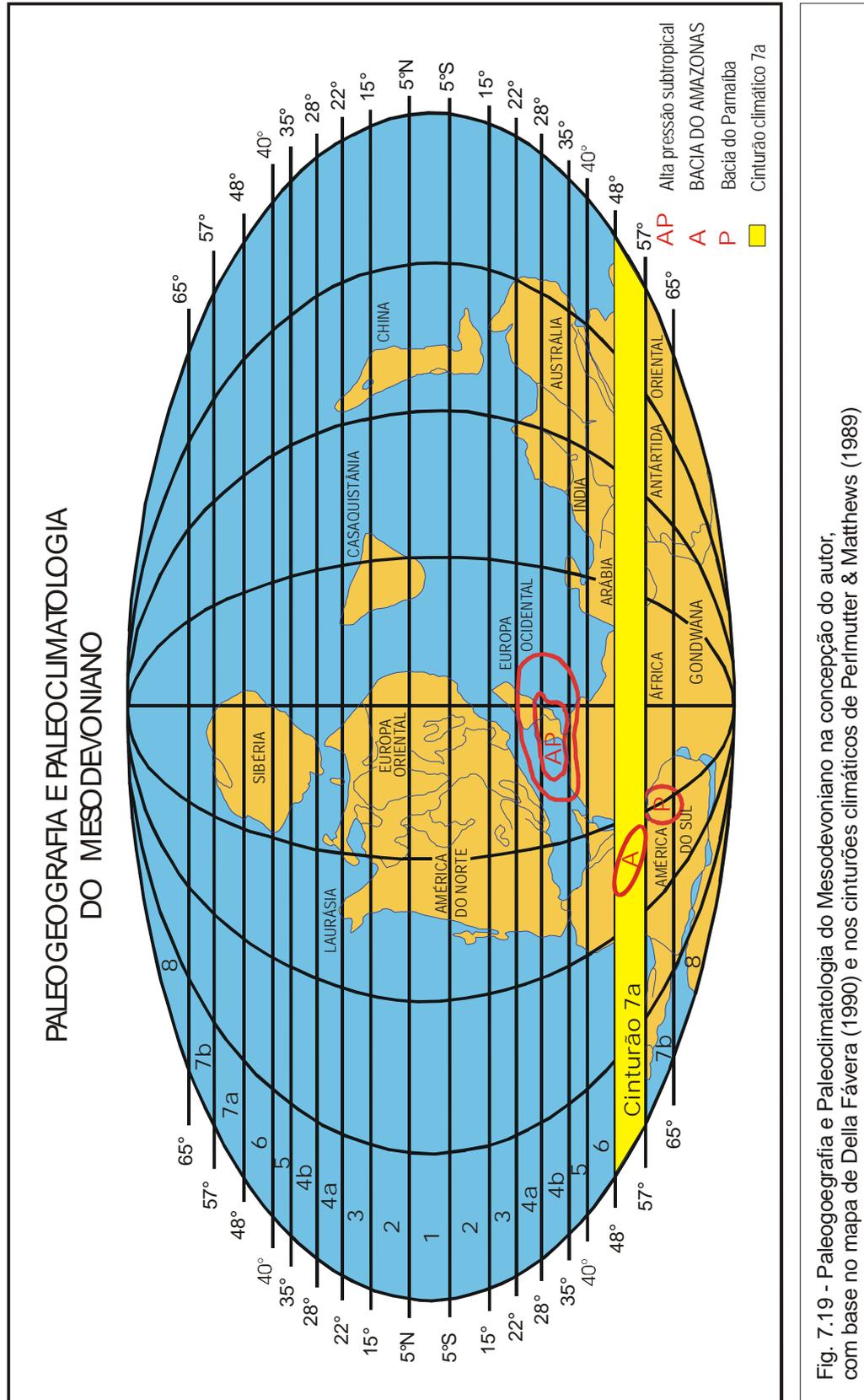


Fig. 7.19 - Paleogeografia e Paleoclimatologia do Mesozoico na concepção do autor, com base no mapa de Della Fávera (1990) e nos cinturões climáticos de Perlmutter & Matthews (1989)

Um cinturão cicloestratigráfico é definido como uma região da superfície terrestre que está sujeita a mudanças climáticas similares durante uma interferência construtiva das quatro oscilações dominantes de Milankovitch. Portanto, representa uma estimativa dos climas dos membros finais (máximo e mínimo) de uma localidade em particular e para um intervalo de tempo arbitrário a variação dos climas pode estar contida dentro desses membros finais (extremos).

A seqüência climática idealizada representada por um cinturão cicloestratigráfico ocasionalmente pode ser modificada por conta de efeitos de circulação de monções, anti-ciclones de média latitude, correntes oceânicas e elevações. Esses efeitos podem mudar, intensificar ou diminuir durante um ciclo de Milankovitch e podem ser pouco pronunciado entre os modos climáticos máximo e mínimo.

A criação ou construção de cinturões para o passado geológico com as diferentes distribuição continental, nível do mar e cinturões orogênicos é acompanhada pela derivada dos padrões de circulação atmosférica para condições climáticas máxima e mínima. Esta informação é simplificada dentro do padrão de circulação de Hadley idealizado. Cinturões cicloestratigráficos são então posicionados para refletir regiões da superfície terrestre que poderiam estar influenciadas pela mesma variação climática. Os climas intermediários (transicionais) são interpolados das condições de máximo e mínimo climático. Padrões de circulação atmosférica e variações climáticas representados por cinturões cicloestratigráficos são espacialmente construídos pela posição geográfica através de indicadores climáticos específicos incluindo evaporitos, "red beds", fosfatos, carvões, assembléias mineralógicas, propriedades dos grãos sedimentares e seqüências deposicionais.

Ciclos de precessão, obliquidade e excentricidade, com freqüências entre 20ka e 400ka periodicamente mudam a relação entre a Terra e o Sol, alterando a distribuição anual de insolação (Milankovitch, 1941). Adicionalmente, interferências construtivas e destrutivas de ciclos orbitais primários produzem ciclos de insolação com durações variando entre 1600 a 2400ka (Matthews et al., 1997). A atmosfera acomoda essas trocas na insolação variando a posição e o

tamanho das células de circulação de Hadley, desse modo deslocando os padrões climáticos globais. Os intervalos mais quentes e mais frios são referidos como máximo climático e mínimo climático, respectivamente. Portanto, a interação dos ciclos orbitais cria um espectro repetitivo de termos climáticos curtos limitados por termos climáticos longos representados pelos membros finais máximo e mínimo.

O padrão geográfico das mudanças climáticas tem excepcional significado na influência da interpretação das seqüências de 3^a, 4^a e 5^a ordens (Matthews & Perlmutter, 1994).

Estudos realizados pelo autor, para esta dissertação, atestam que a sedimentação das unidades enfocadas estiveram submetidas aos efeitos climáticos inerentes ao cinturão 7a, definido por Perlmutter & Matthews (1989). Vale destacar que o zoneamento climático é considerado como possuindo pouca ou nenhuma variação ao longo do tempo geológico e foi utilizada a reconstituição paleogeográfica de Della Fávera (1990 modificada de Dineley 1988 e Zharkov 1988) (Fig.7.19).

Dentro do cinturão climático 7a as fases associadas aos máximos e mínimos climáticos bem como as fases intermediárias apresentam as seguintes características:

Fase A (Máximo climático - Temperado sub-úmido): o intemperismo é dominado por processos bioquímicos e físicos: os produtos finais são argilas, siltes e areias imaturas com o material grosso sendo estimado em cerca de 50% do total. O “runoff” é relativamente considerável evidenciando, juntamente com a granulometria, efetividade de transporte e de área fonte.

Fase B1 (Temperado úmido): o intemperismo passa a ser dominado por processos bioquímicos: os produtos finais passam a ser predominantemente finos. O material grosso é reduzido a 30% do total, embora haja maior aporte de sedimentos. O “runoff” é mais alto e o transporte é mais efetivo.

Fase B2 (Polar úmido): a produção de sedimentos diminui em função do decréscimo do choque térmico; o material grosso passa a 60% do total, onde as

condições físicas e químicas são mais ou menos iguais. O “runoff” é relativamente menos eficiente.

Fase C (Mínimo climático – Polar sub-úmido): a produção de sedimentos diminui; o material grosso é semelhante à fase anterior com pequeno decréscimo, passando a representar 50% do total da sedimentação. O “runoff” diminui consideravelmente reduzindo o transporte sedimentar.

Fase D1 (Polar úmido): semelhante à fase B2.

Fase D2 (Temperado úmido): semelhante à fase B1.

Essas fases, variando de um mínimo até um máximo climático e com suas fases intermediárias próprias, compreendem um ciclo de variação climática que encontra correspondência nos ciclos de Milankovitch abordados neste capítulo.

Os indicadores líticos, a paleogeografia, a paleobiota e a paleoclimatologia apontam para a consideração de que nos tempos mesodevonianos a sedimentação esteve fortemente controlada pelo clima, sob efeito das variações dos parâmetros orbitais de Milankovitch.

As variações climáticas dos demais cinturões são mostradas na tabela 7.9.

CINTURÃO CLIMÁTICO											
FASE	1	2a	2b	3	4a	4b	5	6	7a	7b	8
Máximo Climático Fase A	Tropical muito úmido	Tropical muito úmido	Tropical úmido	Tropical úmido	Tropical sub-úmido	Tropical seco	Temperado árido	Temperado seco	Temperado sub-úmido	Temperado úmido	Polar úmido
Transição Resfriamento Fase B1	Tropical muito úmido	Tropical úmido	Tropical úmido	Tropical sub-úmido	Tropical seco	Temperado árido	Temperado seco	Temperado sub-úmido	Temperado úmido	Polar úmido	Polar sub-úmido a árido
Transição Resfriamento Fase B2	Tropical úmido	Tropical sub-úmido	Tropical sub-úmido	Tropical seco	Temperado árido	Temperado seco	Temperado sub-úmido	Temperado úmido	Polar úmido	Polar sub-úmido	Polar seco a árido
Mínimo Climático Fase C	Tropical úmido	Tropical sub-úmido	Tropical seco	Temperado árido	Temperado seco	Temperado sub-úmido	Temperado úmido	Polar úmido	Polar sub-úmido	Polar seco	Polar árido
Transição Aquecimento Fase D1	Tropical úmido	Tropical sub-úmido	Tropical sub-úmido	Tropical seco	Temperado árido	Temperado seco	Temperado sub-úmido	Temperado úmido	Polar úmido	Polar sub-úmido	Polar seco a árido
Transição Aquecimento Fase D2	Tropical muito úmido	Tropical úmido	Tropical úmido	Tropical sub-úmido	Tropical seco	Temperado árido	Temperado seco	Temperado sub-úmido	Temperado úmido	Polar úmido	Polar sub-úmido a árido

Tab. 7.9 – Resumo das variações climáticas de acordo com os cinturões latitudinais. Destaque para o cinturão 7 a, onde se situava a Bacia do Amazonas durante o Mesodevônico (modif. de Permuter et al., 1998).

Cap. 8 – ARCABOUÇO CRONOESTRATIGRÁFICO PARA O EO-MESODEVONIANO DA BACIA DO AMAZONAS COM BASE NA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

8.1 - Generalidades

Pouco mais de um século de investigações na Bacia do Amazonas foi capaz de produzir um arcabouço estratigráfico razoável, se considerarmos seus aspectos litoestratigráficos. Com relação aos seus limites cronoestratigráficos, entretanto, ainda carece de estudos mais aprofundados.

A utilização das teorias da moderna Estratigrafia de Seqüências pela comunidade geocientífica ainda não foi desenvolvida amplamente na bacia. Vale destacar o trabalho pioneiro de Della Fávera (*in*: Miura et al., 1983) em que foi enfatizada a utilização das seqüências relacionadas à variação do onlap costeiro como preconizado por Vail et al. (1977). Mais recentemente Silva (1996), em tese de doutoramento, enfatizou o estudo das ciclicidades do Pensilvaniano da bacia.

O registro paleozóico total da Bacia do Amazonas inclui estratos que se distribuem temporariamente do Neo-Ordoviciano (+- 450Ma) ao Neopermiano (+- 250Ma), compondo uma unidade ou Megasseqüência de primeira ordem (**ordem I**, Vail et al., 1977) que define a entidade paleozóica da bacia. Esses sedimentos são sobrepostos por outra unidade de **ordem I** composta por sedimentos Neocretáceo-terciários. A bacia foi palco de sucessivos episódios de subsidência, no Fanerozóico, causadores da acumulação e preservação de sedimentos que edificaram sua coluna estratigráfica.

A Seqüência Paleozóica de **ordem I**, totalizando um intervalo temporal de cerca de 200 milhões de anos, não é representada por um registro deposicional contínuo pois engloba múltiplas condições tectono-sedimentares; desse modo, pode ser subdividida em um conjunto de três Superseqüências (ou seqüências de **ordem II** de Vail, et al., op. cit.) distribuídas de modo descontínuo entre o limite temporal correspondente à base e ao topo da unidade de ordem I. Essas

unidades, de ordem II, apresentam-se como pacotes rochosos separados por discordâncias regionais e constituem-se nas verdadeiras Seqüências de Sloss (1963), ou “Sintemas” de Chang (1975) relacionadas, cada uma delas, a diferentes condições tectono-sedimentares, registradas sob a forma de “ciclos” de sedimentação. Essas unidades de ordem II constituem os ciclos de maior amplitude espacial e temporal do arcabouço tectono-estratigráfico da bacia que podem ser atribuídos a uma evolução contínua, compreendendo contextos deposicionais geneticamente relacionados.

O reconhecimento pioneiro deste arcabouço deveu-se a vários estudiosos da bacia, dentre eles citamos Derby (1878), Katzer (1903), Carvalho (1926), Moura (1938), Mendes (1957), Ludwig (1964) e Lange (1967) todos *apud* Backheuser (1988) que estabeleceram um bom controle da seção pré-Pensilvaniana; Daemon e Contreiras (1971) que estenderam o controle para o Paleozóico Superior e ao Mesozóico, Caputo (1984) que estabeleceu um arcabouço stratigráfico para a Bacia do Amazonas constituído por quatro seqüências: Siluriana, Devoniana, Permocarbonífera e Cretáceo-Terciária; Cunha et al., (1994), reestudando a bacia, definiram a atual Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas e redefiniram as seqüências como: Ordoviciano-devoniana, Devoniano-carbonífera, Permocarbonífera e Cretáceo-Terciária (Tab. 8.1).

8.2 – Hierarquia das unidades stratigráficas da seção estudada

Neste trabalho, considera-se, com modificações, a última Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas, de autoria de Cunha et al., (1994). O arcabouço alostratigráfico aqui analisado e proposto, corresponde, litoestratigraficamente, ao Grupo Urupadi, constituído pelas formações Maecuru (membros Jatapu e Lontra) e Ererê. Essas unidades litoestratigráficas juntamente com a Formação Barreirinha compõem uma Seqüência de **ordem III**, o que está de acordo com a concepção de Della Fávera (in: Miura et al., 1983) que as considerou como fazendo parte da subseqüência-1 (de ordem III) da então considerada Seqüência Devoniano-mississippiana (de ordem II), baseado na variação do onlap costeiro de Vail et al., (1977) (Fig. 8.1).

O Grupo Urupadi e a porção basal do Grupo Curuá (Formação Barreirinha) sobrejacente formam, em conjunto, uma seqüência de ordem III, dentro da Seqüência Devoniano-carbonífera (de ordem II) de Cunha et al., (1994). O Grupo Urupadi (porção basal da seqüência) é aqui revisto e considerado como constituído por três unidades ou seqüências de **ordem IV**, definidos informalmente como **Seqüência U-1, Seqüência U-2 e Seqüência U-3 (Urupadi-1, Urupadi-2 e Urupadi-3)** (Fig. 8.2 e 8.3).

De acordo com as premissas da Estratigrafia de Seqüências e das técnicas desenvolvidas neste capítulo foi possível subdividir o Grupo Urupadi nas três seqüências definidas acima, seqüências estas que guardam relação com os membros Jatapu e Lontra da Formação Maecuru e com a Formação Ererê (unidades litoestratigráficas).

Ciclos menores (de **ordem V**) foram definidos a partir de estudos estatísticos através de análise temporal (série de Fourier), utilizando-se dos perfis de raios gama de diversos poços perfurados pela Petrobras, localizados em diferentes posições estruturais no contexto de bacia. Tal análise é bem documentada nos itens 7.2.6 e 7.2.7 (capítulo anterior).

Cada seqüência de **ordem IV**, aqui definidas informalmente como Seq.U-1, Seq.U-2 e Seq.U-3 (Urupadi-1, Urupadi-2 e Urupadi-3) é composta por um **trato de sistemas de mar baixo(?) / transgressivo** e um **trato de sistemas de mar alto**, sendo bem individualizadas as *superfícies de inundação máxima*, definidas pelos folhelhos possuidores de elevados teores de matéria orgânica (COT) e corroborados pelos altos valores registrados pelas curvas dos perfis de raios gama (figuras 8.2 e 8.3), bem como os *limites de seqüências*. O *trato de sistemas de mar baixo* é de difícil interpretação, tendo apenas sido aventada a sua ocorrência na área dos afloramentos devonianos da borda sul da bacia, onde existe a possibilidade da presença de fácies de alta energia (fluviais ?) relacionadas a possíveis vales incisos em períodos de regressões forçadas. Tais depósitos podem estar ligados ainda a “lag” transgressivo (Fotos 8.1 e 8.2).

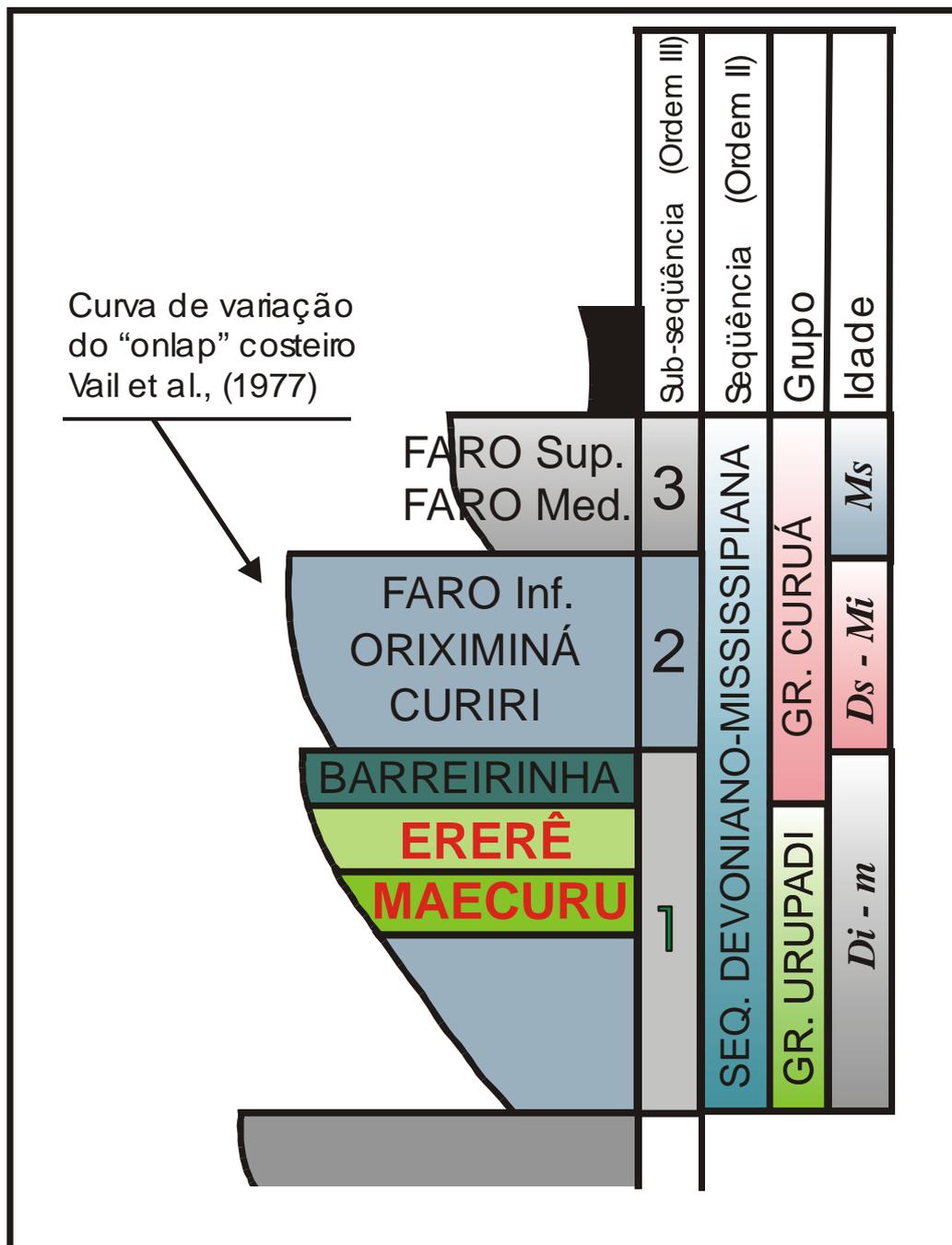


Fig. 8.1 – Seqüências e subseqüências de Della Fávera (in: Miura et al., 1983) para o Devoniano-Mississipiano da Bacia do Amazonas.

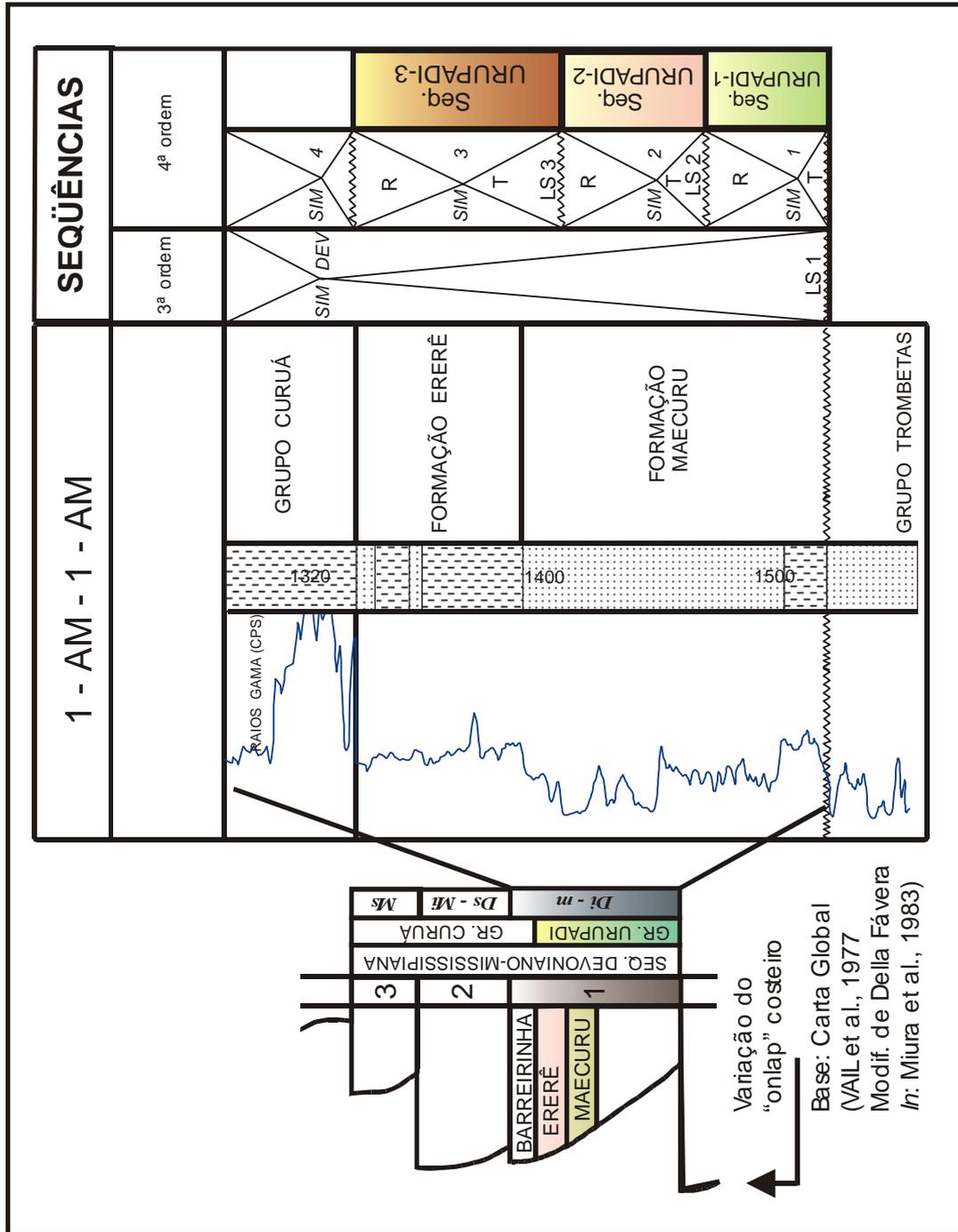


Fig. 8.2 – Definição da hierarquia das Seqüências Estratigráficas utilizadas neste trabalho.

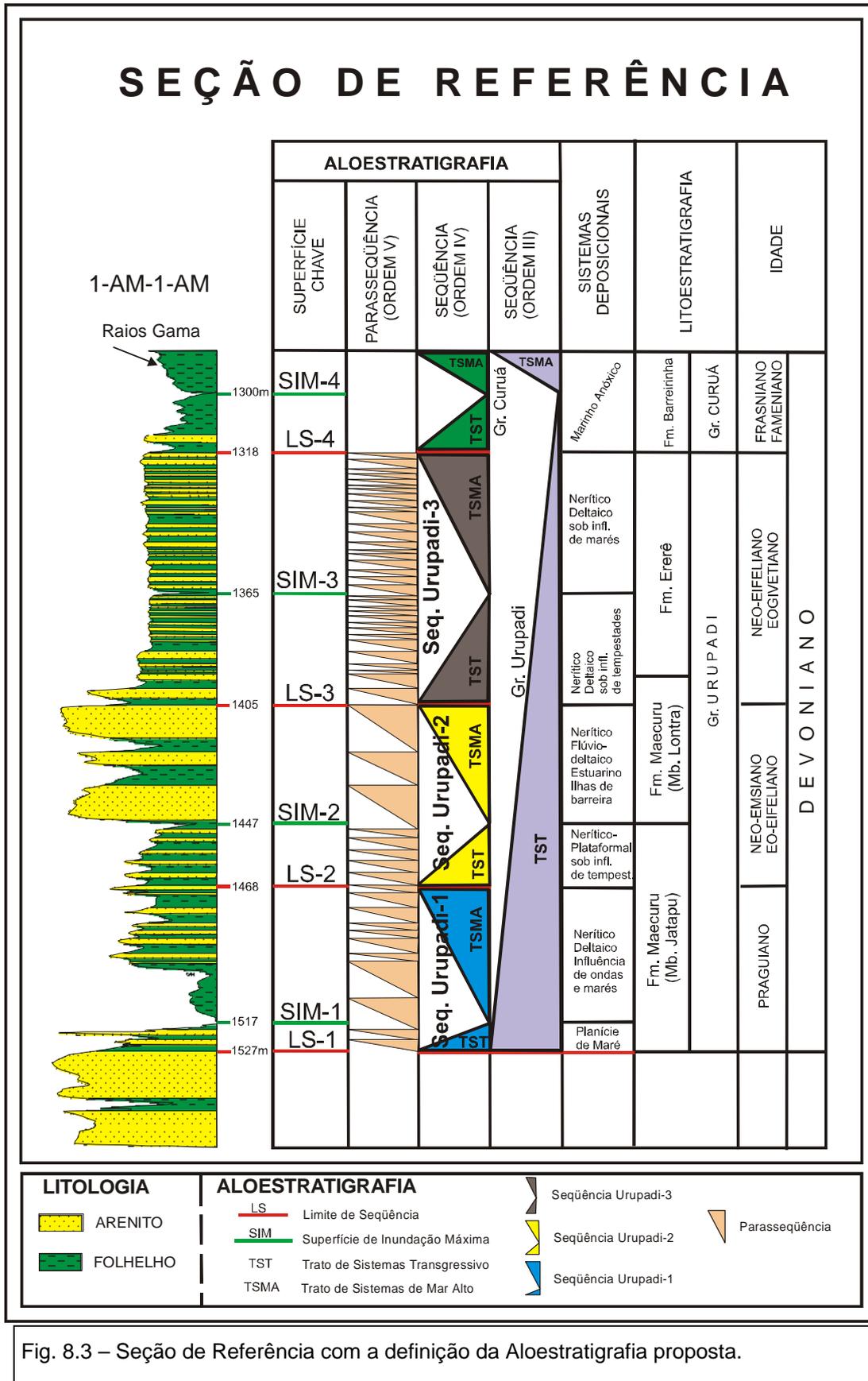


Fig. 8.3 – Seção de Referência com a definição da Aloestratigrafia proposta.

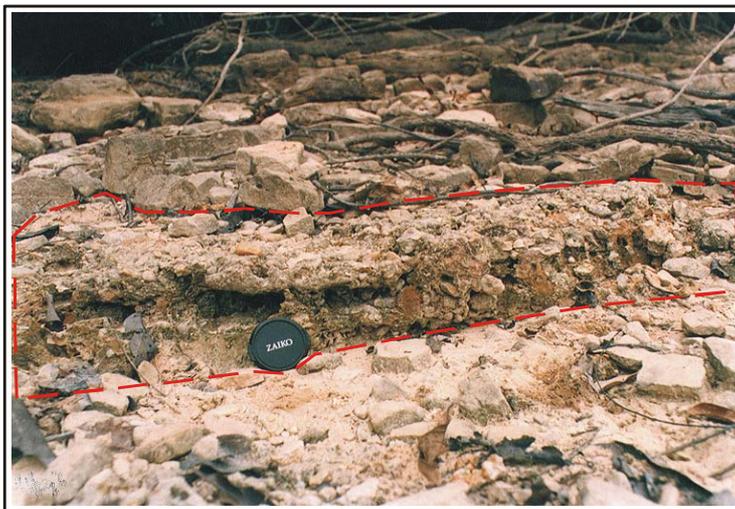


Foto 8.1 – Nível de conglomerado fluvial (?) ou de “lag” transgressivo (vista em corte).



Foto 8.2 – Nível de conglomerado fluvial (?) ou de “lag” transgressivo (vista em planta)

Fotos 8.1 e 8.2 – Possível limite de seqüência observado no afloramento da localidade de Vila Braga, município de Itaituba-PA, às margens do Rio Tapajós, onde é observada fácies de alta energia (fluvial ?) relacionada a “vales incisos” associados a rebaixamento do nível do mar, ou ainda relacionada a “lag” transgressivo. Sedimentos da Fm. Ererê (Seq. U-3) cortando sedimentos da Fm. Maecuru (Mb. Lontra – Seq. U-2): Foto 8.1) vista em corte; Foto 8.2) vista em planta.

As seqüências U-1, U-2 e U-3 são constituídas por ciclos transgressivo-regressivos assimétricos, com o registro da porção regressiva bem desenvolvida, e bem marcada, através de perfis. Essas seqüências têm duração de cerca de 3,5Ma, 2,5Ma e 3,5Ma, respectivamente. As discordâncias entre as seqüências estão de acordo com as possibilidades aventadas pelos dados palinológicos (Melo et al., 1996 a) (ver figura 8.4), que não possuem precisão suficiente entre as biozonas para tal definição (a precisão temporal se encontra além de 1Ma).

ESTÁGIOS (1)	GEOCRONOLOGIA (M.a.)	BIOESTRATIGRAFIA		LITO-ESTRATIGRAFIA	ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS	
		ZONEAMENTO PADRÃO DE CONODONTES (2)	PALINO-ZONAS			
			EUROPA OCIDENTAL (3)			PETROBRAS (4)
Fameniano	363	Praesulcata	LN LE	VII + VIII	Fm. Orximiná Inf. + Fm. Cutiri sup.	
		Expansa	LV/LL			
		Postera	VH VCo		Fm. Cutiri inf. + Fm. Barreirinha sup.	
		Tachytera				
		Marginifera	GF			
		Romboidea	GH ? "V"	VI	Gr. CURIA Fm. Barreirinha inf. (FH radioativo)	Interzona pobre em miósporos
		Triangularis	"IV"			
Frasiano	373	Linguiformis				
		Rhenana				
		Jameiaie	BM / BJ		Intervalo Zonal BJ - "IV"	
		Hassi				
Givetiano	378	Punctata				
		Translans				
		Falsiovalis				
		Disparilis	TCo			
Givetiano		Her-cristatus				
		Varcus	TA			
Eifeliano	381	Hemiansatus	Lem			
		Kockelianus	AD pre Lem	V	Fm. Ererê	Seqüência Uupadi - 3
		Australis				
		Costatus	Vel			
Emsiano	386	Partitus	AP pre Vel		Fm. Maecuru Mb. Lontra	Seqüência Uupadi - 2
		Partulus				
		Serotinus				
		Inversus	FD ?	IV		
		Nothoperbonus				
Pragian	390	Gronbergi	AB			
		Dehiscens				
		Rrenense	Row pre Su		Fm. Maecuru Mb. Jatapu	Seqüência Uupadi - 1
		Kindlei				
Lochkoviano	396	Sulcatus	BZ			
		Pesavis				
		Delta	MN	III	Fm. Manacapuru (parte superior)	
	409	Wbschimidti - postwoschimidti			Gr. Tombetas	

Fig. 8.4 – Zoneamento palinológico da seção estudada, de acordo com Melo et al. (1996a) e o enquadramento da seção estudada em seqüências, interpretadas nesta dissertação.

Das características internas das seções sedimentares a estratificação é a que melhor reflete os processos periódicos e episódicos que controlaram a sedimentação. No intervalo estudado, as estratificações exibem um padrão distinto de ritmicidade com uma fácil identificação de repetições de grandes unidades que são consideradas como ciclos deposicionais (no caso, seqüências de ordem IV). A nível de repetição de camadas é visível a alternância de camadas num estaqueamento vertical (em ordem V, na freqüência da banda de Milankovitch).

Com relação à definição de sucessões periódicas ou episódicas (rítmicas ou cíclicas) não há concordância geral entre os estudiosos do tema. Isto devido ao fato de que tanto ritmo quanto ciclo podem ser gerados por processos completamente diferentes e que o tempo envolvido para a deposição do ciclo ou ritmo pode envolver intervalos de tempo muito variados. Para Moore (1948, *apud* Silva, 1996), tanto a ciclicidade quanto a ritmicidade são constituídas por quatro fases sucessivas: *mínimo*, *elevação*, *máximo* e *descida*, em que a regularidade do tempo de recorrência constitui o ritmo. Segundo este autor, o tempo envolvido na deposição de um “bundle” ou “couplet” é o definidor da natureza cíclica ou rítmica da sedimentação; assim, um varve registra uma sedimentação tanto rítmica quanto cíclica, enquanto que a alternância de depósitos glaciais e interglaciais são ciclos por não envolverem uma regularidade de tempo de duração.

Vail et al. (1977) e Haq et al. (1987) propõem a subdivisão das seqüências deposicionais em ciclos definidos por intervalos de tempo, sendo então estabelecidas ordens de ciclicidade eustáticas e estratigráficas. O fato mais importante na classificação de Vail et al. (1977) é o resgate da conotação cronoestratigráfica das seqüências deposicionais definidas por Sloss (1963). O caráter temporal e cíclico das sucessões estratigráficas é bem claro na definição de Van Wagoner et al. (1988) para a Estratigrafia de Seqüências: “Estudo das relações de rochas dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos repetitivos e geneticamente relacionados, limitados por superfícies de erosão ou não deposição, ou por suas conformidades correlativas”.

As ordens hierárquicas envolvem ciclos de primeira a sexta ordens. Na Tabela 8.2 são mostradas, utilizando-se da terminologia da Estratigrafia de Seqüências, as organizações das ordens estratigráficas a partir de uma síntese de vários autores.

Terminologia da Estrat. De Seq.	Ciclos eustáticos	Vail et al. (1977)	Goldhammer et al. (1994)	Silva (1996)	Milani (1997)	<u>Este trabalho</u>
Megasseqüência	1ª ordem	> 50 Ma	> 100 Ma		> 300 Ma	> 100 Ma
Superseqüência	2ª ordem	3 – 50 Ma	10 – 100 Ma		20 – 60 Ma	25 – 100 Ma
Seqüência	3ª ordem	0,5 – 3 Ma	1 – 10 Ma	1 – 10 Ma	< 10 Ma	5 – 25 Ma
Ciclo	4ª ordem	0,08 – 0,5 Ma	0,1 – 1 Ma	0,5 – 1 Ma		0,5 – 5 Ma
Parasseqüência	5ª ordem	0,03 – 0,08 Ma	0,01 – 0,1 Ma	0,01 – 0,5		0,01 – 0,5 Ma
	6ª ordem	0,01 – 0,03 Ma				

Tab. 8.2 – Terminologia e duração dos ciclos estratigráficos segundo vários autores e a utilizada nesta dissertação.

O estabelecimento de **limites rígidos** de tempo para os ciclos estratigráficos levam, na maioria das vezes, a um **enquadramento forçado** dos dados que normalmente **não são coerentes** com o quadro estratigráfico apresentado para determinada área deposicional. **Este parece ser o caso das nossas bacias interiores** onde os limites temporais que melhor se ajustam aos dados são diferentes das propostas dos autores estrangeiros; Silva (1996), em sua tese de doutoramento, estabeleceu a duração diferente aos ciclos pensilvanianos da Bacia do Amazonas e Milani (1997) considerou uma hierarquia dos ciclos “inerente à própria Bacia do Paraná” na sua tese de doutoramento. Neste trabalho, os dados se enquadram também em uma ciclicidade própria, diferente, ou inerente aos controles geológicos da Sinéclise do Amazonas no Devoniano, o que pode ser visto na tabela acima.

Einsele et al. (1991) propõem, baseados na espessura das camadas e no tamanho dos ciclos sedimentares, que os sedimentos cíclicos e rítmicos sejam agrupados em quatro grupos: (1) laminação, em escala de varve; (2) ritmos e ciclos em escala de camada; (3) ciclos sedimentares em escala de campo (inclui os ciclos de 3ª e 4ª ordens e as parasseqüências) e (4) seqüências cíclicas de macro-escala (que incluem os superciclos e megaciclos de Vail et al., (1977) e Haq et al., (1987) (Fig. 8.5).

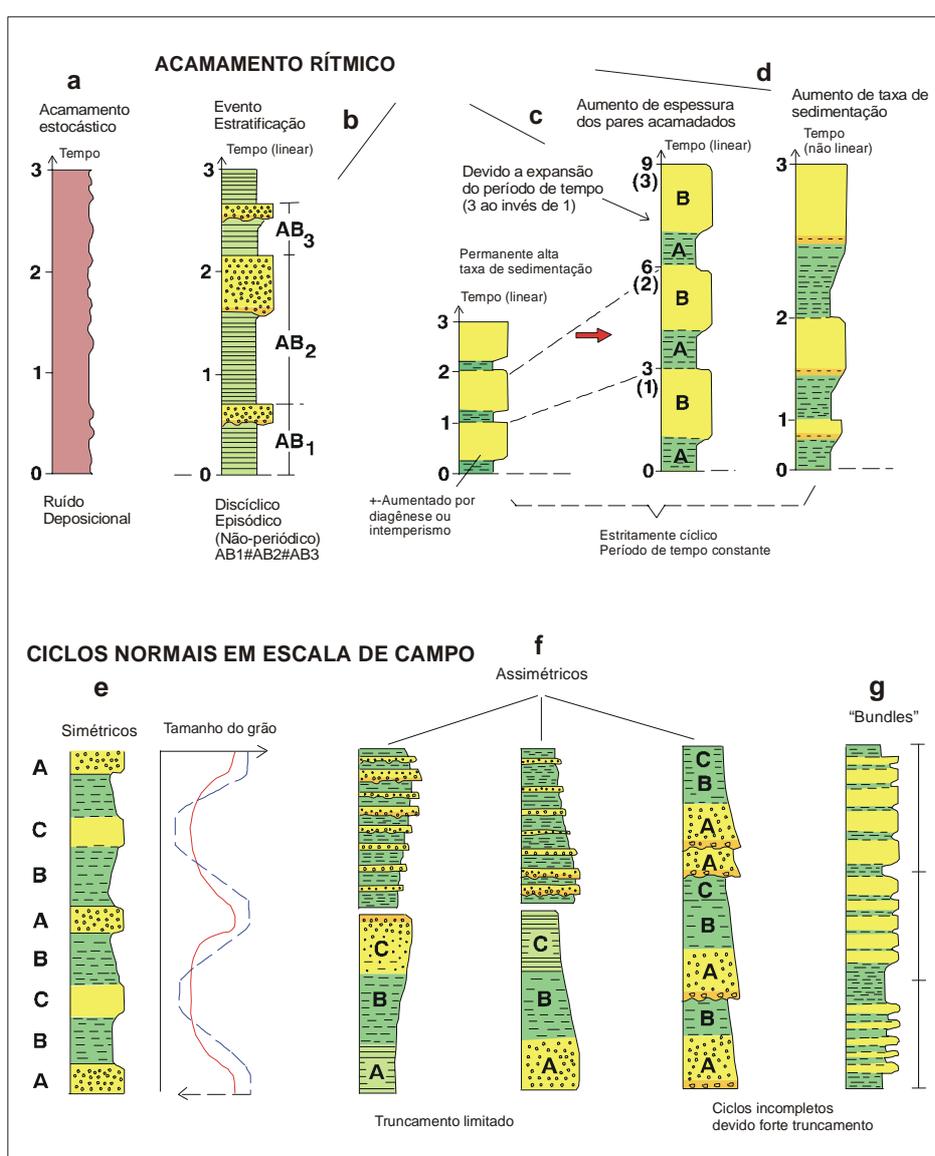


Fig. 8.5 – Acamamento estocástico (a) e seqüências rítmicas (b até d) e cíclicas (e até g) em diversas ordens de magnitude de espessura, tempo e origens (Einsele et al., 1991).

Segundo a proposição de Einsele et al. (1991), as superfícies deposicionais e a espessura dos ciclos podem ser utilizadas como critérios básicos para a subdivisão da coluna sedimentar de determinada área deposicional. Estas superfícies permitiram o fatiamento da seção em várias classes hierárquicas e podem ser agrupadas nas seguintes ordens:

(a) *superfícies de primeira ordem*: correspondem às discordâncias regionais ou inter-regionais, relacionadas a grandes eventos tectônicos. Limitam a maior ordem estratigráfica. Na Bacia do Amazonas corresponde a toda a sedimentação paleozóica (ciclo estratigráfico de ordem I). A superfície basal deste ciclo está relacionada à Orogenia Taconiana (Ordoviciano) e a do topo se relaciona à Orogenia Tardi-herciniana, ou Gonduanide (Permotriássico), segundo Cunha et al., (1994).

(b) *superfícies de segunda ordem*: correspondem às discordâncias que limitam grandes ciclos deposicionais transgressivo-regressivos. Estas superfícies delimitam as Seqüências de Sloss (1963), sendo também correspondentes a eventos orogênicos de escala global. Neste estudo as duas superfícies de 2ª ordem são as que limitam a base da Formação Maecuru (Mb. Jatapu) e o topo da Formação Faro (Seqüência Mesodevoniano/Eocarbonífera de Cunha et al., 1994).

(c) *superfícies de terceira ordem*: são superfícies de correlação regional que limitam conjunto de ciclos geneticamente relacionados. São duas superfícies que marcam importantes mudanças no arranjo interno dos ciclos (variação na espessura, composição litológica, mudança na fauna, etc.). Na Seqüência Mesodevoniana/Eocarbonífera essas superfícies a dividem em três intervalos bem definidos (os que englobam as formações Maecuru, Ererê e Barreirinha, ciclo basal; as formações Curiri, Oriximiná e Faro inferior, ciclo mediano; a Formação Faro média e superior, ciclo do topo) (Fig. 8.1).

(d) *superfícies de quarta ordem*: são superfícies definidas pelo padrão de empilhamento dos ciclos menores, resultado da subdivisão dos ciclos de 3ª ordem. Os ciclos de 4ª ordem têm mais alta freqüência e constituem-se em intervalos de menor espessura. Dois padrões de empilhamento são comuns: (1) ciclos de alta freqüência que espessam para o topo e (2) ciclos de alta freqüência

que adelgaçam para o topo. Neste trabalho foram definidos três ciclos de 4ª ordem (Seq. U-1, U-2 e U-3) separados por superfícies de 4ª ordem (Fig. 8.2).

(e) *superfícies de quinta ordem*: são superfícies que limitam a menor unidade aloestratigráfica aqui definida: **Ciclotema** (parasseqüência ou ciclo – vide cap. 7).

Os *conjuntos de ciclotemas* (ordem V) compõem os **Mesotemas** (Ramsbottom, 1979) que representam ciclos transgressivos pulsativos (de ordem IV). Neste trabalho os Mesotemas são denominados, informalmente, Seq. U-1, Seq. U-2 e Seq. U-3. Ao conjunto de mesotemas dá-se o nome de **Sintema**, termo proposto por Chang (1975), para os ciclos de ordem III.

No nosso estudo, o Sintema (ordem III) engloba as seqüências U-1, U-2, U-3, a Formação Barreirinha, e a Formação Curiri inferior, sobrepostas (ciclos de ordem IV). Este Sintema tem como superfície basal a discordância relacionada a Orogenia Famatiniana e como topo a superfície de discordância relacionada ao grande rebaixamento eustático provocado pela fase glacial do “tempo Curiri” (deposição da unidade Curiri superior). A mais expressiva *superfície de inundação marinha* deste Sintema está representada pelos *folhelhos euxínicos, altamente radioativos, da Formação Barreirinha (SIM-4)*, considerados os melhores geradores de hidrocarbonetos da bacia.

Os vários métodos de interpretação da ciclicidade sedimentar representam somente uma maneira conveniente de descrever sucessões verticais típicas de tipos de fácies e litologias. As correlações cicloestratigráficas constituem-se em uma poderosa ferramenta para analisar o registro sedimentar, estabelecer o inter-relacionamento entre os efeitos da tectônica, eustasia e clima, assim como avaliar qual a importância relativa dessas variáveis no tempo e no espaço.

O conceito de sucessão cronológica está implícito na própria conceituação de estaqueamento do ciclo ou do conjunto de ciclos. Entretanto, o maior problema na montagem do arcabouço estratigráfico, a partir de uma avaliação estratigráfica está no estabelecimento das variações laterais ocorrentes nos ciclos fundamentais e na disposição dos tratos de sistemas em relação às

superfícies físicas básicas (superfícies transgressivas e de inundação máxima). Este tipo de variação não é contemplado em uma análise puramente cicloestratigráfica, mas pode ser avaliado através dos conceitos da moderna Estratigrafia de Seqüências.

Na Bacia do Amazonas, Silva (1996) descreveu a organização dos ciclos sedimentares pensilvanianos em um conjunto de ciclotemas (ordem V) agrupados em ciclos de ordem IV (mesotemas e megaciclotemas) e estes compoem três ciclos de ordem III (os sintemas). Nesta dissertação, descrevemos ciclotemas (*predominantemente controlados pela excentricidade curta, com duração de 100ka, cada*) que compõem em conjunto três mesotemas ou seqüências de ordem IV (U-1, U-2 e U-3, com duração de 3,5Ma, 2,5Ma e 3,5Ma, respectivamente) que, por sua vez constituem o ramo transgressivo de uma seqüência de ordem maior (ordem III) que inclui a superfície de máxima inundação marinha correspondente à porção basal e radioativa da Fm. Barreirinha e culmina com o ramo regressivo constituído pela Formação Barreirinha superior (folhelhos não radioativos) e Formação Curiri inferior (Fig. 8.2).

Os ciclos de ordem IV do Devoniano, aqui estudados, apresentam como característica principal o seu caráter assimétrico, com os sedimentos mais rasos e mais espessos posicionados no topo do ciclo, o que também foi observado nos ciclos pensilvanianos da Bacia do Amazonas por Carozzi et al., (1972) e por Sztamari et al., (1975). Esta assimetria está relacionada, segundo Crowell (1978), às fases de contração (rápida subida relativa do nível do mar) e expansão da calota polar (lenta regressão) localizada no Gondwana àquela época.

A forma assimétrica verificada no padrão de estaqueamento dos ciclos de ordem IV é considerada como reflexo da hipótese de que a fase de degelo ocorreu mais rapidamente (rápida transgressão) que o crescimento das capas de gelo (lenta regressão) (Heckel, 1986; Hays et al., 1976). Isto implica em: (1) um registro transgressivo relativamente menos espesso, (2) uma superfície de máxima inundação marinha muito próxima ou sobre a superfície transgressiva que limita a base do ciclo de ordem IV, (3) sedimentação mais rasa para o topo, definidas por sedimentos mais grossos e camadas mais espessas, ("coarsening

and thickening-upward”) e (4) possibilidade do não-registro de ciclos de mais alta frequência nas áreas plataformais (“*missed beats*”) (vide figuras 8.2, 8.3 e 6-26).

O autor apresenta uma proposta de carta estratigráfica para o Devoniano da Bacia do Amazonas que pode ser visualizada na figura 8.6.

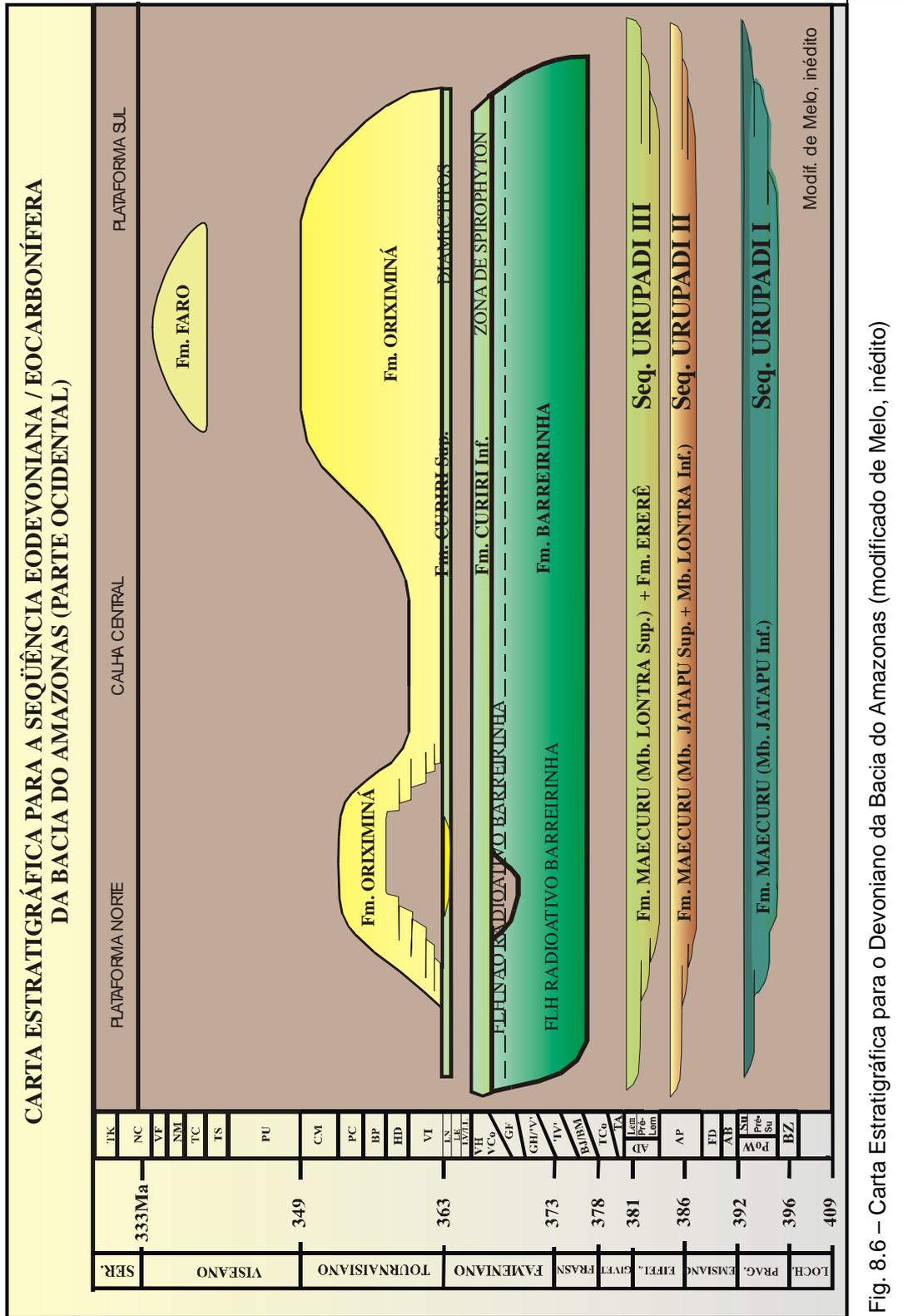


Fig. 8.6 – Carta Estratigráfica para o Devoniano da Bacia do Amazonas (modificado de Melo, inédito)

8.3 – Tectônica versus Eustasia

A controvérsia entre a origem tectônica ou eustática como mecanismo gerador dos ciclos sedimentares é ainda latente. As duas escolas apoiam-se em postulados reciprocamente excludentes: a ciclicidade sedimentar seria resultado ou de movimentação do substrato ou de oscilações eustáticas, mas nunca de ambas. Mais recentemente, Vail et al., (1991) aceitaram as críticas e os dados: sua metodologia abrangendo a Análise Tectono-Estratigráfica inclui as considerações acerca da história tectônica como um importante elemento na edificação do arcabouço estratigráfico de uma bacia. Sloss (1991), por sua vez, continua intransigente em sua posição de não-aceitação da influência eustática sobre o registro estratigráfico afirmando “não se pode fugir de um controle tectonicamente induzido”.

Os pesquisadores nacionais conjugam ou as idéias de Sloss ou as de Vail. Como exemplos, podemos citar pensamentos nitidamente contrários de estudiosos brasileiros, mesmo em bacias com histórias geológicas semelhantes: “... observa-se que o grande modelador estratigráfico é a variação do nível do mar, em termos puramente eustáticos ... Numa bacia intracratônica, a subsidência é feita em taxa extremamente lenta e regular, sem possibilidades de isoladamente promover variações na disposição do registro sedimentar. Portanto, essas variações, tão bem expressas em termos de regressão e transgressão, devem-se primariamente à oscilação eustática” (Bacia do Parnaíba, Della Fávera, 1990); “... a presença de uma tectônica inicializadora e outra finalizadora da seqüência indica que estes ciclos tectonossedimentares não decorrem de variações eustáticas” (Bacia do Paraná, Soares, 1991).

As movimentações tectônicas criadoras dos espaços deposicionais podem se processar em duas escalas de grandeza: (a) *regional*: repetidos pulsos tectônicos de subida e descida (tectônica iô-io ou tectônica reversa), com possibilidade de gerar ciclos de alta frequência em escala métrica. Os ciclos gerados sob este processo tendem a ser limitados por superfícies de exposição subaérea (caliche, evidências de diagênese meteórica no topo, ravinamento, etc.) e, a depender da relação entre a taxa de subsidência e a taxa de soerguimento,

podem não preservar as fácies de mais alta energia; (b) *local*: movimentos episódicos de falhas (“strike-slip fault mechanism”) gerando espaço por acomodação. A subsidência não uniforme criará uma típica sucessão de ciclos com raseamento para o topo que, dependendo da taxa de sedimentação e do espaço criado pela movimentação da falha, podem não ser limitados por superfícies de exposição subaérea.

Evidências de controle tectônico na sedimentação são citados como ocorrentes em toda a coluna sedimentar da Bacia do Amazonas (Cunha et al., 1994). Coutinho & Gonzaga (1994), a partir de modelagem termomecânica, consideraram que as forças tectônicas foram os principais mecanismos geradores da criação do espaço deposicional para a acomodação das seqüências sedimentares de ordem II, do Paleozóico da bacia. Segundo esses autores, a subsidência tectono-termal ocorreu em três fases (F1, F2 e F3) com uma periodicidade média de 60Ma (Fig. 2.5). Cada evento é caracterizado por uma fase rifte inicial correspondente à fase de subsidência mecânica, seguida por uma fase de resfriamento correspondente à fase de subsidência termal. No Devoniano-Eocarbonífero da Bacia do Amazonas (Fase F2) as formações Maecuru, Ererê, Barreirinha, Curiri e Oriximiná são consideradas como correspondentes à fase rifte (aproximadamente 30Ma) enquanto que a Formação Faro corresponde à fase de subsidência termal (aproximadamente 50Ma). Visto desse ângulo, o mecanismo da tectônica é bem evidente como um controlador da subsidência e sedimentação, quando a análise é efetuada a nível de ciclos de ordem II. Muito embora não haja evidências esmagadoras do controle tectônico com capacidade de gerar subsidências episódicas e deposição de ciclos sedimentares em escala métrica, é possível que existam os *fractais* dos ciclos de ordem II nos ciclos de mais alta freqüência (de ordens III, IV e V).

Carozzi et al. (1973) apontavam para a compartimentação estrutural da Bacia do Amazonas baseados em mapas morfoestruturais e sísmica de refração. Segundo esses autores os antigos lineamentos originados no Pré-Cambriano parecem ter influenciado na evolução tectono-estrutural no tempo e no espaço. A análise da clasticidade dos sedimentos realizadas pelos autores serviu para a identificação de blocos positivos (sedimentação rasa, alta energia, clásticos de

granulometria grossa) e negativos (sedimentação profunda, baixa energia, clásticos de granulometria fina). Para cada unidade estratigráfica e para cada bloco calculou-se a intensidade de suprimento a partir do mapa de clasticidade estabelecendo-se arbitrariamente pesos de 2 a 5 para as áreas ativas e peso 1 para as áreas estáveis.

Com base nesse trabalho chegou-se a conclusão que a unidade litoestratigráfica considerada como Formação Maecuru inferior (Mb. Jatapu) possui índice relativo de atividade tectono-sedimentar (ITS) igual a 9 (3 para a margem norte e 6 para a margem sul da bacia); a Fm. Maecuru superior (Mb. Lontra) possui ITS=20 (13 para a margem norte e 7 para a margem sul), a Fm. Ererê possui ITS=8 (1 para a margem norte e 7 para a margem sul) e a Fm. Barreirinha possui ITS=11 (6 para a margem norte e 5 para a margem sul).

De acordo com a figura 8.7 pode-se definir três episódios tectono-sedimentares dos quais chamamos a atenção para aquele que engloba as unidades estudadas nesta dissertação: Maecuru e Ererê. Verifica-se que o máximo de atividade tectônica ocorreu durante a sedimentação da unidade Maecuru superior (Membro Lontra) que corresponde à Seqüência Urupadi 2 definida nesta dissertação. Ainda segundo Carozzi et al., (op cit.) a margem norte da bacia foi mais ativa nessa época quando se desenvolveu a Plataforma de Manaus enquanto na margem sul apenas o bloco de Abacaxis-Maués se destacou como muito ativo.

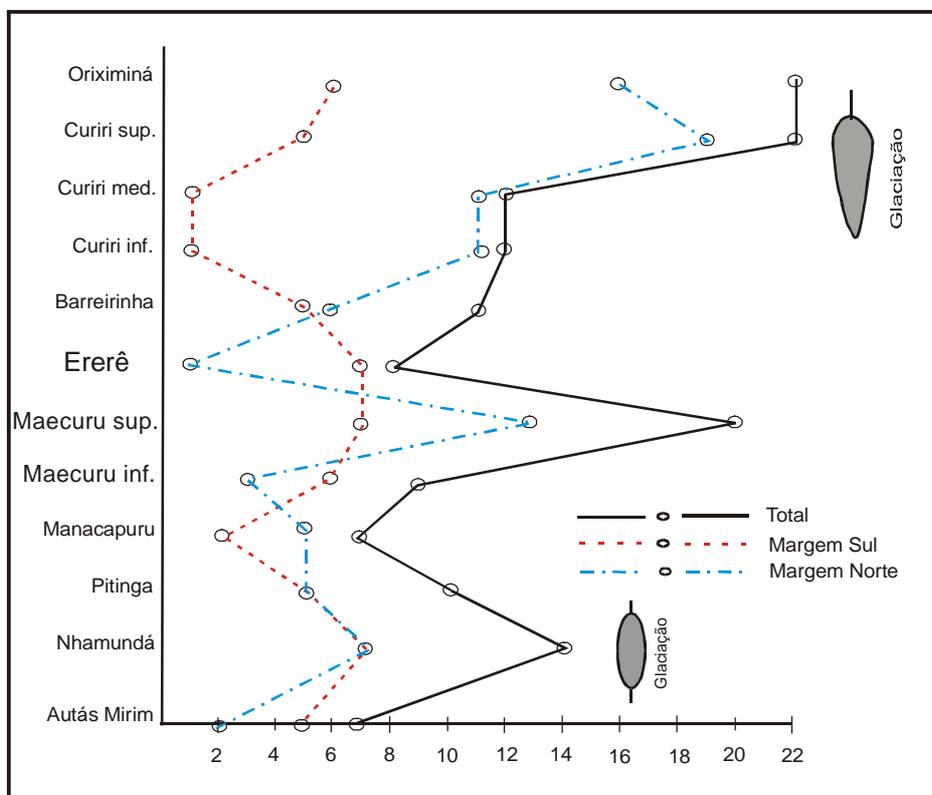


Fig. 8.7 – Índice de atividade tectono-sedimentar das unidades estratigráficas silurodevonianas da Bacia do Amazonas (modificado de Carozzi et al., 1973).

Klein & Kupperman (1992) propõem que a distinção entre os efeitos da tectônica e da glácio-eustasia na variação do nível do mar pode ser feita por dois métodos: (1) conhecendo-se a máxima profundidade da bacia (ΔD) em um específico intervalo de tempo (obtido do “backstripping”) e o número de ciclos do intervalo, pode-se definir a mudança do nível do mar causada pela tectônica através da fórmula ($\Delta D / \text{número de ciclos}$): *método do ciclo médio*; (2) a partir da espessura de cada ciclo é calculada a porcentagem de cada ciclo em relação à espessura total dos ciclos e multiplicada pela máxima profundidade da bacia no intervalo considerado (ΔD): o valor obtido representa a magnitude de subsidência de cada ciclo individual: *método do ciclo individual*.

Para a Bacia do Amazonas, o valor de ΔD para a seqüência de ordem III (Devoniano-carbonífera), mais precisamente para a que engloba as formações Maecuru e Ererê (Seq. U-1, U-2 e U-3) corresponde a 250 metros, segundo as modelagens termo-mecânicas de Coutinho e Gonzaga (1994). Os valores de mudança de nível do mar induzidas por tectônica ou por glacio-eustasia, de acordo com os métodos de Klein & Kupperman (1992), efetuados nesta dissertação, estão sumariados nas tabelas 8.3 e 8.4.

Ciclos	$\Delta D / n^{\circ}$ de ciclos (m)
Seq. U-1 / U-2 / U-3	250/3 = 83,33

Tab. 8.3 – Cálculo da variação relativa do nível do mar, segundo método da **média dos ciclos**, de Klein e Kupperman (1992).

Ciclo	Espes. (m)	% do total	ΔD_i / ciclo (m)
Seq. U-3	140	42	105
Seq. U-2	120	36	90
Seq. U-1	75	22	55

Tab. 8.4 – Cálculo da variação relativa do nível do mar, segundo o método dos **ciclos individuais** de Klein e Kupperman (1992).

Constata-se que a variação relativa do nível do mar considerando-se a **média** dos ciclos é em torno de 80m/ciclo. Observa-se também que os **ciclos individuais** U-2 e U-3 apresentam-se acima da média (de acordo com o método dos ciclos individuais) enquanto que o ciclo U-1 apresenta-se abaixo da média. Pode-se inferir que a subsidência tectônica teve papel importante na criação de espaço deposicional, para os dois ciclos superiores (aproximadamente o mesmo resultado encontrado por Carozzi et al., 1973). No entanto, deve-se considerar que o valor elevado também seja devido à grande contribuição do componente

glacio-eustático. Já para o ciclo U-1, a grande contribuição para a origem do mecanismo gerador do ciclo parece estar relacionada ao componente glacio-eustático. Vale ressaltar que todos os três ciclos apresentam ampla correlação por vários quilômetros, ciclos compostos, assimetria, e evidências de raseamento para o topo, que configuram fortes indicações de que a variação do nível do mar esteja bastante influenciada pelos componentes glácio-eustáticos controlados pelas variações orbitais dentro da banda de frequências de Milankovitch.

8.4 – A correlação com a curva de Johnson et al. (1985)

Com base nos estudos de zoneamento dos conodontes, Johnson et al. (1985) estabeleceram, para a Euramérica, uma curva contendo ciclos transgressivo-regressivos de natureza eustática.

O intervalo pesquisado nesta dissertação, o Grupo Urupadi, abrange os seis ciclos basais da carta de Johnson et al. (op. cit.). Datações recentes baseadas em miósporos (Melo et al., 1996) conferem aos registros sedimentares eo/mesodevonianos, em foco, relacionamento como segue: a **Seqüência U-1** corresponde ao **ciclo Ia** de Johnson et al. (op. cit.); a **Seqüência U-2** corresponde ao **ciclo Ic** (idem) e a **Seqüência U-3** corresponde aos **ciclos Id, Ie e If basal** (idem).

A divisão do Grupo Urupadi em seqüências de ordem IV, informalmente definidas neste trabalho como Seqüências U-1, U-2 e U-3, correspondendo ao intervalo temporal Eodevoniano (Neolochkoviano-Praguiano: 396Ma) / Mesodevoniano (Eogivetiano: 380Ma), foi realizada tomando-se como base as *superfícies limítrofes de seqüências, superfícies transgressivas, superfícies de máxima inundação, perfis de poços, dados de rochas (testemunhos) e correlações através de perfis*, além da definição de *biozonas* através das datações de miósporos calibradas com o zoneamento de conodontes.

A **Seqüência U-1** (Urupadi n^o 1) está relacionada com o **ciclo Ia** de Johnson et al. (1985), porém é caracterizada por um abrupto aprofundamento da bacia (rápida transgressão, conforme discutido anteriormente), seguido por um lento soerguimento, ao contrário da curva de Johnson et al., (1985). O **ciclo Ib** não está registrado na bacia.

A **Seqüência U-2** (Urupadi n^o 2) está relacionada com o **ciclo Ic** de Johnson et al. (op. cit.), apresentando, a exemplo do anterior, um rápido aumento da lâmina d'água da bacia, seguido de um gradual raseamento da mesma.

A **Seqüência U-3** (Urupadi n^o 3) não guarda relação direta com a curva de Johnson (idem), uma vez que abrange temporalmente os **ciclos Id, Ie** e a parte inicial do **ciclo If**, tomando-se como base as datações de miósporos, aferidas com o zoneamento de conodontes. Também apresenta rápido evento transgressivo na base seguido de lento e gradual evento regressivo para o topo.

Apesar de abranger cronologicamente os ciclos **Id, Ie** e a base do **If**, a **Seq. U-3** na área estudada da Bacia do Amazonas (objeto desta dissertação) não apresenta características que suportem essa correlação (pelo menos nessa ordem de grandeza). Ocorrem, por outro lado, subdivisões menores (as parasseqüências) estudadas na cicloestratigrafia orbital (Cap. 7) e hierarquicamente definidas (de ordem V) neste capítulo. Provavelmente, a variação relativa do nível do mar, na Bacia do Amazonas, durante a deposição desta Seqüência (U-3), tenha sido bastante influenciada pela tectônica, conforme a análise efetuada quando se utilizou o método de Klein e Kupperman (1992) e o gráfico representado na figura 8.7.

Por isso, destaca-se aqui a importância da análise de todos os parâmetros que possam influenciar na deposição de uma seqüência: clima, tectônica, aporte sedimentar e eustasia. Nesse caso, é indiscutível que, apesar da existência de fatores que afetam mundialmente a construção de seqüências sedimentares, cada bacia em particular deve possuir suas características próprias, inerentes à sua evolução geológica ao longo do tempo.

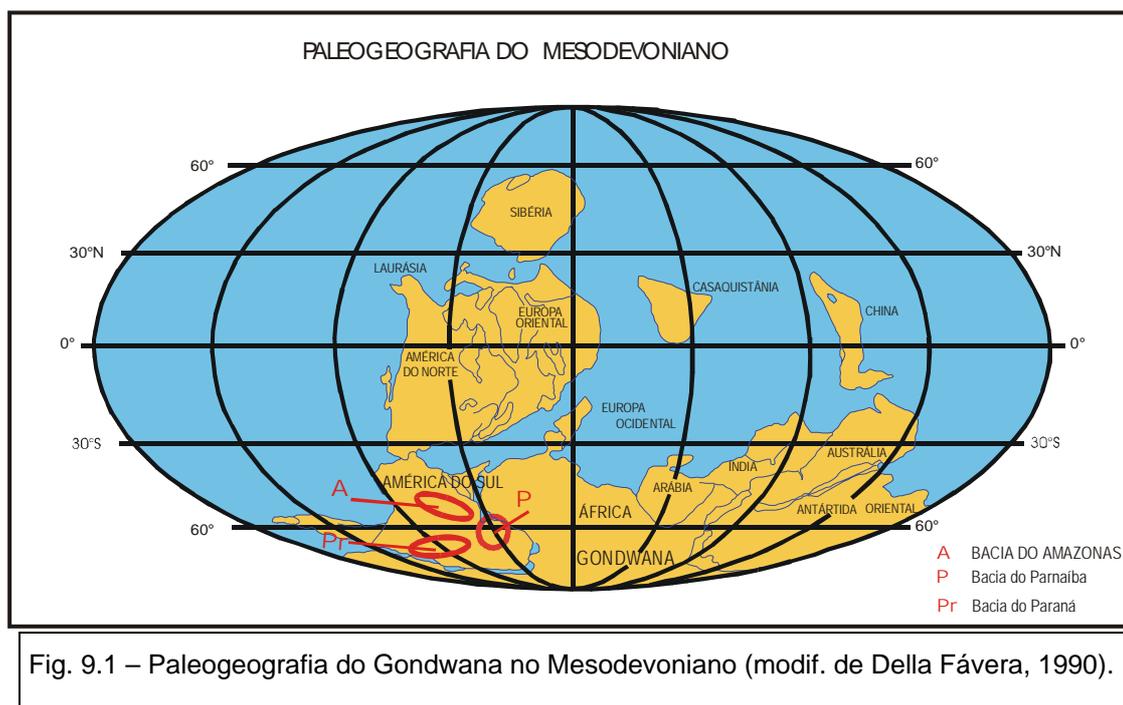
O empilhamento das seqüências, associado aos parâmetros controladores do nível do mar (tectônica e/ou glacio-eustasia), sugere que a sedimentação foi regulada pela elevação pulsátil e contínua do nível relativo do mar devoniano. No final da seqüência a sedimentação culmina em um período de mar alto de extensão global caracterizado por fácies marinhas de águas rasas e lobos deltaicos nas porções pouco profundas da bacia.

Johnson et al. (1985) atribuem a origem das flutuações do nível do mar devoniano bem como sua natureza cíclica e progressiva à combinação do crescimento episódico (aumento e diminuição) da cordilheira meso-oceânica com o soerguimento térmico e vulcanismo submarino. Estes fenômenos acarretam uma redução abrupta da capacidade volumétrica das bacias oceânicas produzindo elevações geologicamente instantâneas do nível do mar.

Cap. 9 – O EVENTO RELACIONADO À PASSAGEM DA FORMAÇÃO ERERÊ PARA A FORMAÇÃO BARREIRINHA E A CORRELAÇÃO COM OUTRAS BACIAS SEDIMENTARES.

À época da construção do prisma sedimentar correspondente às seqüências Urupadi-1, Urupadi-2 e Urupadi-3 da Bacia do Amazonas, os continentes América do Sul e África faziam parte de um mesmo supercontinente denominado Gondwana, banhado ao norte pelo Mar de Tethys, através de correntes subtropicais aquecidas (Heckel & Witzke, 1979).

Estas correntes provenientes do mar aberto ingressavam na porção epicontinental do continente, em direção à atual Bacia do Amazonas, através de estreita área a leste/nordeste da mesma. Este mar epicontinental possuía conexão com o corpo d'água que recobria a Bacia do Parnaíba (Fig. 9.1).



Em termos faunísticos, a unidade litoestratigráfica Formação Ererê, de idade neo-eifeliano/givetiana, aqui considerada Seqüência Urupadi-3, é correlacionada com a parte mais antiga da Formação Pimenteira e, por alguns autores, com a porção basal da Formação Cabeças, ambas da Bacia do

Parnaíba. Estas unidades litoestratigráficas correlacionam-se com a Formação A. O. II, pertencente ao Grupo Aouinet-Ouenine, da Bacia de Murzuk, da Líbia.

O conteúdo faunístico da Formação Cabeças, mais especificamente da sua porção basal, afetada por correntes de tempestades, está representado por braquiópodes conetídeos, espiriferídeos (*Mucrospirifer (?) pedroanus* (Rathbun) – espécie típica da Formação Ererê), tentaculítídeos, bivalvíos e gastrópodes. A correlação entre a Formação Ererê e o Membro Passagem da Formação Cabeças é baseada na presença de *Metacryphaeus*, *Mucrospirifer (?)*, *Derbyina* e *Tropidoleptus carinatus* (Fonseca e Melo, 1987).

A distribuição das províncias biogeográficas no Devoniano, conforme discutido nos capítulos anteriores, parece estar intimamente ligada à existência de um mar interior localizado nas porções setentrionais dos atuais continentes sul-americano e africano, associado ao paleo-oceano Tethys. A ligação da América do Norte com a América do Sul dar-se-ia através de mares rasos com o posicionamento das bacias do Amazonas e Parnaíba em latitudes ao redor de 50⁰ - 60⁰ Sul. Segundo Della Fávera (1990) existiria um centro de alta pressão subtropical, a partir do qual furacões gerados no Paleo-Tethys penetrariam em direção ao Pólo Sul, via mar interior do Parnaíba.

Introduzimos aqui a idéia de que tais eventos causadores dos tempestitos naquela bacia também devem ter influenciado na deposição dos tempestitos contemporâneos da Bacia do Amazonas, uma vez que esses mares interiores encontravam-se interconectados àquela época (Fig. 9.2).

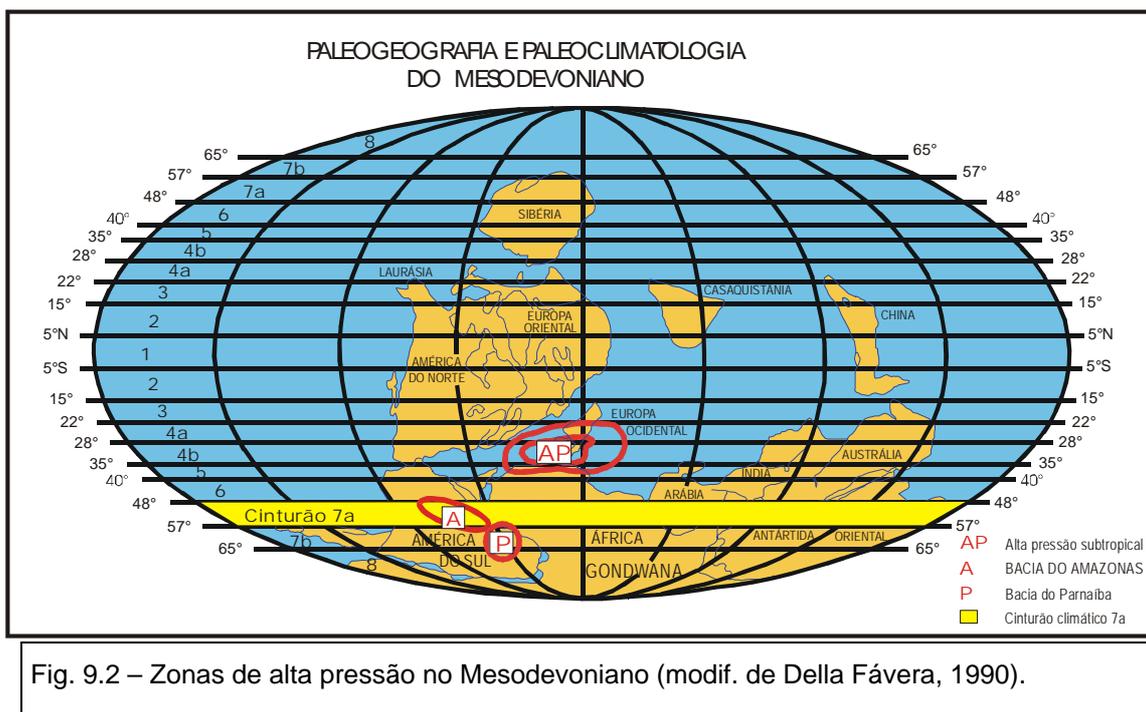


Fig. 9.2 – Zonas de alta pressão no Mesodevoniano (modif. de Della Fávera, 1990).

A Formação Pimenteira é composta por uma seqüência pelítica, ligeiramente arenosa, de ambiente marinho-raso, de idade meso a neodevoniana, que grada lateral e verticalmente para a Formação Cabeças, constituída por arenitos bem selecionados intercalados com siltitos, compondo lobos sigmoidais depositados perpendicularmente à linha de costa: tais depósitos progradantes são atribuídos a deltas coalescentes, dominados por marés, sujeitos a uma contínua elevação do nível do mar e à ação de tempestades.

A Formação A. O. II, da Bacia de Murzuk, é constituída por arenito de granulometria fina a muito fina, friável, micáceo, rico em minerais pesados, estando sobreposta a arenitos variegados e ferruginosos, de granulometria média, ricos em fucóides e artródiros, que constituem a Formação A. O. I, de idade eifeliana.

A Bacia do Paraná possuía conteúdo macropaleontológico endêmico, bastante dissociado da Bacia do Amazonas, constituindo uma associação fóssil particular, fazendo parte de uma associação denominada por Richter e Richter (1942, *apud* Milani 1997) de “Província Malvinocáfrica” sem conexão com as

bacias do norte gondwânico. Apesar da ausência de uma afinidade faunística expressiva, através das associações palinológicas é possível correlacionar biocronologicamente a Seqüência Urupadi-3 com o Membro São Domingos da Formação Ponta Grossa, da Bacia do Paraná.

A Formação Ponta Grossa, representada por seu terço superior, o Membro São Domingos, é constituída por uma seção pelítica, pontuada por progradações arenosas; esta seção teria continuidade preservada até o Frasniano materializando uma forte tendência de subida relativa do nível do mar. Contudo, existe evidência palinológica de sedimentação neofameniana na Bacia do Paraná (Loboziak & Streel, 1995).

Fonseca e Melo (1987) incluem as formações Cabeças e Ererê, com base na presença e distribuição do braquiópode *Tropidoleptus carinatus*, nos ciclos transgressivo-regressivo **Id** e **If** da curva de Johnson et al. (1985), (vide capítulo anterior).

Um dos objetivos desta dissertação era a constatação ou não de que este intervalo estratigráfico estaria perfeitamente relacionado a esta curva de correlação a nível global. Constatamos que o referido intervalo, correspondente à Seqüência Urupadi-3, se relaciona com os **ciclos Id, Ie e If** da referida curva.

A evolução tectono-sedimentar das bacias do Amazonas, Parnaíba e Murzuk parece estar intimamente relacionada às orogenias Eo-Herciniana e Mauritanides, que se refletiram nestas bacias através dos registros das variações do *onlap* costeiro. Devido às grandes distâncias dos cinturões orogênicos, as bacias apresentavam movimentos epirogenéticos de compensação, sendo constatada a correlação temporária entre os eventos da zona orogênica, as atividades vulcânicas e as discordâncias registradas nestas bacias. Como se pode observar na figura 9.4, as transgressões marinhas de maiores amplitudes que ocorreram no Devoniano Médio e Superior atingiram ou foram registradas nas bacias do Amazonas e Parnaíba e alcançaram seu ponto máximo no andar Frasniano.

Estes fatos servem como suporte para a afirmação de que seqüências deposicionais devonianas que compõem as colunas sedimentares das bacias do Amazonas, Parnaíba e Murzuk estão em sintonia nas suas evoluções geológicas, sendo portanto altamente correlacionáveis.

A seção marinha devoniana equivalente da Bacia do Paraná, posicionada no sudoeste gondwânico, possui caráter mais proximal, refletindo evolução tectono-sedimentar própria, dissociada das demais bacias da porção setentrional do paleo-supercontinente Gondwana.

Já na Bacia do Solimões, a Formação Uerê é constituída de sedimentos predominantemente silicosos, como silexitos, arenitos com espículas de esponjas e folhelhos silicosos (Silva, 1988). As datações bioestratigráficas mais recentes e as suas relações estratigráficas sugerem idade neo-eifeliano/fameniana (Quadros, 1988 e Grahn, 1989, *apud* Eiras et al., 1994). O ambiente de sedimentação inferido é o marinho raso/transicional. O conteúdo expressivo de espongiários está relacionado à abundância de nutrientes devido às ressurgências no flanco oeste do Arco de Caruari, sob influência de clima frio (Silva, 1987, *apud* Eiras et al., *op cit*). As discordâncias intraformacionais, seu complicado arranjo espacial e sua ampla variação temporal (geocronologia) retratam, a nosso ver, uma carência de estudos detalhados (refinamento bioestratigráfico) que dêem suporte para seu entendimento, sendo, dessa forma, considerada de correlação problemática com a Formação Ererê da Bacia do Amazonas, objeto deste estudo.

O final da sedimentação Ererê, na Bacia do Amazonas, é representado por pacotes sedimentares depositados em ambientes de “shoreface”, onde ocorreu intenso desenvolvimento de lençóis arenosos residuais. Esses sedimentos arenosos depositados abaixo do nível de base das ondas normais foram remobilizados por ação de ondas de tempestades. Tais depósitos caracterizam o topo da Seqüência U-3, ocorrendo tanto sob a forma de camadas decimétricas com estratificação cruzada “hummocky” de pequeno porte quanto sob a forma de camadas espessas de arenitos muito finos micáceos, aparentemente maciços. A abundância de lamelas de micas em sedimentos desse tipo, remobilizados por eventos de alta energia, deve-se à sua rápida deposição: as argilas em

suspensão, durante as tempestades, depositam-se posteriormente sob a forma de camadas que recobrem os arenitos (tempestitos). A intensa bioturbação que se segue, nos períodos de calmaria, confere aspecto mosqueado à seqüência. Esses depósitos, mais tipicamente depositados na borda sul da bacia, encontram correlação com os tempestitos da Formação Cabeças, da Bacia do Parnaíba.

O contato da Seqüência Urupadi-3 com a Formação Barreirinha, sobreposta, foi “descoberto” e descrito em um ponto ao norte da parada 9 da Excursão ao Tapajós (excursão efetuada sob a coordenação da Petrobras para estudos de ambientes deposicionais da Bacia do Amazonas). Tal ponto foi por nós denominado informalmente de ponto 9N (Fig.9.3).

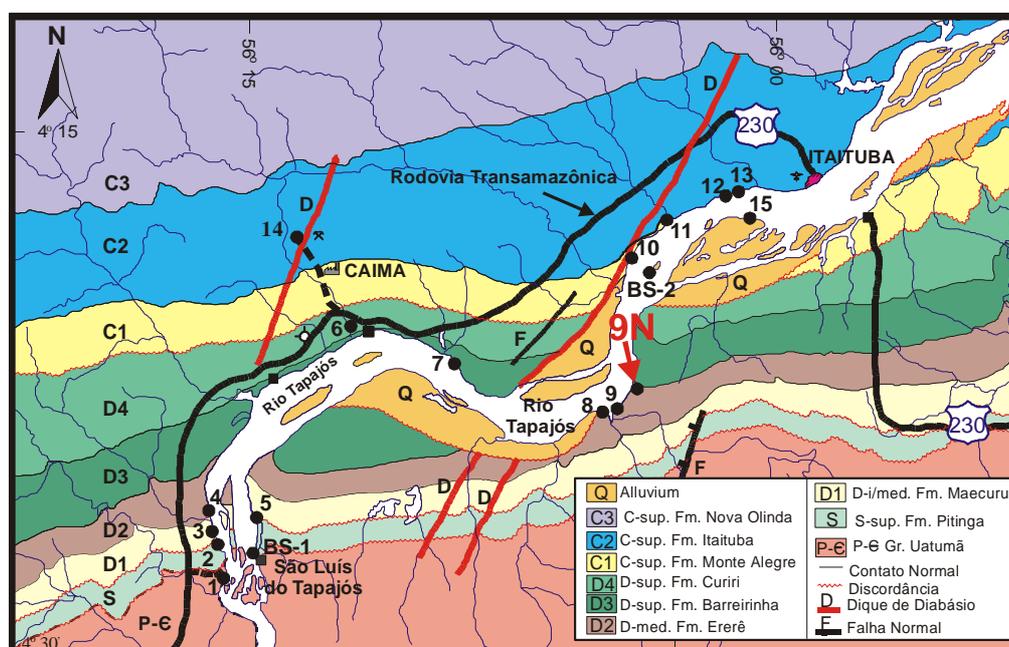


Fig. 9.3 – Mapa de localização do ponto 9N, às margens do Rio Tapajós, próximo à Itaituba, onde foi descrita e interpretada a passagem da Seqüência Urupadi-3 (Eifeliano/Givetiano) para a Formação Barreirinha (Frasniano).

Neste local, ocorre a passagem da Seqüência U-3 representada por fácies de barras arenosas de “lower-shoreface” retrabalhadas por ondas de tempestades para folhelhos escuros com boa quantidade e qualidade de matéria orgânica para a geração de hidrocarbonetos da Formação Barreirinha (Frasniana, segundo amostras datadas por Quadros e Melo, 1999, a pedido do autor deste trabalho). Essa passagem pode ser vista nas fotos 9.1 e 9.2.



Fotos 9.1 e 9.2 – Passagem da Seqüência Urupadi-3 para a Formação Barreirinha observada no ponto 9N (localização na fig. 9.3). Observar as barras arenosas de “lower-shoreface”, predominando na parte inferior, passando a folhelhos, acima da cabeça dos observadores.

Vale destacar que tais corpos são característicos da porção sul da bacia enquanto que a faciologia de seção contemporânea da borda norte / depocentro aponta para sistemas deltaicos progracionais bem desenvolvidos, sob forte influência de marés, conforme pode ser visto na seção geológica representada na figura 6-29. A presença de intensa bioturbação nesses sedimentos descarta a possibilidade de superfícies de ravinamento como o processo de origem desses corpos arenosos.

A seção sedimentar sobreposta a esses corpos deltaicos da borda norte e depocentro e de “lower-shoreface” da borda sul, do topo da Seqüência U-3, está representada primeiramente por um corpo pelítico basal (folhelho – superfície transgressiva), recoberto por uma lente de arenito rica em fragmentos de folhelho, que retrata o início da fase transgressiva característica da base da Formação Barreirinha (processos ligados à superfície de ravinamento – início do trato de sistemas transgressivo).

A transgressão do Devoniano Médio, conhecida como “Taghanic onlap” (Dennison, 1985), marca a passagem da Formação Ererê para a Formação Barreirinha na Bacia do Amazonas e está representada, na Bacia de Murzuk (Líbia), por um nível de arenito grosso ou conglomerado com seixos de quartzito e anidrita, datados por Molassa e Collomb (1960, *apud* Backheuser, 1988) como de idade neogivetiana; a passagem para o Frasniano é caracterizada pelas faunizonas 1 e 2 de Molassa e Collomb (op. cit., *apud* Backheuser, op. cit.).

A ocorrência desse evento transgressivo (“Taghanic onlap”) interrompeu a fase progracional do topo da Seqüência Urupadi-3 (Seq. U-3), não tendo sido registrados sedimentos continentais intercalados nesta seção. Esta transgressão, que marca a base da seqüência sobreposta (Fm. Barreirinha), é registrada nas áreas onde ocorria sedimentação deltaica, através do desenvolvimento de barras arenosas de inframaré. Correntes de maré são, eventualmente, responsáveis pelo desenvolvimento de superfícies de reativação (superfícies de ravinamento ?), provavelmente relacionadas ao nível de sedimentos grossos (arenitos e conglomerados) na Bacia de Murzuk.

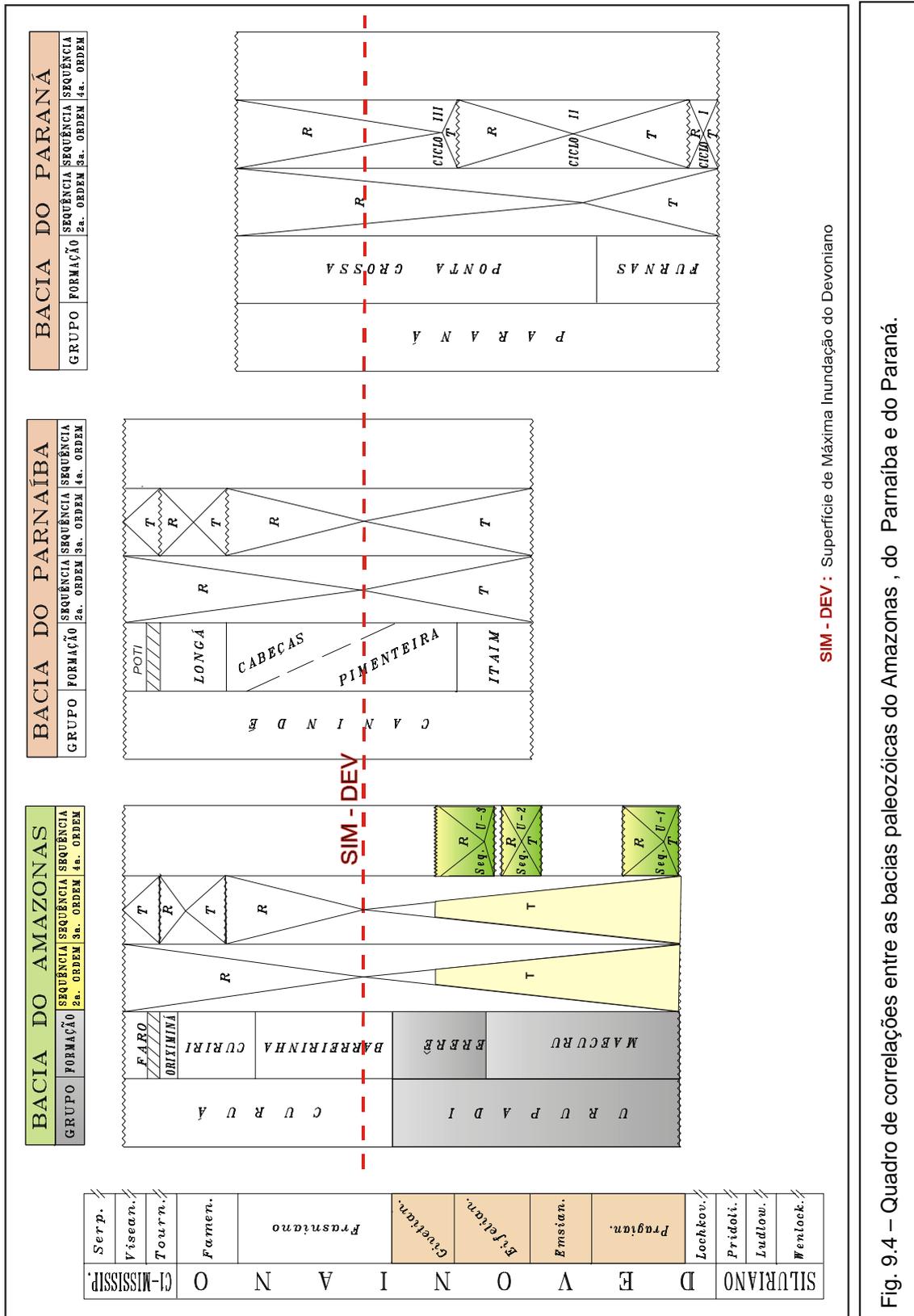
Os resultados dos estudos de Loboziak et al. (1997) sugerem que os sedimentos equivalentes à transgressão taganica (intervalo biozonal TA-BJ) encontram-se fortemente condensados na base da Formação Barreirinha (vide figuras 8.3, 8.4 e 8.8).

Na área de Rio Abacaxis, porção sul da bacia, a fase transgressiva propiciou o retrabalhamento dos depósitos de frentes deltaicas enquanto que para oeste os sedimentos de baía interdeltaica apresentam maior potencial de preservação no registro sedimentar. Os depósitos arenosos dessa fase apresentam, a leste, estruturas indicativas de sua deposição próxima à linha de maré baixa, sob a influência de ondas e correntes. Intercalados nos sedimentos de planície de maré arenosa depositaram-se os arenitos com estratificação cruzada acanalada, de canais de maré (litofácies A-3 e A-6). Em sua base, concentram-se clastos argilosos oriundos do retrabalhamento de “mudcracks” da planície de maré lamosa.

Com a continuidade do evento transgressivo, as barras arenosas foram recobertas por sedimentos síltico-argilosos de ambiente marinho “offshore”, com evidências de fracas correntes próximas ao assoalho da bacia. A evolução gradativa desses depósitos de ambientes marinho-raso dominado por ondas, que ocorrem no final do ciclo, para folhelhos carbonosos de ambiente marinho “offshore”, sugere um distanciamento da área fonte, onde a transgressão devoniana parece ter propiciado as maiores profundidades registradas na bacia. Podemos ainda inferir uma forte ajuda do componente tectônico baseado no tratamento dos dados pelo método de Klein e Kupperman, conforme realizados e descritos no capítulo anterior.

Na análise estratigráfica, utilizando-se dos modernos princípios da Estratigrafia de Seqüências, podemos associar, em termos de ciclos de ordem III, a Seqüência Eo-mesodevoniana da Bacia do Amazonas, aqui denominada de Seqüência Urupadi, a Seqüência Devoniana (Della Fávera, 1990), da Bacia do Parnaíba e a Formação A. O. II, da Bacia de Murzuk, a ciclos que possuem um limite de seqüência no seu topo e que são imediatamente sobrepostos por superfícies de ravinamento correspondendo ao início do trato de sistemas

transgressivos de uma nova seqüência estratigráfica, seqüência esta onde não é registrado o trato de sistemas de mar baixo e que contém o clímax da transgressão devoniana nas bacias setentrionais do antigo Gondwana (Fig. 9.4).



SIM - DEV: Superfície de Máxima Inundação do Devoniano

Fig. 9.4 – Quadro de correlações entre as bacias paleozóicas do Amazonas, do Parnaíba e do Paraná.

Cap. 10 - CONCLUSÕES

Com base na interpretação dos dados disponíveis concernentes à estratigrafia, à tectônica, ao conteúdo fossilífero das seções, ao clima, à geoquímica e aos dados geofísicos (paleomagnetismo, perfis radioativos de poços), conseguimos postular algumas inferências para a porção basal da Seqüência Devoniano-carbonífera da Bacia do Amazonas, que passamos a resumir a seguir:

1 – À época da construção do prisma sedimentar correspondente à Seqüência Devoniano-carbonífera (de ordem II) da Bacia do Amazonas, os continentes América do Sul e África faziam parte de um mesmo supercontinente denominado Gondwana, banhado ao norte por correntes subtropicais aquecidas do Mar de Tethys. A Bacia do Amazonas encontrava-se, naquela época, situada entre as latitudes de 48^oS a 57^oS, baseado em dados paleomagnéticos, indicadores litológicos e faunísticos.

2 – Em função de sua posição geográfica, a Bacia do Amazonas apresentava clima predominante frio / temperado, variando de úmido a subúmido, na época da deposição dessa Seqüência. Os indicadores principais que dão suporte para essa assertiva são, principalmente: sua natureza fortemente siliciclástica; ausência de evaporitos e carbonatos; conteúdo faunístico das bacias do Gondwana setentrional (Bacia do Parnaíba, Amazonas, Murzuk, como exemplos) correlacionado às províncias da Euroamérica, típicas de clima mais ameno e baixas similaridades com a Província Malvinocáfrica, de clima frio / subártico do Gondwana meridional (da Bacia do Paraná, por exemplo); além de evidências paleomagnéticas.

3 – A tectônica atuante durante o Devoniano nas bacias setentrionais do Gondwana parece não ter sido de grande intensidade: os eventos orogênicos Hercíniano e Mauritanides tiveram pouca influência além de suas faixas móveis, não atingindo as bacias relativamente longínquas do interior cratônico, como as bacias do Amazonas, Parnaíba e Murzuk (Líbia); as variações eustáticas do nível

do mar devem ser a causa principal das variações do *onlap* costeiro dessas bacias, além dos movimentos epirogenéticos de compensação serem um dos responsáveis pelas discordâncias regionais. Devido à fraca atuação tectônica, a sedimentação é lenta e associada a um substrato relativamente estável e raso, com os depósitos representados sob a forma de extensos lencóis, típicos de áreas epicontinentais.

4 – A análise das curvas de subsidência da história deposicional da Bacia do Amazonas reflete movimentações cíclicas onde se alternam episódios de subsidência acelerada e desacelerada. A duração de tais ciclos, da ordem de dezenas de milhões de anos, permite associá-los à unidades estratigráficas de ordem II (Superciclos ou Superseqüências). Um desses ciclos é parcialmente estudado nesta dissertação: o correspondente à Seqüência Devoniano-carbonífera, de 2^a ordem, de Cunha et al., (1994), com duração de cerca de 50 Ma. A sua porção basal, correspondente ao Grupo Urupadi (formações Maecuru e Ererê) foi aqui estudada em mais detalhe dentro dos princípios da moderna Estratigrafia de Seqüências e pode ser definida como uma Seqüência de ordem III.

5 – O registro estratigráfico correspondente à Superseqüência Devoniano-carbonífera, de ordem II, truncado no seu topo pela discordância pré-pensilvaniana, apresenta um padrão transgressivo-regressivo, com a culminância do evento transgressivo registrada pelos folhelhos radioativos da Formação Barreirinha, os quais representam as condições de máxima inundação deste ciclo tectono-sedimentar da Bacia do Amazonas. Na ordem III, a Superseqüência pode ser subdividida em três Seqüências, aqui denominadas Urupadi, Curuá Inferior e Curuá Superior.

6 – A Seqüência Urupadi, de padrão geral transgressivo, padrão este relacionado à transgressão do mar devoniano intensificada a partir do Emsiano terminal ou Eifeliano, foi subdividida, nesta dissertação, em três seqüências de ordem menor (ordem IV): da base para o topo, informalmente, Seqüência Urupadi-1 (Seq. U-1), Seqüência Urupadi-2 (Seq. U-2) e Seqüência Urupadi-3

(Seq. U-3), cada uma delas bem definida por superfícies-chave da Estratigrafia de Seqüências: superfície de inundação máxima e limite de seqüência.

7 – As Seqüências U-1, U-2 e U-3 caracterizam-se por um conjunto de parasseqüências ou ciclos menores (de ordem V), relacionado principalmente às variações climáticas devido aos fenômenos glácio-eustáticos relacionados às anomalias da órbita terrestre. As análises de ciclicidade orbital desses ciclos menores, efetuadas em vários poços da bacia, apontam para uma duração média de 100ka para cada parasseqüência, sendo então associadas às variações da excentricidade curta da órbita da Terra.

8 – As análises geoquímicas, baseadas principalmente no conteúdo de carbono orgânico residual dos pelitos dessas unidades, confirmam as variações cíclicas de 4^a e 5^a ordens (400ka e 100ka).

9 – Esses ciclos de 4^a ordem (Seq. U-1, U-2 e U-3) são bem definidos por superfícies de inundação máxima e delimitados por superfícies erosivas que representam limites de seqüências. Em termos de sistemas deposicionais, as seqüências são divididas em trato de sistemas transgressivo (ou intervalo transgressivo) e trato de sistemas de mar alto (ou intervalo regressivo); separando esses tratos de sistemas ocorre a superfície de inundação máxima que corresponde a uma zona de condensação, normalmente marcada por um folhelho radioativo. A caracterização do trato de sistemas de mar baixo é bastante difícil, sendo apenas aventada a sua existência através dos registros de delgados níveis de clásticos grossos em afloramentos da margem sul da bacia.

10 – De uma forma geral, os sistemas deposicionais proximais estão representados por depósitos continentais fluviais, principalmente observados nas zonas de afloramento da borda sul da bacia; os transicionais são de natureza deltaica dominados por ação de ondas de tempestades, na porção sul e marés, na porção norte, o que nos leva a concluir que os ventos dominantes provinham de norte, o que está de acordo com a zona de alta pressão subtropical daquela época, posicionada ao norte da bacia; os sistemas deposicionais mais distais são representados por tempestitos. Dentro deste arcabouço, os tempestitos prevalecem nos intervalos transgressivos e na base dos intervalos regressivos.

11 – A Seqüência Urupadi-1 (Seq. U-1) caracterizou-se pela retomada da sedimentação na bacia sob a forma de extensas planícies de maré retrogradacionais, assentadas sobre o topo do Grupo Trombetas (Seqüência Silurodevoniana). Na área da Plataforma Sul parece estar relacionada a depósitos continentais associados à margem fisiograficamente mais íngreme.

12 – A seqüência Urupadi-2 (Seq. U-2) possui seu trato de sistemas transgressivo bastante influenciado pela ação de ondas de tempestades. A ação de organismos bioturbadores durante os períodos de calmaria está representada pelos icnofósseis e icnofácies mais característicos de lâmina d'água rasa. As fácies sedimentares mais representativas do trato regressivo ou de nível de mar alto são: barras arenosas de “lower-shoreface”, cordões litorâneos (“foreshore sandwaves”), planície de maré, canais de maré (“inlets channels”), compondo sistemas de ilha de barreira/estuário.

13 – A Seqüência Urupadi-3 (Seq. U-3) inicia com depósitos de barras de plataforma distal evidenciando um rápido evento transgressivo. As estruturas internas dessas barras denunciam a forte influência da ação de ondas de tempestades. A porção superior dessa seqüência, correspondente ao trato de sistemas de mar alto, é caracterizada pela ocorrência de progradações deltaicas notadamente na parte noroeste da área estudada. Esses depósitos possuem forte influência de ação de marés, principalmente na margem norte da bacia onde o declive é mais suave, ao contrário da margem sul da bacia, onde o retrabalhamento dos sedimentos sofre a ação principal das ondas de tempestades, dentro de um contexto fisiográfico mais íngreme.

14 – Evidências de controle tectônico na sedimentação são citados como ocorrentes em toda a coluna sedimentar da Bacia do Amazonas (Cunha et al., 1994), inclusive tendo sido aventadas hipóteses de polirifteamento, a partir de modelagens termomecânicas (Coutinho e Gonzaga, 1994). A seção estudada faz parte do evento inicial (ou rifte) correspondente à fase de subsidência mecânica da Seqüência Devoniano-carbonífera. Entretanto, as evidências estratigráficas e as interpretações ocorrentes deste estudo apontam para uma menor contribuição

tectônica ligada à sedimentação das seqüências Urupadi-1 e Urupadi-2, ou seja, parece haver uma maior influência glácio-eustática na edificação dessas seções, quando comparadas com a Seqüência Urupadi-3 (topo), utilizando-se da metodologia de Klein & Kupperman (1992).

15 – Todos os ciclos apresentam extensa correlação regional (vários quilômetros) inclusive estendendo-se por entre várias bacias (Amazonas e Parnaíba, na América do Sul e Murzuk, na África). São compostos e possuem assimetria, além de evidências de raseamento para o topo. Esses aspectos em conjunto, configuram fortes indicadores da influência das variações glácio-eustáticas causadas pelas mudanças dos parâmetros orbitais terrestres, notadamente aquelas relacionadas à excentricidade curta (100ka) dentro da banda de freqüências de Milankovitch. Estas variações parecem ser o grande modelador da estratigrafia durante o Devoniano na Bacia do Amazonas.

16 – A ciclicidade orbital registrada nos sedimentos devonianos da Bacia do Amazonas, corroborada pela ciclicidade química e outros indicadores sedimentológicos, foi capaz de definir com maior precisão (em pelo menos uma ordem de grandeza: de 1Ma para 100ka) os intervalos temporais associados às seqüências estudadas, permitindo, dessa forma, ser utilizada como uma importante ferramenta de ajuste cronogeológico.

17 – Por fim, vale destacar que, a despeito da moderna Estratigrafia de Seqüências ter sido elaborada a partir das seções estratigráficas relacionadas às margens continentais passivas e para as bacias associadas a esses sítios, pode-se, com cuidados especiais, utilizá-la também no interior cratônico. Ressalte-se ainda, como notado neste estudo, as particularidades inerentes às próprias bacias, sobretudo as hierarquias das seqüências e seus fractais, nem sempre globalmente síncronos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALGEO, T.J. & WILKINSON, B.H. 1988. Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. **Journal of Geology**, v. 96, p. 313-322.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, n. 241, 36p.
- ALTINER, D. and SAVINI, R., 1991. **Pennsylvanian Foraminifera and Carbonate Microfacies from the Amazonas and Solimões Basins: Biostratigraphic, Paleoecologic and Paleogeographic Results**. Rio de Janeiro, Brazil - Petrobras - Internal Report.
- AZAMBUJA FILHO, N.C. de. 1990. **The Oligo-Miocene turbidites and associated facies of the Campos Basin, offshore Brazil**. London, Imperial College of London, 456p. (PhD Thesis).
- AZAMBUJA FILHO, N.C. de. 1994. Cicloestratigrafia como refinamento estratigráfico. In: CONGRESSO BRASILEIRO de GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994, **Boletim de Resumos Expandidos**, v. 1, p. 585-586.
- BACHTADSE, V. and BRIDEN, J.C. 1990. Paleomagnetic Constraints on the Position of Gondwana during Ordovician to Devonian times. *In*: MCKERROW, W.S. & SCOTese, C.R. (Eds.). **Palaeozoic, Palaeogeography and Biogeography**, p.43-48, Geological Society Memoir, 12.
- BACKHEUSER, Y. 1988. **Análise Estratigráfica e Paleoambiental da Formação Ererê, Bacia do Amazonas, na seção compreendida entre o Arco de Purus e a margem esquerda do Rio Tapajós**. Ouro Preto. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto.
- BERGER, A.L. 1988. Milankovitch theory and climate. **Reviews of Geophysics**, v. 26, n. 4, p. 624-657.

- BERGER, A. L. & LOUTRE, M.F. 1994. Astronomical forcing through geological time. In: DE BOER, P.L. & SMITH, D.G (eds.). **Orbital Forcing and Cyclic Sequences**. Oxford: Blackwell, p. 15-24. International Association of Sedimentologists Special Publication, 19.
- BERGER, A.L., LOUTRE, M.F. & DEHANT, V. 1989. Pre-Quaternary Milankovitch frequencies. **Nature**, v. 342, p. 133.
- BERGER, A.L., LOUTRE, M.F. & LASKAR, J. 1992. Stability of the Astronomical Frequencies Over the Earth's History for Paleoclimate Studies. **Science**, v. 255, p. 560-566.
- BLODGETT, R.B., ROHR, D.M. & BOUCOT, A.J. 1990. Early and Middle Devonian gastropod Biogeography. In: MCKERROW, W.S. & SCOTSESE, C.R. (Eds.). **Palaeozoic, Palaeogeography and Biogeography**, p. 277-284. Geological Society Memoir, 12.
- CACHÃO, M. 1994. Milankovitch versus chaos: opposing or complementary theories? **Journal of Nannoplankton Research**, v. 16, n. 2, p. 81-86.
- CAPUTO, M.V. 1984. Stratigraphy, **Tectonics, Palaeoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil**. Santa Barbara, California University. 586p. (PhD Thesis).
- CAPUTO, M.V., RODRIGUES, R., VASCONCELOS, D.N.N. 1971. **Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas**. Petrobrás - Relatório Interno.
- CAROZZI, A.V., ALVES, R.J., CASTRO, J.C. 1972. Controle Tectônico Sinsedimentar dos Carbonatos Permocarboníferos das Formações Itaituba e Nova Olinda da Bacia do Amazonas-Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26., Belém, 1972. **Anais...** Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 47-64.
- CAROZZI, A.V., PAMPLONA, H.R.P., CASTRO, J.C., CONTREIRAS, C.J.A. 1973. Ambientes Depositionais e Evolução Tectosedimentar da Seção Clástico-paleozóica da Bacia do Médio Amazonas. In: CONGRESSO

- BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracaju, 1973. **Anais...** Aracaju, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 279-314.
- CASTRO, A.H.A. de. 1999. **Estudo de ciclicidade orbital com base em dados sísmicos (exemplo para o Mioceno da Bacia de Campos, SE do Brasil)**. Porto Alegre, 147p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- CECIL, C.B. 1990. Paleoclimate controls on stratigraphic repetition of chemical and siliciclastic rocks. **Geology**, v. 18, p. 533-536.
- CHANG, K.H. 1975. Concepts and terms of unconformity-bounded units of distinct category. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder, v. 86, p. 1544-1552.
- COPPER, P. 1977. Paleolatitudes in the Devonian of Brazil and the Frasnian-Famennian mass extinction. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 21, p. 165-207.
- CORDANI, U.G., NEVES, B.B.B., FUCK, R.A., PORTO, R., THOMAZ Fo., A., CUNHA, F.M.B. 1984. Estudo Preliminar de Integração do Pré-Cambriano com os Eventos Tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras. **Revista Ciência-Técnica-Petróleo - Seção: Petróleo** - Exploração nº 15 - Petrobrás/Cenpes - Rio de Janeiro, Brasil.
- COSTA, M.G.F. 1984. **Fácies deposicionais e ambientes de sedimentação da Formação Monte Alegre (Neocarbonífero) na área de Autás Mirim e adjacências, Bacia do Médio Amazonas**. Recife, Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Pernambuco.
- COUTINHO, L.F.C. & GONZAGA, F.G., 1994. **Evolução Tectonossedimentar e Termal da Bacia do Amazonas**. Belém, Brasil - Petrobrás - Relatório Interno.
- CROWELL, J.C. 1978. Gondwanan glaciation, cyclothem, continental positioning, and climatic change: **American Journal of Science**, v. 278, p. 1345-1352.

- CROWLEY, T.J. and NORTH, G.R. 1991. **Paleoclimatology**.. Oxford University Press - New York. Oxford Monographs on Geology and Geophysics n. 18.
- CUNHA, P.R.C., GONZAGA, F.G., COUTINHO, L.F.C. 1993. **Revisão da Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas**. Belém, Brasil – Petrobrás - Relatório Interno.
- CUNHA, P.R.C., GONZAGA, F.G., COUTINHO, L.F.C., FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, Brasil, v. 8, n. 1, p. 47-55.
- DAEMON, R.F. & CONTREIRAS, C.J.A. 1971. Zoneamento Palinológico da Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971, **Anais...** São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 79-88.
- DALRYMPLE, R.W. 1992. Tidal Depositional Systems. In: WALKER, R.G. and JAMES, N.P. (eds.). **Facies Models – Response to sea level change**. Geological Association of Canada, p. 195-218.
- DE BOER, P.L. & SMITH, D.G. 1994. Orbital forcing and cyclic sequences. In: DE BOER, P.L. & SMITH, D.G. (eds.). **Orbital Forcing and Cyclic sequences**. Oxford: Blackwell, p. 1-14, International Association of Sedimentologists Special Publication, 19.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1990. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. Porto Alegre, 243p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1995. **Fundamentos da Estratigrafia Moderna**. Notas de Aula 2. Universidade do Estado do Rio de Janeiro / Departamento de Geologia e Geofísica. Rio de Janeiro, RJ.
- DELLA FÁVERA, J.C.; GONÇALVES, A.; SOUZA, S.M. & TOFFOLI, L.C. 1977. **Ambientes deposicionais na Bacia de Tresp-Pamplona (Espanha)**. Rio de Janeiro, Petrobras (Relatório de viagem nº 5138).

- DENNISON, J.M. 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica: Discussion. **Geological Society of America Bulletin**, v.96, p. 1595-1597.
- DINELEY, D.L. 1979. Tectonic Setting of Devonian Sedimentation, *In*: M.R. HOUSE, C.T. SCRUTTON and M.G. BASSET (eds.). **The Devonian System**, p. 49-63, Special Paper in Palaeontology, 23.
- DOWNIE, C. 1979. Devonian Acritarchs. *In*: HOUSE, M.R., SCRUTTON, C.T. & BASSET, M.G. (eds.). **The Devonian System**, p. 185 –188, Special Paper in Palaeontology, 23.
- EINSELE, G. & RICKEN, W. 1991. Introductory remarks – Part II Larger cycles and sequences. *In*: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.). **Cycles and Events in Stratigraphy**. Berlin: Springer-Verlag, p. 611-616.
- EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. 1991. Cycles and Events in Stratigraphy – Basic Concepts and Terms – Introduction. *In*: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.). **Cycles and Events in Stratigraphy**. Berlin: Springer-Verlag, p. 1-19.
- EIRAS, J.F., BECKER, C.R., SOUZA, E.M., GONZAGA, F.G., SILVA, J.G.F., DANIEL, L.M.F., MATSUDA, N.S., FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, Brasil - v. 8, n. 1, p. 17-45.
- FISCHER, A.G. 1986. Climatic rhythms recorded in strata. *Annual Review of the Earth Planetary Science* v. 14, p. 351-376.
- FONSECA, V.M.M. & MELO, J.H.G. 1987. Ocorrência de *Tropidoleptus carinatus* (Conrad) brachiopoda orthida na Formação Pimenteira e sua importância paleobiogeográfica. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO de PALEONTOLOGIA, 10., Rio de Janeiro, Anais... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Paleontologia, p.505-538.
- FRAKES, L.A., FRANCIS, J.E. & SYKTUS, J.L. 1992. **Climate Modes of the Phanerozoic**. Cambridge University Press.

- GALLOWAY, W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis: architecture and genesis of flood-surface bounded depositional units: **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 73, p. 125-142.
- GRAHN, Y. 1991. Ordovician Chitinozoa and Biostratigraphy of Brazil. **Geobios**, v. 25, n. 6, p. 703-723.
- GRAHN, Y. 1992. Revision of Silurian and Devonian Strata of Brazil. **Palinology**, n. 16, p. 35-61.
- GRAHN, Y. & PARIS, F. 1992. Age and Correlation of the Trombetas Group, Amazonas Basin-Brazil. **Rev. Micropaléontologie**, n. 35, p. 197-209.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J., and VAIL, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 m.y. to present). **Science**, v. 235, p. 1156-1167.
- HAYS, J.D., IMBRIE, J., SCHAKLETON, N.J. 1976. Variation in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. **Science**, v. 194, p. 1121-1132.
- HECKEL, P.H. 1986. Sea level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along Mid-Continent outcrop belt, North America. **Geology**, v. 14, p. 330-334.
- HECKEL, P.H. & WITZKE, B.J. 1979. Devonian World Palaeogeography determined from distribution of carbonates and related lithic palaeoclimatic indicators. *In*: HOUSE, M.R., SCRUTTON, C.T. & BASSET, M.G. (eds.). **The Devonian System**, p. 99-123, Special Paper in Palaeontology, 23.
- HERBERT, T.D. & FISCHER, A.G. 1986. Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shale rhythms in central Italy. **Nature**, v. 321, p. 739-743.
- JOHNSON, J.G. 1979. Devonian Brachiopod Biostratigraphy. *In*: HOUSE, M.R., SCRUTTON, C.T. & BASSET, M.G. (eds.). **The Devonian System**, p. 291 – 306, Special Paper in Palaeontology, 23.

- JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A. 1985. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. **Geological Society of America Bulletin**, v. 96, p. 567-587.
- KENT, D.V. and VAN DER VOO, R. 1990. Palaeozoic palaeogeography from palaeomagnetism of the Atlantic-bordering continents. *In*: MCKERROW, W.S. & SCOTese, C.R. (Eds.). **Palaeozoic, Palaeogeography and Biogeography**, p.49-56. Geological Society Memoir, 12.
- KLEIN, G. de V. & KUPPERMAN, J.B. 1992. Pennsylvanian Cyclothems: Methods of distinguishing tectonically induced changes in sea level from climatically induced changes. **Geological Society of America Bulletin**, v. 104, p. 166-175.
- KLEMME, H.D. 1980. Petroleum basins - classification and characteristics. **Journal of Petroleum Geology**, v. 3, n. 2, p. 187-207.
- LANGE, F.W. 1967. Subdivisão bioestratigráfica e revisão da Coluna Siluro-devoniana da Bacia do Baixo Amazonas. *In*: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1966, Belém. Atas ... (Biota Amazônica), Conselho Nacional de Pesquisa, Rio de Janeiro, 1: 215-326.
- LEIGHTON, M.W. & KOLATA, D.R. 1991. Select interior cratonic basins and their place in the scheme of global tectonics. *In*: Leighton, M.W. et alii (eds.). **Interior cratonic basins**, p. 729-797, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 51.
- LOBOZIAK, S. & STREEL, M. 1995. West Gondwanian aspects of the Middle and Upper Devonian miospore zonation in the North Africa and Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 86: 147-155.
- LOBOZIAK, S., MELO, J.H.G., STREEL, M. 1998. Reassessment of Viesan miospore biostratigraphy in the Amazon Basin, northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 104: 143-155.

- LOBOZIAK, S., STREEL, M., BURJACK, M.I.A. 1989. Dédutions Paléoclimatiques d'une comparaison entre les assemblages de miospores du Dévonien Moyen et Supérieur de Libye et du Brésil. **Geobios**, n^o 22 (2): 247-251.
- LOBOZIAK, S., MELO, J.H.G., MATSUDA, N.S. & QUADROS, L.P. 1997. Miospore biostratigraphy of the type Barreirinha Formation (Curuá Group, Upper Devonian) in the Tapajós River area, Amazon Basin, North Brazil. *Bulletin of Centre Rech. Elf Exploration Production*, 21(1): 187-205.
- MATTHEWS, M.D. & PERLMUTTER, M.A. 1994. **Global Cyclostratigraphy: an application to Eocene Green River Basin**. p. 459-481, International Association of Sedimentologists Special Publication, 19.
- MATTHEWS, R.K., FROHLICH, C. & DUFFY, A. 1997. Orbital forcing of global change throughout the Phanerozoic: a possible stratigraphic solution to the eccentricity phase problem. **Geology**, v. 25, n. 9, p. 807-810.
- McGREGOR, D.C. 1979. Spores in Devonian stratigraphical correlation. *In*: HOUSE, M.R., SCRUTTON, C.T. & BASSET, M.G. (eds.). **The Devonian System**, p. 163 –184, Special Paper in Palaeontology, 23.
- MELO, J.H.G., GRAHN, Y., QUADROS, L.P. 1992. Bacia do Amazonas. *In*: BEURLEN, G. & QUADROS, L.P. (eds.) **Bioestratigrafia ds Bacias Paleozóicas Brasileiras** (Texto explicativo das cartas bioestratigráficas). Petrobras/Cenpes-Divex-Sebipe, p. 16-33.
- MELO, J.H.G., BARRILARI, I.M.R., LOBOZIAK, S., GRAHN, T & STEEMANS, P. 1996a. Resultados de solicitação de análise palinológica em amostras do Devoniano Inferior da Bacia do Amazonas. Petrobras/Cenpes-Divex-Sebipe
- MELO, J.H.G., LOBOZIAK, S., RODRIGUES, R., STREEL, M., QUADROS, L.P. & BARRILARI, I.M.R. 1996b. **Age and correlation of the Barreirinha Formation (Curuá Group, Amazon Basin): new evidence from the misopore biostratigraphy**. Petrobras / Cenpes / Sebipe. Comunicação Técnica, 10p.

- MIALL, A.D. 1997. **The Geology of Stratigraphic Sequences**. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 433p.
- MILANI, E.J. 1997. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Ocidental**. Porto Alegre, Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MILANKOVITCH, M.M. 1941. **Canon of insolation and ice-age problem**. Koniglich Serische Akademie, Belgrad, 133p.
- MITCHUM, R.M. Jr. & VAN WAGONER, J.C. 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. **Sedimentary Geology**, v. 70, p. 131-160.
- MITCHUM, R.M.Jr., SANGREE, J.B., VAIL, P.R., WORNARDT, W.W. 1994. Recognizing sequences and systems tracts from well logs, seismic data, and biostratigraphy: examples from the Late Cenozoic. *In*: WEIMER, P., POSAMENTIER, H.W. (eds.). **Siliciclastic sequence stratigraphy – recent developments and applications**, p. 163-198. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 58.
- MIURA, K., THOMAZ F. A., CUNHA, F.M.B., DELLA FÁVERA, J.C. 1983. **Reavaliação das Possibilidades Petrolíferas da Bacia do Médio Amazonas**. Rio de Janeiro, Brasil – Petrobrás / Depex – Relatório Interno.
- MÖRNER, N.A. 1994. Internal response to orbital forcing and external cyclic sedimentary sequences. *In*: DE BOER, P.L. & SMITH, D.G. (eds.). **Orbital Forcing and Cyclic Sequences**. Oxford: Blackwell, p. 25-33. International Association of Sedimentologists Special Publication, 19.
- NEVES, C.A.O., CAMPOS, J.N.P., ARANA, J., TEIXEIRA, L.B., RODRIGUES, R., TRIGÜIS, J.A. 1989. **Integração Geológica e Exploratória da Bacia do Amazonas**. Manaus, Brasil - Petrobrás / Depex - Relatório Interno.

- NUNN, J.A. & AIRES, J.R., 1985. **Subsidence History and tectonic Evolution of the Middle Amazon Basin, Brazil**. Rio de Janeiro, Brazil - Petrobras - Internal Report.
- NUNN, J.A. & AIRES, J.R. 1988. Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere at Middle Amazon Basin, Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, p. 415-428.
- PERLMUTTER, M.A., & MATTHEWS, M.D. 1989. Global cyclostratigraphy – a model. In: CROSS, T.A. (ed.). **Quantitative Dynamic Stratigraphy**. London: Prentice Hall, p. 233-260.
- PERLMUTTER, M.A., RADOVICH, B.J., MATTHEWS, M.D. & KENDALL, C.G.St.C. 1998. The impact of high-frequency sedimentation cycles on stratigraphic interpretation. *In*: GRADSTEIN, F.M., SNDVIK, F.M. & MILTON, N.J. (eds.) **Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications**. Elsevier Science, Amsterdam. NPF Special Publication, 8, p. 141-170.
- POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. 1993. Siliciclastic sequence stratigraphy patterns in foreland ramp-type basins. **Geology**, v. 21, p. 455-458.
- POSAMENTIER, H.W. & JAMES, D.P. 1993. An overview of sequence-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: POSAMENTIER, H.W., SUMMERHAYES, C.P., HAQ, B.U. and ALLEN, G.P. (eds.). **Sequence Stratigraphy and Facies Associations**. Oxford: Blackwell. p. 3-18, International Association of Sedimentologists Special Publication, 18.
- POSAMENTIER, H.W. and WEIMER, P. 1993. Siliciclastic sequence stratigraphy and petroleum geology - where to from here? **American Association of Petroleum Geology Bulletin**, v. 77, p. 731-742.
- QUADROS, L.P. 1988. Zoneamento bioestratigráfico do Paleozóico Inferior e Médio (Seção Marinha) da Bacia do Solimões. Rio de Janeiro, **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 2, n. 1, p. 95-109.

- QUADROS, L.P. & MELO, J.H.G. 1999. **Datação palinológica de treze amostras de superfície da área de Itaituba (Bacia do Amazonas)**. Comunicação Técnica Sebipe 104/99. Petrobrás/Cenpes, Rio de Janeiro.
- QUADROS, L.P., MELO, J.H.G., GRAHN, Y. 1990. Carta Bioestratigráfica da Bacia do Amazonas. *In*: BEURLEN, G. and QUADROS, L.P. (eds.) **Bioestratigrafia das Bacias Paleozóicas Brasileiras**. Rio de Janeiro, Brasil – Petrobrás – Relatório Interno.
- RAMSBOTTOM, R.C. 1979. Rates of transgression and regression in the Carboniferous of NW Europe. **Journal of Geological Society of London**, v. 136, p. 147-153.
- READING, H.G. 1986. **Sedimentary Environments and Facies**. Department of Earth Sciences. University of Oxford.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1980. **Depositional Sedimentary Environments**. New York, Springer-Verlag. p. 229-282.
- REINSON, G.E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. *In*: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (eds.). **Facies Models – Response to Sea Level Change**. Geological Association of Canada, p. 179-194.
- REYNOLDS, A.D. 1996. Paralic Successions. *In*: EMERY, D. & MYERS, K.J. (eds.). **Sequence Stratigraphy**. London. p. 134-177. Blackwell Science Ltd..
- RIDER, M.H. 1990. Gamma-ray log shape used as a facies indicator: critical analysis of an oversimplified methodology. *In*: HURST, A., LOWELL, M.A., MORTON, A.C. (eds). **Geological applications of wireline logs**. London. p. 27-37, The Geological Society Special Publication, 48.
- RODRIGUES, R., VASCONCELOS, D.N., CAPUTO, M.V. 1971. **Sedimentologia das formações pré-pensilvanianas da Bacia do Amazonas**. Belém, Brasil, Petrobrás / Renor. Relatório Interno.
- RODRIGUES, R., SOLIANI Jr., E., TAKAKI, T., SATO, K., KAWAJITA, K. 1993. **Cronoestratigrafia Isotópica do Estrôncio das Formações Andirá (Bacia**

do Amazonas) e Cruzeiro do Sul (Bacia do Acre). Rio de Janeiro, Brasil - Petrobrás – Relatório Interno.

SANTOS, D.B., FERNANDES, P.E.C.A., DREHER, A.M., CUNHA, F.M.B., BASEI, M.A. & TEIXEIRA, J.B.G. 1975. Folha SB-21-Tapajós: Geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia / DNPM – **Projeto Radam**. Rio de Janeiro / DNPM (Levantamento de Recursos Minerais, 7).

SCHLANGER, S.O. and JENKYNS, H.C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events - causes and consequences: **Geologie in Mijnbouw**, v. 55, p. 179-184.

SCOTese, C.R. & BARRET, S.F. 1990. Gondwana's movement over the South Pole during the Palaeozoic: evidence from lithological indicators of climate. *In*: McKERROW, W.S. & SCOTese, C.R. (Eds.). **Palaeozoic, Palaeogeography and Biogeography**, p. 75-85, Geological Society Memoir, 12.

SCOTese, C.R. & McKERROW, W.S. 1990. Revised World Maps and Introduction. *In*: McKERROW, W.S. & SCOTese, C.R. (Eds.). **Palaeozoic, Palaeogeography and Biogeography**, p. 1-21, Geological Society Memoir, 12.

SEILACHER, A. 1982. General remarks about event deposits. In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.) **Cyclic and event stratification**. Berlin, Springer-Verlag, p. 33-49.

SILVA, O.B. 1988. Revisão estratigráfica da Bacia do Solimões. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35. Belém, 1988. **Anais...** Belém, S.B.G. v. 6, p. 2428-2438.

SILVA, O.B. 1996. **Ciclicidade Sedimentar no Pensilvaniano da Bacia do Amazonas e o controle dos ciclos de sedimentação na distribuição estratigráfica dos conodontes, fusulinídeos e palinóforos**. Porto Alegre. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- SLOSS, L.L. 1963. Sequences in the Cratonic Interior of North America. **Geological Society of America Bulletin**, v. 100, p. 1661-1665.
- SLOSS, L.L. 1991. The tectonic factor in sea-level change: a countervailing view. **Journal of Geophysical Research**, v. 96, p. 6609-6617.
- SLOSS, L.L. 1992. Tectonic episodes of cratons: **Terra Nova**, v. 4, p. 320-328.
- SLOSS, L.L. 1996. Sequence Stratigraphy on the Craton: Caveat Emptor. *In*: WIYZKE B.J., LUDVIGSON, G.A. and DAY, J. (eds.) **Paleozoic Sequence Stratigraphy - Views from North America Craton**, p. 425-433, Geological Society of America Special Paper, 306.
- SLOSS, L.L., KRUMBEIN, W.C. & DAPPLES, E.C. 1949. Integrated Facies Analysis. *In*: LONGWELL, C.R. (ed.). **Sedimentary Facies in Geologic History**, p. 91-124, Geological Society of America Memoir, 39.
- SMITH, D.G. 1994. Cyclicity or chaos? Orbital forcing versus non-linear dynamics. *In*: DE BOER, P.L. & SMITH, D.G. (eds.). **Orbital Forcing and Cyclic Sequences**. Oxford: Blackwell, p. 531-534, International Association of Sedimentologists Special Publication, 19.
- SOARES, P.C. 1991. **Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná – controles**. Curitiba, 131p. Tese para concurso ao cargo de Professor Titular. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Paraná.
- STREEL, M., FAIRON-DEMARET, M. & LOBOZIAK, S. 1990. Givetian-Frasnian Phytogeography of Euramerica and western Gondwana based on Miospore Distribution. *In*: McKERROW, W.S. & SCOTese, C.R. (Eds.). **Palaeozoic, Palaeogeography and Biogeography**, p. 291-296. Geological Society Memoir, 12.
- SZATMARI, P. & PORTO, R. 1982. **Classificação tectônica das bacias sedimentares terrestres do Brasil**. Rio de Janeiro, Brasil, Petrobrás. Relatório Interno.

- SZATMARI, P.; SIMÕES, I.A. & CARVALHO, R.S. 1975. **Evaporitos da Bacia do Amazonas**. Petrobrás, 128p. Relatório Interno.
- VAIL, P.R.; MITCHUM Jr., R.M. & THOMPSON III, S. 1977. Seismic Stratigraphy and Geological Changes of Sea Level from Coastal Onlap. In: PAYTON, C.E. (ed.) **Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration**, p. 63-81, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology – an overview. In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (eds.). **Cycles and Events in Stratigraphy**. Berlin: Springer-Verlag, p. 617-659.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM R.M. Jr., CAMPION, K.M. and RAHMANIAN, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: Concepts for high-resolution correlation of time and facies. Tulsa, Oklahoma, 55p, American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration, 7.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUITT, T.S. & HARDENBOL, J. 1988. An overview of the fundamentals of Sequence Stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDAL, C.G.S.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (eds.). **Sea Level Changes: an integrated approach**. Tulsa, Oklahoma, p. 39-45, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42.
- VIEIRA, R.A.B. 1998. **Análise Estratigráfica e Evolução Paleogeográfica da Seção Neoptiana na porção Sul da Plataforma de São Mateus, Bacia do Espírito Santo, Brasil**. Porto Alegre. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- WANDERLEY Fo., J.R. 1991. **Evolução Estrutural da Bacia do Amazonas e sua Relação com o Embasamento**. Belém. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Pará.

- WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDAL, C.G.S.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. and VAN WAGONER, J.C. 1988. **Sea Level Changes: an integrated approach**. Tulsa, Oklahoma, 407p. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42.
- WILLIAMS, K.E. 1995. Tectonic Subsidence Analysis and Paleozoic Paleogeography of Gondwana, *In: A.J.TANKARD, R.SUAREZ S. and H.J. WELSINK (eds.). Petroleum Basins of South America*, p. 79-100, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62.
- WITZKE, B.J. 1990. Palaeoclimatic constraints for Palaeozoic palaeolatitudes of Laurentia and Euramerica. *In: McKERROW, W.S. & SCOTSE, C.R. (Eds.). Palaeozoic, Palaeogeography and Biogeography*, p. 57-73, Geological Society Memoir, 12.
- WITZKE, B.J., LUDVIGSON, G.A. and DAY, J. 1996. Introduction: Paleozoic applications of sequence stratigraphy, *In: WITZKE, B.J., LUDVIGSON, G.A. and DAY, J. (eds.). Paleozoic Sequence Stratigraphy: Views from the North American Craton: Boulder, Colorado*, p. 1-6, Geological Society of America Special Paper, 306).
- WOLTERS, H.J., SHAFFER, J.A., CERVENY, R.S. & BARNHILL, R.E. 1996. Visualization of Milankovitch climate-change theory. **Journal of Geoscience Education**, v. 44, p. 7-12.
- ZALÁN, P.V. 1991. Influence of Pre-Andean Orogenesis on the Paleozoic Intracratonic Basins of South America. *In: SIMPOSIO BOLIVARIANO*, 4. Bogotá. **Memorias**, Tomo I, Trabajo 7.
- ZALÁN, P.V., CONCEIÇÃO, J.C.J., WOLFF, S., ASTOLFI, M.A.M., VIEIRA, I.S., APPI, V.T., SANTOS NETO, E.V., CERQUEIRA, J.R., ZANOTTO, O.A., PAUMER, M.L. 1986. **Bacia do Paraná**. Rio de Janeiro, Brasil - Petrobrás/Depex/Cenpes – Relatório Interno.

ANEXO 6.1

Tabela de Litofácies definidas através de testemunhos

MS-5

FÁCIES	Descrição das Estruturas Sedimentares	Granulometria	Espessura da und. Faciológica	Comentários
ARN c/ nível conglomerático (A3) (Fm. Lontra # 30 e 31)	nível conglomerático	Areia fna / med c/ nível conglomerático	0,50m	filmes argilosos; finning upward; limite de seqüência (?)
ARN intensamente bioturbado (A2) (Fm. Lontra # 30 e 31)	sem estrutura aparente	Areia fna / med	0,50 a 1,00m	intensamente bioturbado
FLH siltico (F1) (Fm. Lontra # 30)	laminado	Argila / Silte	0,05 a 0,10m	bioturbado; localmente ocorrem "linsen" de arn
ARN com estratíf. X ondulante truncada (A1) (hummocky) (Fm. Lontra # 30)	estratíf. X ondulante truncada finning upward	Areia fna / med	0,10 a 0,50m	contato formações Lontra / Ererê (?)
CGL ferruginoso (C1) (Fm. Ererê # 27)	sem estrutura sed. aparente	Seixo	0,25m	ferruginoso; seixos/grânulos de qtz flutuantes em mtz arenosa
ARN silicificado (A8) (Fm. Ererê # 25)	sem estrutura sed. aparente	Areia fna / med	0,15 a 0,25m	silicificado; em parte ferruginoso
ARN c/ climbing ripples (Fm. Ererê # 24) (A5)	climbing ripples	Areia med / fna	0,40m	bioturbação fraca
ARN c/ nível conglom. Basal (Fm. Ererê / Barreirinha, #21) (A3)	estratíf. X indistinta finning upward	Areia med / gro c/ nível de seixos	0,85 a 1,30m	oxidação nos níveis conglomeráticos: limite de seqüência (?)
ARN c/ herringbone (Fm. Ererê / Barreirinha, # 21) (A10)	estratíf. X bidirecional (herringbone)	Areia med / fna	0,30m	bem selecionado / em parte silicificado; praial

MS-4

FÁCIES	Descrição das Estruturas Sedimentares	Granulometria	Espessura da und. Faciológica	Comentários
ARN c/ estratíf. X baixo ângulo. (A4)	Estratíf. X de baixo ângulo loc mac / c/ níveis argilosos	Areia fina / med	2,55m	filmes argilosos; bioturbação fraca

MS-3

FÁCIES	Descrição das Estruturas Sedimentares	Granulometria	Espessura da und. Faciológica	Comentários
ARN c/ estratíf. X indistinta (A4)	Estratíf. X indistinta ou de de baixo ângulo; "sets" c/ 1-10cm realçados p/ níveis argilosos	Areia fina / med	1,85m	filmes argilosos; bioturbação fraca

UI-2

FÁCIES	Descrição das Estruturas Sedimentares	Granulometria	Espessura da und. Faciológica	Comentários
ARN c/ estratíf. X de baixo ângulo. (A4)	Estratíf. X de baixo ângulo; loc níveis argilosos	Areia med / gra	2,50m	filmes argilosos; pirita disseminada, no topo

NO-6

FÁCIES	Descrição das Estruturas Sedimentares	Granulometria	Espessura da und. Faciológica	Comentários
ARN maciço. (A2)	sem estrut. sed. aparente	Areia med / fina	4,45m	filmes argilosos / piritização; bioturbação mod. horiz / vert

AM-1

FÁCIES	Descrição das Estruturas Sedimentares	Granulometria	Espessura da und. Faciológica	Comentários
ARN c/ níveis conglomeráticos (A3) (Fm. Jatapu, #35, 34 e 33).	hummocky níveis conglomeráticos	Areia fina / med loc seixos	0,50 a 1,50m	bioturbação intensa / estrutura de carga; cgl: expos. Subaérea
ARN maciço c/ níveis ferruginosos (Fm. Jatapu #32) (A8)	maciço (pseudo estratíf. c/ níveis ferruginosos	Areia grossa / med	0,70m	silicificado / ferruginoso
ARN bioturbado (A2) (Fm. Jatapu #32)	sem estrat. aparente	Areia fina / mfn	0,50 a 1,60m	bioturbação moderada; finning upward
ARN c/ estratíf. plano // ou X de baixo ângulo (Fm. Lontra #31) (A4)	estratíf. plano // estratíf. X baixo ângulo	Areia med / grossa	1,00m	silicoso; níveis ferruginosos praia (?)
SLX (Fm. Lontra / Ererê)	sem estrutura aparente	Silte / argila	0,20 a 1,00m	com espículas de esponjas; filmes argilosos
ARN maciço (A2) (Fm. Lontra / Ererê #26, 25, 24 e 23)	sem estrutura aparente	Areia fina / mfn	0,15 a 3,00m	bioturbação intensa / moderada vert. / horiz. ; Filmes argilosos / silicificado
FLH (F1) (Fm. Lon / Ere #23, 22)	físsil	Argila	4,00m	cinza acastanhado com molde de braquiópode
ARN c/ lam. plano-// (Fm. Ererê #19) (A4)	laminação plano //	Areia fina / mfn	0,40m	filmes argilosos
DMT (Fm. Ererê #18 e 14)	desorganizada	Argila	0,70 a 0,95m	fragmentos de rochas ígneas / seixos de quartzo; matriz argilosa: mud-supported
SLT (S2) (Fm. Ererê #17, 16 e 15)	com linsas arenosas	Silte / argila / areia mto fina	0,10 a 0,30m	cinza médio/escuro; intercalações de arenitos c/ hummocky
ARN c/ estratíf. X ondulante truncada (Fm. Ererê #17, 16 e 15) (A1)	estratíf. X ondulante truncada (hummocky)	Areia fina / mfn	0,10 a 0,50m	intercalados c/ slt-flh-arn c/ wavy e linsen; bioturbação moderada

UA-1

FÁCIES	Descrição das Estruturas Sedimentares	Granulometria	Espessura da und. Faciológica	Comentários
ARN c/ estratíf. X ondulante truncada (A1) (Fm. Jatapu #46 e 45)	estratíf. X ondulante truncada (hummocky) de gde. compr. de onda e peq. amplitude	Areia fina	2,00 a 2,50m	bioturbação fraca; filmes de argila c/ estilólitos (?)
ARN mac / bioturb. (Fm. Jatapu #46, 45,44,43 e 42) (A2)	sem estrut. aparente devido intensa bioturbação	Areia mfn / med	0,70 a 2,30m	#45: Arenicolites isp. #44: Palaeophycus isp. #43: Skolithos isp. Asterosoma isp. #42: Rosselia / Cylindrichnus isp.
ARN conglomerático (Fm. Jatapu #43) (A3)	máçico c/ seixos de quartzo dispersos	Areia gro / seixo	0,30m	níveis conglomeráticos e avermelhados na base
ARN c/ estratíf. X baixo ângulo (Fm. Jatapu #43)	estratíf. X de baixo ângulo	Areia med	0,20m	bioturbação fraca; clastos de filh
FLH (Fm. Jatapu #43) (F1)	microestratíf. ondulante, em parte truncada	Argila	0,20m	
SLT arenoso (Fm. Jatapu #42) (S2)	"wavy" e "linsen"	Silte / areia fina	0,10 a 0,90m	
ARN c/ "climbing-ripples" (Fm. Jatapu #42) (A5)	"climbing-ripples"	Areia med / fina	0,30 a 0,40m	filmes argilosos; bioturbação fraca
ARN c/ estratíf. X tabular (Fm. Jatapu #42) (A6)	estratíf. X tabular	Areia med	0,30m	localmente fragmentos de argila
ARN máçico c/ flaser (Fm. Jatapu #42) (A7)	flaser	Areia med	0,30m	localmente avermelhado
SLT c/ micro-hummocky (Fm. Lontra #38) (S3)	micro-hummocky	Silte / argila	1,0m	bioturbação fraca
ARN mac / ferruginoso (Fm. Lontra #36) (A8)	máçico, sem estruturas sed. aparentes	Areia med / gro	1,00m	bioturbação fraca; filmes argilosos
SLT / ARN intercalados (Fm. Ererê #35) (S2)	"wavy" e "linsen" ; micro-hummocky	Silte / areia fina	3,90m	bioturbação moderada: tubos de vermes (?)
CGL c/ frags. de ígneas (Fm. Ererê #35) (C1)	sem estrut. sed. aparente	Seixo / areia med	0,10m	fragmentos de rochas ígneas dispersos em arenito médio

ARN c/ microlaminação ondulada (Fm. Ererê #33) (A9)	microlaminação ondulada	Areia fina / med	2,60m	bioturbação fraca; filmes argilosos
ARN mac, c/ flaser (Fm. Ererê #32) (A7)	sem estrut. sed. aparente; localmente flaser	Areia fina / med	1,50m	bioturbação fraca; filmes argilosos / clastos de argila

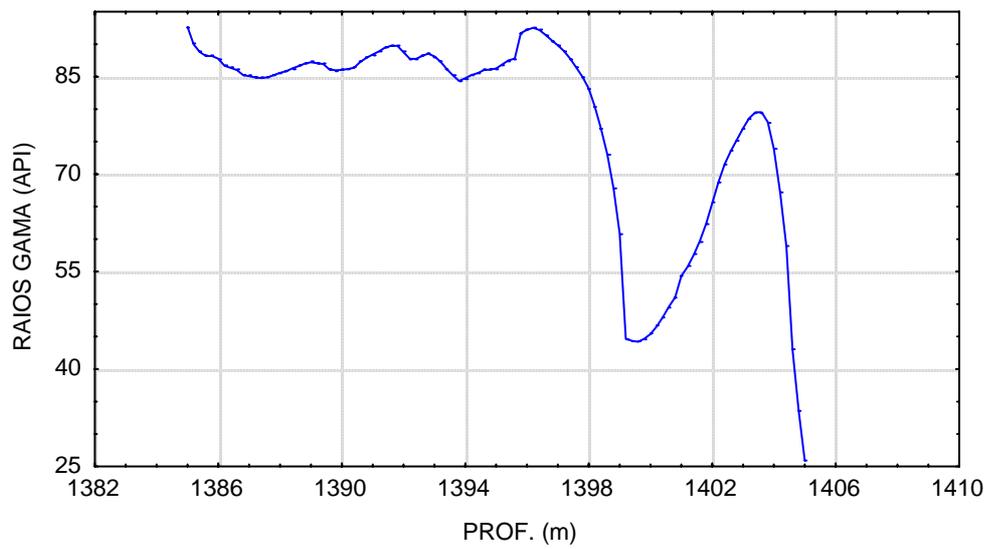
RX-1

FÁCIES	Descrição das Estruturas Sedimentares	Granulometria	Espessura da und. Faciológica	Comentários
ARN mosqueado (Fm. Lontra / Ererê #130) (A2)	maciço / mosqueado devido à intensa bioturbação horiz. e vert.	Areia med / gro	3,85m	bioturbação intensa; filmes argilosos
ARN mac / localmente c/ estratíf. plano // (Fm. Ererê #129) (A4)	estratificação plano-paralela	Areia fina / med	0,90m	bioturbação moderada
ARN c/ estratíf. plano // e X de baixo ângulo (Fm. Ererê # 127) (A4)	estratíf. plano // na base; estratíf. X de baixo ângulo no topo	Areia med / fina	0,45m	grãos esverdeados ressaltando estratificação
FLH sto (F2) (Fm. Ererê #129 e 126)	laminação / fissilidade	Argila / silte	0,10 a 0,25m	bioturbação moderada; concreções óxidas no # sup.

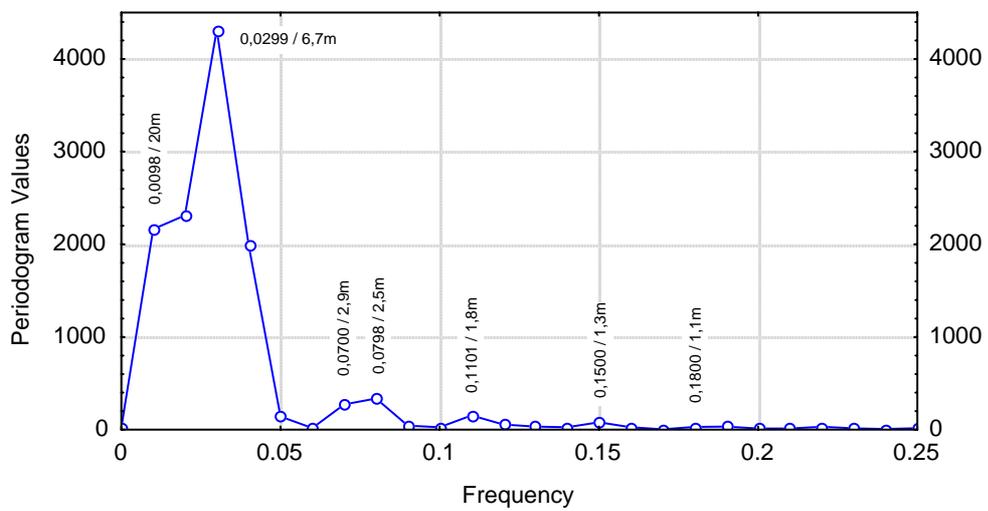
ANEXO 7.1

Análise Espectral do Perfil RG do poço AM-1

AM-1 (Fm. ERERÊ - Intv. A)



AM-1 (Fm. ERERÊ - RG - Intv. A) Spectral analysis
No. of cases: 100



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Matriz do Periodograma

Título : am1-e-rg-p-ta

Similaridade Trabalhada:95%

	20	6,7	2,9	2,5	1,8	1,3	1,1
20	1,00	2,99	6,90	8,00	11,11	15,38	18,18
6,7		1,00	2,31	2,68	3,72	5,15	6,09
2,9			1,00	1,16	1,61	2,23	2,64
2,5				1,00	1,39	1,92	2,27
1,8					1,00	1,38	1,64
1,3						1,00	1,18
1,1							1,00

Cálculo da Razão

Milankovitch

Razão	P.Longo	P.Curto
5,88	100	17
5,00	100	20
2,35	40	17
2,35	40	17
2,00	40	20
1,18	20	17
1,18	20	17

Periodograma

Razão	P.Longo	P.Curto
6,09	6,7	1,1
5,15	6,7	1,3
2,31	6,7	2,9
2,27	2,5	1,1
1,92	2,5	1,3
1,18	1,3	1,1
1,16	2,9	2,5

Cálculo da Taxa Sedimentar

Valor Longo

Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
6,7	100	6,70 = 6,7m/100ka.
6,7	40	16,75
6,7	100	6,70
2,9	20	14,50
2,5	40	6,25
2,5	40	6,25
1,3	20	6,50

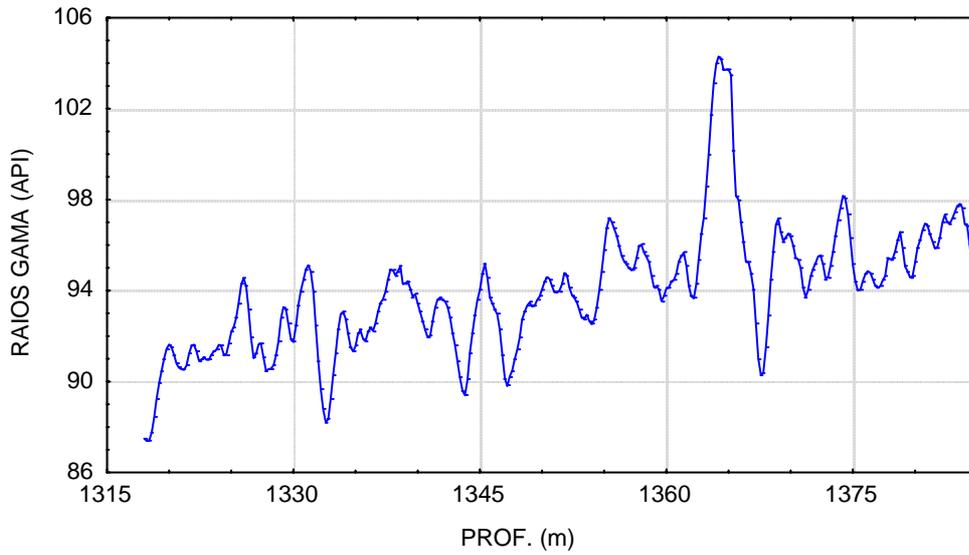
Valor Curto

Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
1,3	20	6,50
1,3	20	6,50 = 1,3m/20ka = 6,5m/100ka.
1,1	17	6,47
2,9	17	17,06

1,1	17	6,47
2,5	17	14,71
1,1	17	6,47

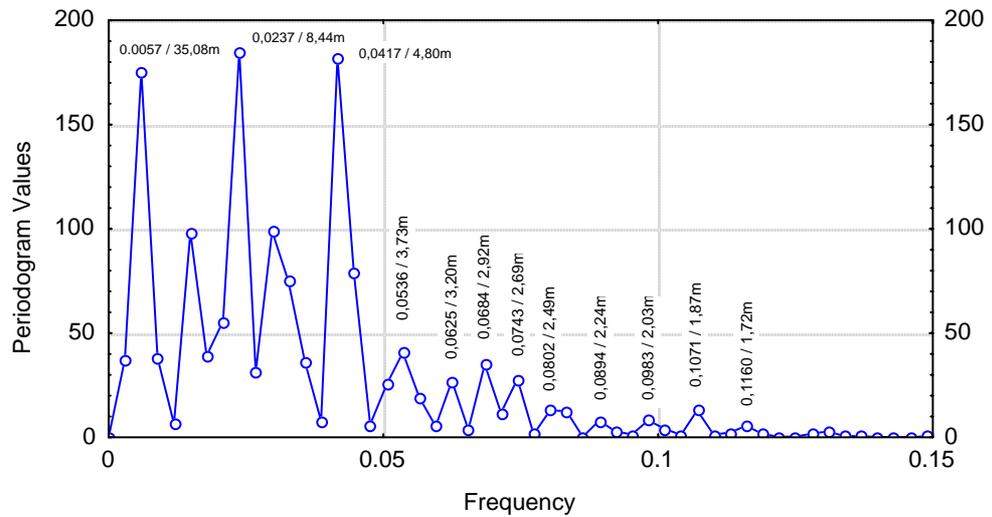
Intv. A: $1405/1385m = 20m$
4 picos x 6,5m = 26m
4 picos x 100ka = 400ka = 0,4Ma.

AM-1 (Fm. ERERÊ - Intv. B)



AM-1 (Fm. ERERÊ - RG - INTV.B) Spectral analysis

No. of cases: 336



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Periodograma Razão	P.Longo	P.Curto
20,59	35	1,7
4,94	8,4	1,7
4,20	8,4	2
4,17	35	8,4
2,63	8,4	3,2
2,53	4,8	1,9
2,40	4,8	2
2,40	4,8	2
2,27	8,4	3,7
1,95	3,7	1,9
1,92	4,8	2,5
1,23	2,7	2,2
1,19	3,2	2,7
1,18	2	1,7
1,16	3,7	3,2
1,16	2,9	2,5
1,16	2,2	1,9
1,14	2,5	2,2

Cálculo da Taxa Sedimentar

Valor Longo Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
35	410	8,54
35	410	8,54
8,4	40	21,00
8,4	100	8,40
8,4	410	2,05
<hr/>		
8,4	100	8,40
4,8	40	12,00
4,8	100	4,80
4,8	100	4,80
4,8	40	12,00
3,7	20	18,50
3,7	40	9,25
3,2	20	16,00
2,9	20	14,50
2,7	20	13,50
2,5	20	12,50
2,2	20	11,00
2	20	10,00

$8,4m/410ka = 2,05m/100ka.$

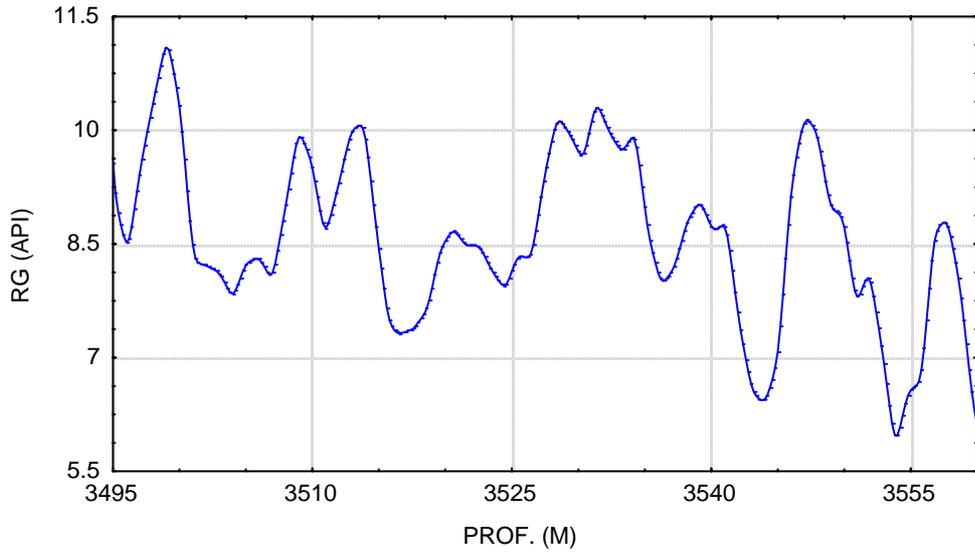
Valor Curto Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
8,4	100	8,40
2	100	2,00
<hr/>		
3,2	40	8,00
1,9	40	4,75
2	40	5,00
2,5	20	12,50
1,9	20	9,50
1,7	20	8,50
1,7	20	8,50
2,5	17	14,71

$= 2m/100ka.$

ANEXO 7.2

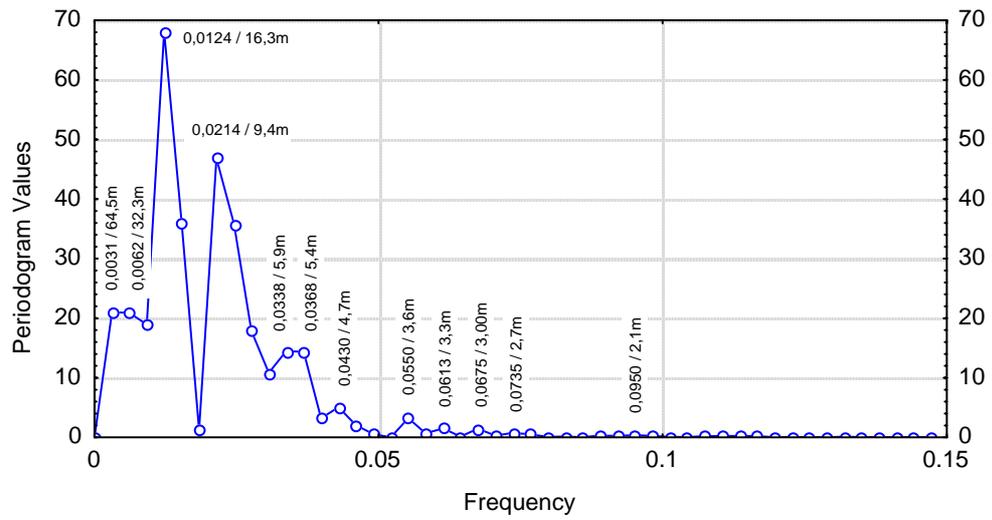
Análise Espectral do Perfil RG do poço UA-1

UA-1 - (Fm. ERERÉ - Intv. A)



UA-1 (Fm. ERER6E - RG - Intv. A) Spectral analysis

No. of cases: 326



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Matriz do Periodograma

Título : ua1-e-rg-p-ta
Similaridade Trabalhada:95%

	64,5	32,3	16,1	9,4	5,9	5,4	4,7	3,6	3,3	3	2,7	2,1
64,5	1,00	2,00	4,01	6,86	10,93	11,94	13,72	17,92	19,55	21,50	23,89	30,71
32,3		1,00	2,01	3,44	5,47	5,98	6,87	8,97	9,79	10,77	11,96	15,38
16,1			1,00	1,71	2,73	2,98	3,43	4,47	4,88	5,37	5,96	7,67
9,4				1,00	1,59	1,74	2,00	2,61	2,85	3,13	3,48	4,48
5,9					1,00	1,09	1,26	1,64	1,79	1,97	2,19	2,81
5,4						1,00	1,15	1,50	1,64	1,80	2,00	2,57
4,7							1,00	1,31	1,42	1,57	1,74	2,24
3,6								1,00	1,09	1,20	1,33	1,71
3,3									1,00	1,10	1,22	1,57
3										1,00	1,11	1,43
2,7											1,00	1,29
2,1												1,00

Cálculo da Razão

Milankovitch Razão	P.Longo	P.Curto
24,12	410	17
20,50	410	20
20,50	410	20
10,25	410	40
10,25	410	40
5,88	100	17
5,88	100	17
5,00	100	20
4,10	410	100
2,50	100	40
2,50	100	40
2,35	40	17
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17

Periodograma Razão	P.Longo	P.Curto
23,89	64,5	2,7
21,50	64,5	3
19,55	64,5	3,3
10,77	32,3	3
9,79	32,3	3,3
5,98	32,3	5,4
5,96	16,1	2,7
4,88	16,1	3,3
4,01	64,5	16,1
2,61	9,4	3,6
2,57	5,4	2,1
2,24	4,7	2,1
2,01	32,3	16,1
2,00	9,4	4,7
2,00	64,5	32,3
2,00	5,4	2,7
1,97	5,9	3
1,22	3,3	2,7
1,20	3,6	3
1,15	5,4	4,7

Cálculo da Taxa Sedimentar

Valor Longo Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
64,5	410	15,73
64,5	410	15,73
64,5	40	161,25
64,5	410	15,73
64,5	410	15,73
32,3	40	80,75
32,3	100	32,30
32,3	410	7,88
32,3	410	7,88
16,1	100	16,10
16,1	100	16,10
9,4	40	23,50
9,4	100	9,40
5,9	40	14,75
5,4	20	27,00
5,4	100	5,40 = 5,4m / 100ka.
5,4	40	13,50
4,7	40	11,75
3,6	20	18,00
3,3	20	16,50

Valor Curto Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
16,1	100	16,10
3,6	40	9,00
2,1	40	5,25 = 5,25m / 100ka.
3	40	7,50
3,3	40	8,25

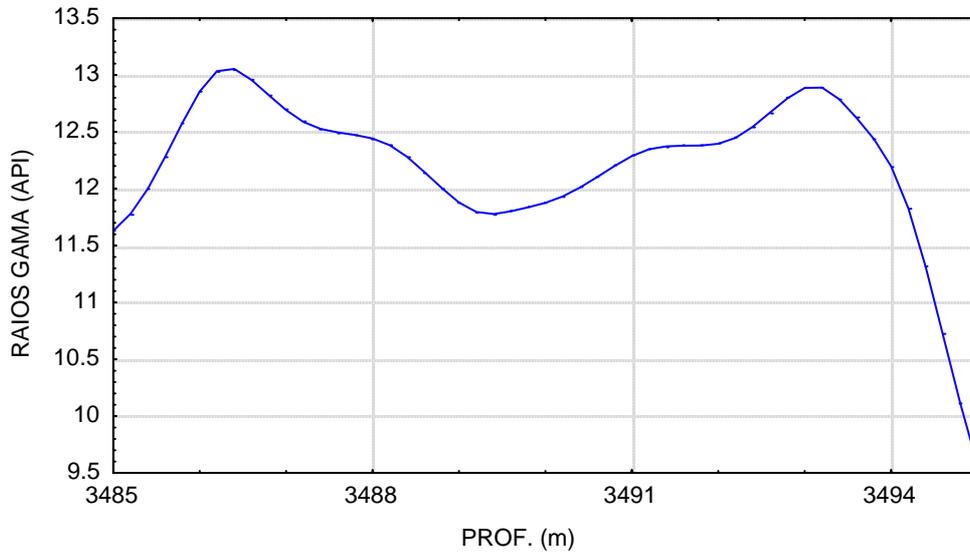
32,3	20	161,50
16,1	20	80,50
2,7	20	13,50
3,3	20	16,50
3,3	20	16,50
4,7	20	23,50
3	20	15,00
3	20	15,00
4,7	17	27,65
2,1	17	12,35
5,4	17	31,76
3	17	17,65
2,7	17	15,88
2,7	17	15,88
2,7	17	15,88

Intv. A: $3560/3495m = 65m$

$12,5 \text{ picos} \times 5,25m = 65m$

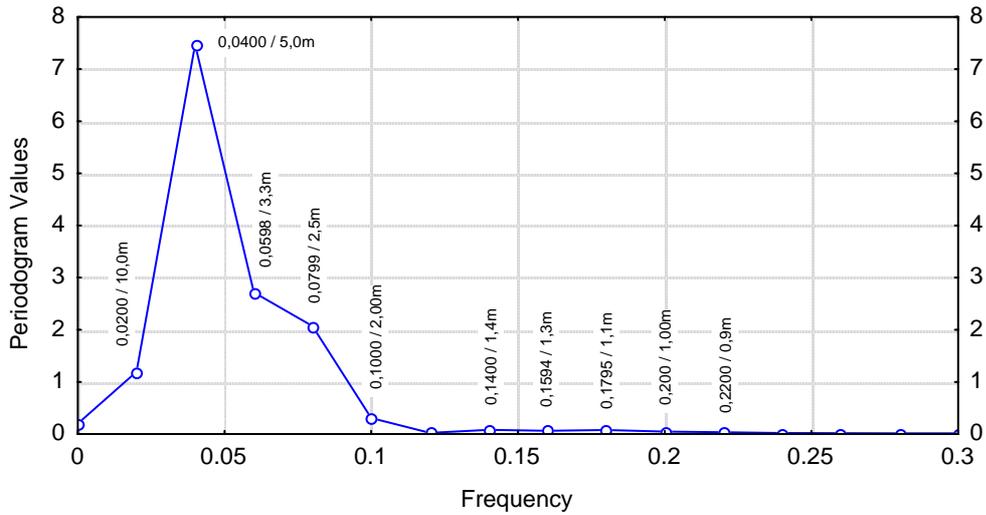
$12,5 \text{ picos} \times 100ka = 1250ka = 1,25Ma.$

UA-1 (Fm. ERERÊ - Intv. B)



UA-1 (Fm. ERERÊ - RG - Intv. B) Spectral analysis

No. of cases: 50



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Matriz do Periodograma

Título : ua1-e-rg-p-tb

Similaridade Trabalhada:95%

	10	5	3,3	2,5	2	1,4	1,3	1,1	1	0,9
10	1,00	2,00	3,03	4,00	5,00	7,14	7,69	9,09	10,00	11,11
5		1,00	1,52	2,00	2,50	3,57	3,85	4,55	5,00	5,56
3,3			1,00	1,32	1,65	2,36	2,54	3,00	3,30	3,67
2,5				1,00	1,25	1,79	1,92	2,27	2,50	2,78
2					1,00	1,43	1,54	1,82	2,00	2,22
1,4						1,00	1,08	1,27	1,40	1,56
1,3							1,00	1,18	1,30	1,44
1,1								1,00	1,10	1,22
1									1,00	1,11
0,9										1,00

Cálculo da Razão

Milankovitch

Razão	P.Longo	P.Curto
10,25	410	40
5,00	100	20
5,00	100	20
4,10	410	100
2,50	100	40
2,50	100	40
2,50	100	40
2,35	40	17
2,35	40	17
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
1,18	20	17
1,18	20	17

Periodograma

Razão	P.Longo	P.Curto
10,00	10	1
5,00	5	1
5,00	10	2
4,00	10	2,5
2,54	3,3	1,3
2,50	2,5	1
2,50	5	2
2,36	3,3	1,4
2,27	2,5	1,1
2,00	2	1
2,00	10	5
2,00	5	2,5
1,92	2,5	1,3
1,22	1,1	0,9
1,18	1,3	1,1

Cálculo da Taxa Sedimentar

Valor Longo

Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)	
10	410	2,44	
10	100	10,00	
10	40	25,00	
10	410	2,44	
5	100	5,00	
5	40	12,50	
5	100	5,00	
3,3	40	8,25	
3,3	100	3,30	
2,5	40	6,25	
2,5	40	6,25	
2,5	100	2,50	= 2,5m / 100ka.
2	40	5,00	
1,3	20	6,50	
1,1	20	5,50	

Valor Curto

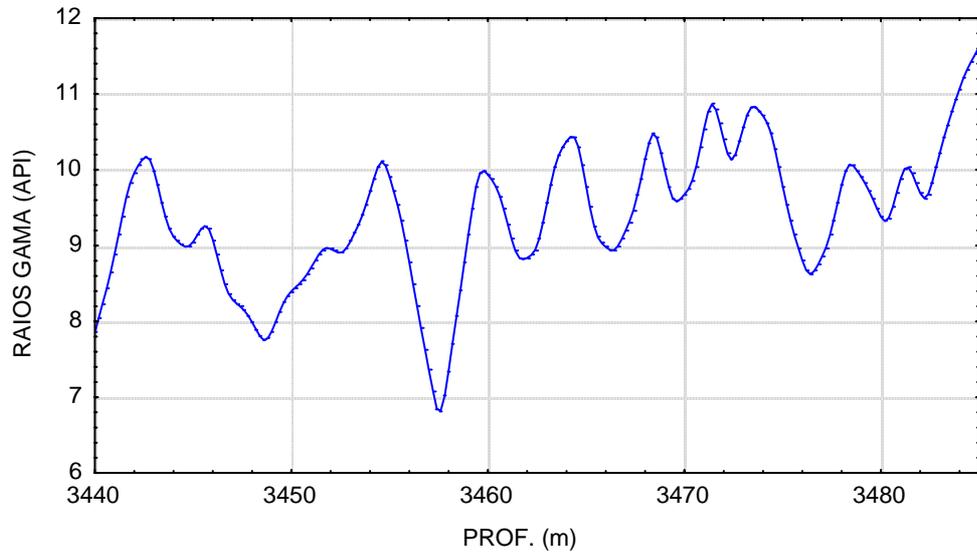
Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)	
2,5	100	2,50	= 2,5m / 100ka.
1	40	2,50	
2	40	5,00	
1,3	40	3,25	
1	40	2,50	
2	20	10,00	
1	20	5,00	
5	20	25,00	
2,5	20	12,50	
1,3	20	6,50	
1	20	5,00	
1,4	17	8,24	
1,1	17	6,47	
1,1	17	6,47	
0,9	17	5,29	

Intv. B: $3495/3485 = 10m$

$4,5 \text{ picos} \times 2,5m = 11m$

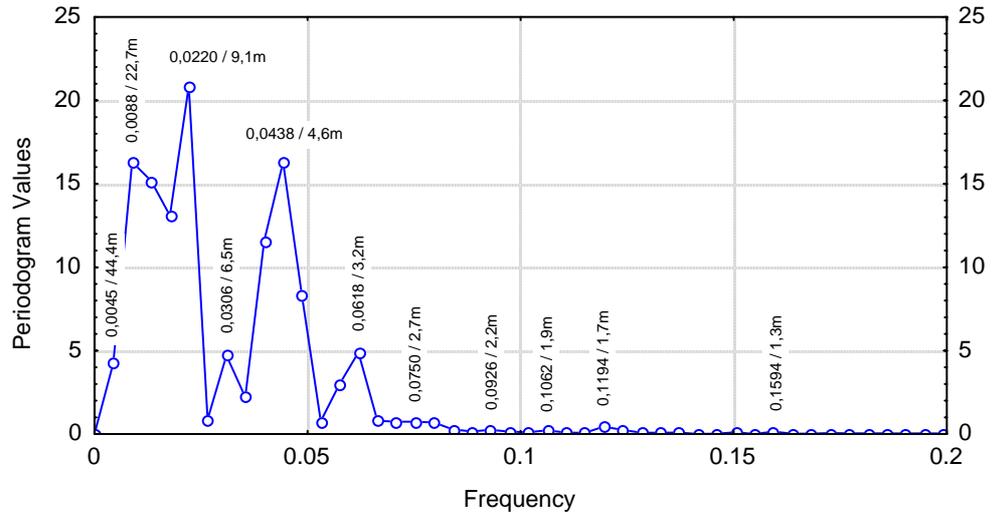
$4,5 \text{ picos} \times 100ka = 450ka = 0,45Ma.$

UA-1 (Fm. ERERÊ - Intv. C)



UA-1 (Fm. ERERÊ - RG - Intv. C) Spectral analysis

No. of cases: 226



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Matriz do Periodograma

Título : ua1-e-rg-p-tc
Similaridade Trabalhada:95%

	44,4	22,7	9,1	6,5	4,6	3,2	2,7	2,2	1,9	1,7	1,3
44,4	1,00	1,96	4,88	6,83	9,65	13,88	16,44	20,18	23,37	26,12	34,15
22,7		1,00	2,49	3,49	4,93	7,09	8,41	10,32	11,95	13,35	17,46
9,1			1,00	1,40	1,98	2,84	3,37	4,14	4,79	5,35	7,00
6,5				1,00	1,41	2,03	2,41	2,95	3,42	3,82	5,00
4,6					1,00	1,44	1,70	2,09	2,42	2,71	3,54
3,2						1,00	1,19	1,45	1,68	1,88	2,46
2,7							1,00	1,23	1,42	1,59	2,08
2,2								1,00	1,16	1,29	1,69
1,9									1,00	1,12	1,46
1,7										1,00	1,31
1,3											1,00

Cálculo da Razão

Milankovitch Razão	P.Longo	P.Curto
24,12	410	17
20,50	410	20
10,25	410	40
5,00	100	20
5,00	100	20
5,00	100	20
5,00	100	20
4,10	410	100
2,50	100	40
2,50	100	40
2,50	100	40
2,50	100	40
2,35	40	17
2,35	40	17
2,35	40	17
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17

Periodograma Razão	P.Longo	P.Curto
23,37	44,4	1,9
20,18	44,4	2,2
10,32	22,7	2,2
5,00	6,5	1,3
4,93	22,7	4,6
4,88	44,4	9,1
4,79	9,1	1,9
4,14	9,1	2,2

2,49	22,7	9,1
2,46	3,2	1,3
2,46	3,2	1,3
2,42	4,6	1,9
2,42	4,6	1,9
2,41	6,5	2,7
2,41	6,5	2,7
2,09	4,6	2,2
2,08	2,7	1,3
2,03	6,5	3,2
1,98	9,1	4,6
1,96	44,4	22,7
1,23	2,7	2,2
1,19	3,2	2,7
1,16	2,2	1,9

Cálculo da Taxa Sedimentar

Valor Longo Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
44,4	40	111,00
44,4	410	10,83
44,4	410	10,83
44,4	100	44,40
22,7	100	22,70
22,7	410	5,54
22,7	100	22,70
9,1	410	2,22
9,1	100	9,10
9,1	40	22,75
6,5	40	16,25
6,5	40	16,25
6,5	100	6,50
6,5	100	6,50
4,6	40	11,50
4,6	40	11,50
4,6	100	4,60
3,2	20	16,00
3,2	40	8,00
3,2	100	3,20 = 3,2m / 100ka.
2,7	40	6,75
2,7	20	13,50
2,2	20	11,00

Valor Curto Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
2,2	100	2,20
1,3	40	3,25 = 3,25m / 100ka.
1,9	40	4,75
9,1	40	22,75
2,7	40	6,75
2,2	40	5,50
3,2	20	16,00
4,6	20	23,00
1,3	20	6,50
2,2	20	11,00

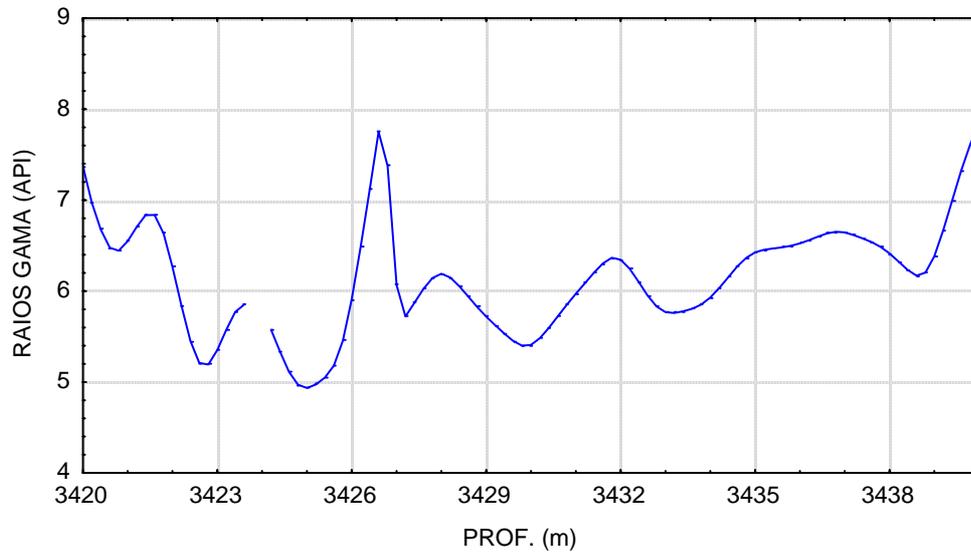
22,7	20	113,50
1,3	20	6,50
1,9	20	9,50
2,2	20	11,00
9,1	20	45,50
4,6	20	23,00
2,7	17	15,88
1,3	17	7,65
2,7	17	15,88
2,2	17	12,94
1,9	17	11,18
1,9	17	11,18
1,9	17	11,18

Intv. C: 3485/3440m = 45m

13,5 picos x 3,25m = 44m

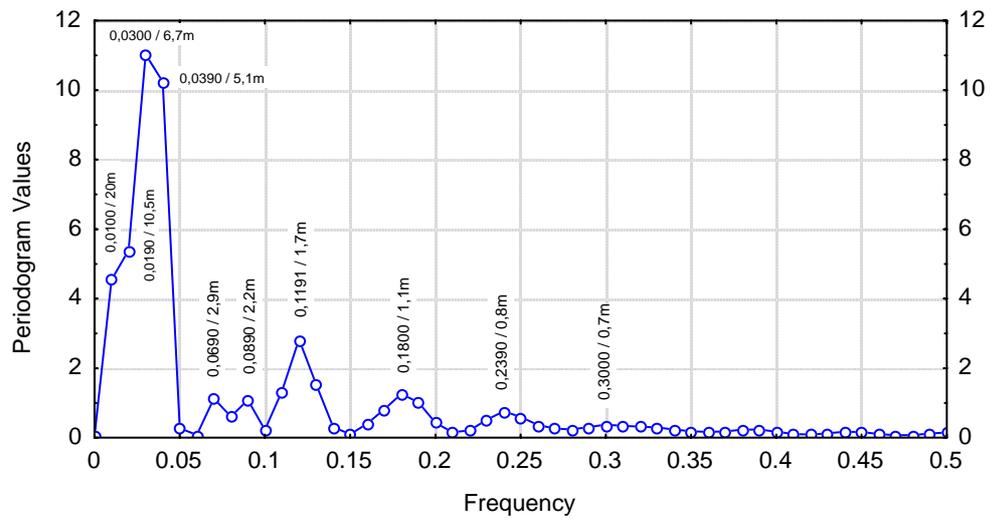
13,5 picos x 100ka = 1350ka = 1,35Ma.

UA-1 (Fm. ERERÊ - Intv. D)



UA-1 (Fm. ERERÊ - Intv. D) Spectral analysis

No. of cases: 100



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Matriz do Periodograma

Título : ua1-e-rg-p-td
Similaridade Trabalhada:95%

	20	10,5	6,7	5,1	2,9	2,2	1,7	1,1	0,8	0,7
20	1,00	1,90	2,99	3,92	6,90	9,09	11,76	18,18	25,00	28,57
10,5		1,00	1,57	2,06	3,62	4,77	6,18	9,55	13,13	15,00
6,7			1,00	1,31	2,31	3,05	3,94	6,09	8,38	9,57
5,1				1,00	1,76	2,32	3,00	4,64	6,38	7,29
2,9					1,00	1,32	1,71	2,64	3,63	4,14
2,2						1,00	1,29	2,00	2,75	3,14
1,7							1,00	1,55	2,13	2,43
1,1								1,00	1,38	1,57
0,8									1,00	1,14
0,7										1,00

Cálculo da Razão

Milankovitch

Razão	P.Longo	P.Curto
24,12	410	17
5,88	100	17
5,88	100	17
5,00	100	20
4,10	410	100
4,10	410	100
4,10	410	100
2,50	100	40
2,35	40	17
2,35	40	17
2,35	40	17
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
1,18	20	17

Periodograma

Razão	P.Longo	P.Curto
25,00	20	0,8
6,18	10,5	1,7
6,09	6,7	1,1
4,77	10,5	2,2
4,14	2,9	0,7
3,94	6,7	1,7
3,92	20	5,1
2,43	1,7	0,7
2,43	1,7	0,7
2,32	5,1	2,2
2,31	6,7	2,9
2,06	10,5	5,1
2,00	2,2	1,1
1,90	20	10,5
1,14	0,8	0,7

Cálculo da Taxa Sedimentar

Valor Longo

Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)	
20	410	4,88	
20	40	50,00	
20	410	4,88	
10,5	100	10,50	
10,5	100	10,50	
10,5	40	26,25	
6,7	40	16,75	
6,7	100	6,70	
6,7	410	1,63	
5,1	40	12,75	
2,9	410	0,71	
2,2	40	5,50	= 2,2m/40ka.
1,7	100	1,70	
1,7	40	4,25	
0,8	20	4,00	

Valor Curto

Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)	
5,1	100	5,10	= 5,1m/100ka.
1,7	100	1,70	
0,7	100	0,70	
0,7	40	1,75	
10,5	20	52,50	
1,1	20	5,50	
5,1	20	25,50	
2,2	20	11,00	
2,2	17	12,94	
2,9	17	17,06	
1,1	17	6,47	
1,7	17	10,00	
0,8	17	4,71	
0,7	17	4,12	
0,7	17	4,12	

Intv. D: 3440/3420m = 20m

Subintervalo 3440/3427m = 13m

3 picos x 5,1m = 15m

3 picos x 100ka = 300ka = 0,3Ma

Subintervalo 3427/3420m = 7m

4 picos x 2,2m = 8m

4 picos x 40ka = 160ka = 0,16Ma

Tempo total = 0,3Ma + 0,16Ma = 0,46Ma.

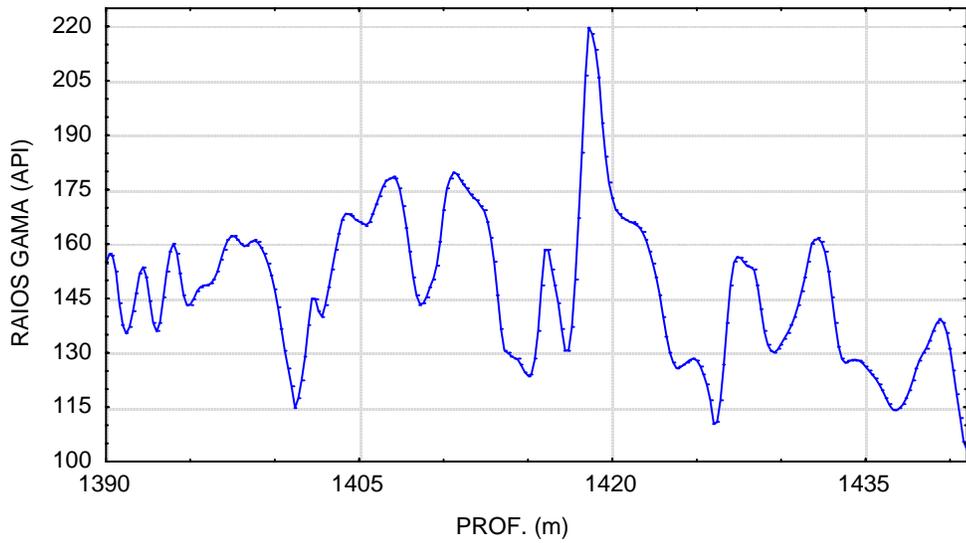
xxxxxxxxxxxxxxxxxxx

litv. A + Intv. B + Intv. C + Intv. D = 1,25Ma. + 0,45Ma. + 1,35Ma + 0,45Ma. = 3,5Ma.

ANEXO 7.3

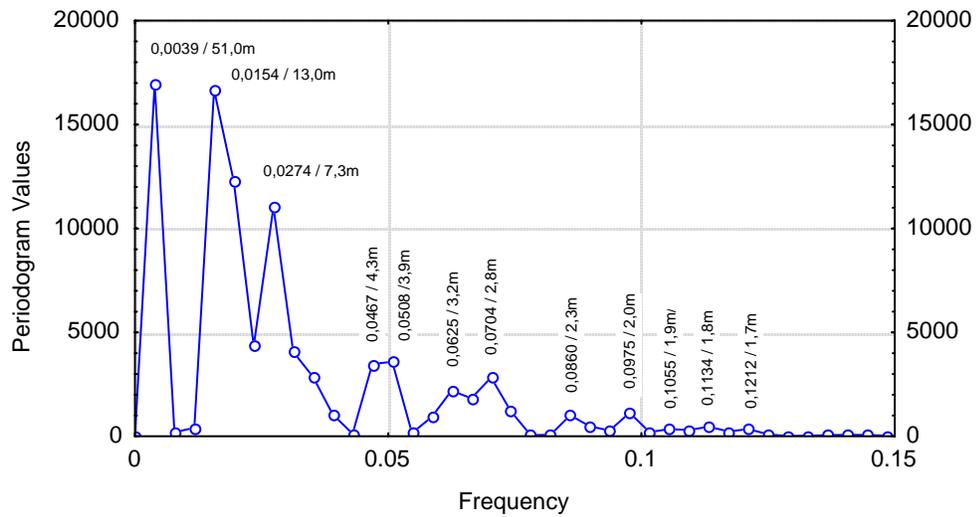
Análise Espectral do Perfil RG do poço MS-4

MS-4 (Fm. ERERÊ - Intv. A)



MS-4 (Fm. ERERÊ - RG - Intv. A) Spectral analysis

No. of cases: 256



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Matriz do Periodograma

Título : ms4-e-rg-p-ta
Similaridade Trabalhada:95%

	51	13	7,3	4,3	3,9	3,2	2,8	2,3	2	1,9	1,8	1,7
51	1,00	3,92	6,99	11,86	13,08	15,94	18,21	22,17	25,50	26,84	28,33	30,00
13		1,00	1,78	3,02	3,33	4,06	4,64	5,65	6,50	6,84	7,22	7,65
7,3			1,00	1,70	1,87	2,28	2,61	3,17	3,65	3,84	4,06	4,29
4,3				1,00	1,10	1,34	1,54	1,87	2,15	2,26	2,39	2,53
3,9					1,00	1,22	1,39	1,70	1,95	2,05	2,17	2,29
3,2						1,00	1,14	1,39	1,60	1,68	1,78	1,88
2,8							1,00	1,22	1,40	1,47	1,56	1,65
2,3								1,00	1,15	1,21	1,28	1,35
2									1,00	1,05	1,11	1,18
1,9										1,00	1,06	1,12
1,8											1,00	1,06
1,7												1,00

Cálculo da Razão

Milankovitch Razão	P.Longo	P.Curto
5,88	100	17
4,10	410	100
4,10	410	100
4,10	410	100
4,10	410	100
2,50	100	40
2,50	100	40
2,50	100	40
2,35	40	17
2,35	40	17
2,35	40	17
2,35	40	17
2,00	40	20
2,00	40	20
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17

1,18 20 17

Periodograma Razão	P.Longo	P.Curto
5,65	13	2,3
4,29	7,3	1,7
4,06	7,3	1,8
4,06	13	3,2
3,92	51	13
2,61	7,3	2,8
2,53	4,3	1,7
2,39	4,3	1,8
2,39	4,3	1,8
2,29	3,9	1,7
2,28	7,3	3,2
2,26	4,3	1,9
2,05	3,9	1,9
1,95	3,9	2
1,22	2,8	2,3
1,22	3,9	3,2
1,21	2,3	1,9
1,18	2	1,7
1,15	2,3	2
1,14	3,2	2,8

Cálculo da Taxa Sedimentar

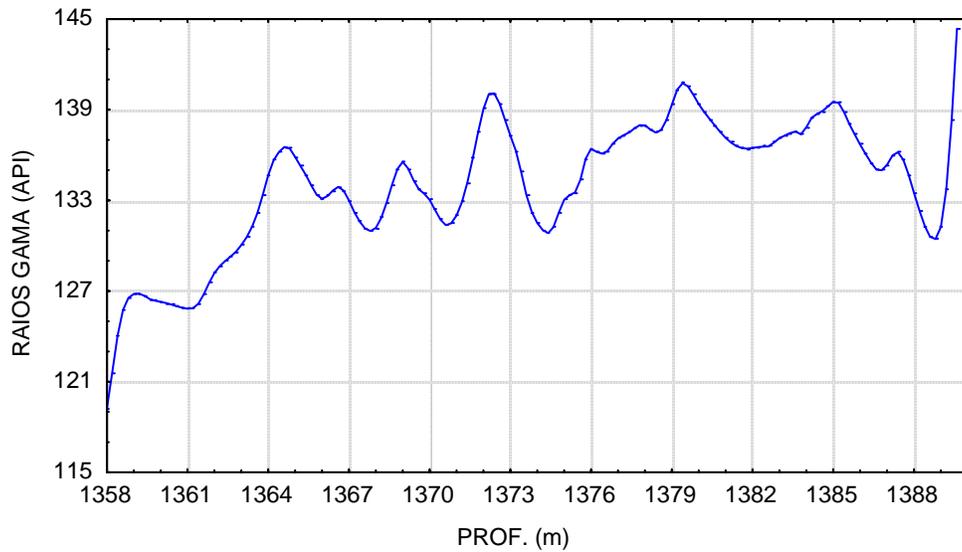
Valor Longo Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
51	410	12,44
13	100	13,00
13	410	3,17
<hr/>		
7,3	410	1,78
7,3	100	7,30
7,3	40	18,25
7,3	410	1,78
4,3	100	4,30
4,3	100	4,30
4,3	40	10,75
4,3	40	10,75
3,9	40	9,75
3,9	20	19,50
3,9	40	9,75
3,9	40	9,75
3,2	20	16,00
2,8	20	14,00
2,3	20	11,50
2,3	20	11,50
2	20	10,00

= 3,17m / 100ka.

Valor Curto Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
13	100	13,00
1,8	100	1,80
1,7	100	1,70
3,2	100	3,20 = 3,2m / 100ka.
1,7	40	4,25
1,8	40	4,50
2,8	40	7,00
2	20	10,00
1,9	20	9,50
1,9	17	11,18
2,8	17	16,47
2,3	17	13,53
2	17	11,76
2,3	17	13,53
3,2	17	18,82
1,8	17	10,59
1,7	17	10,00
3,2	17	18,82
1,9	17	11,18
1,7	17	10,00

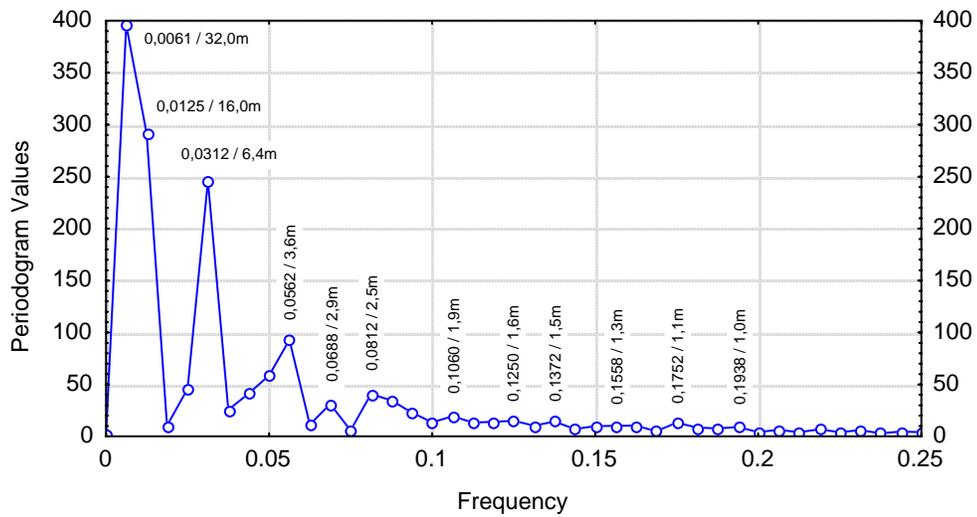
Intv. A = 1441/1390m = 51m
16 picos x 3,2m = 51,2m
16 picos x 100ka = 1600ka = 1,6Ma

MS-4 (Fm. ERERÊ - Intv. B)



MS-4 (Fm. ERERÊ - RG - Intv. B) Spectral analysis

No. of cases: 160



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Matriz do Periodograma

Título : ms4-e-rg-p-tb
Similaridade Trabalhada:95%

	32	16	6,4	3,6	2,9	2,5	1,9	1,6	1,5	1,3	1,1	1
32	1,00	2,00	5,00	8,89	11,03	12,80	16,84	20,00	21,33	24,62	29,09	32,00
16		1,00	2,50	4,44	5,52	6,40	8,42	10,00	10,67	12,31	14,55	16,00
6,4			1,00	1,78	2,21	2,56	3,37	4,00	4,27	4,92	5,82	6,40
3,6				1,00	1,24	1,44	1,89	2,25	2,40	2,77	3,27	3,60
2,9					1,00	1,16	1,53	1,81	1,93	2,23	2,64	2,90
2,5						1,00	1,32	1,56	1,67	1,92	2,27	2,50
1,9							1,00	1,19	1,27	1,46	1,73	1,90
1,6								1,00	1,07	1,23	1,45	1,60
1,5									1,00	1,15	1,36	1,50
1,3										1,00	1,18	1,30
1,1											1,00	1,10
1												1,00

Cálculo da Razão

Milankovitch Razão	P.Longo	P.Curto
24,12	410	17
20,50	410	20
20,50	410	20
10,25	410	40
10,25	410	40
5,88	100	17
5,00	100	20
5,00	100	20
4,10	410	100
4,10	410	100
2,50	100	40
2,50	100	40
2,50	100	40
2,50	100	40
2,35	40	17
2,35	40	17
2,35	40	17
2,00	40	20

2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17

Periodograma

Razão	P.Longo	P.Curto
24,62	32	1,3
21,33	32	1,5
20,00	32	1,6
10,67	16	1,5
10,00	16	1,6
5,82	6,4	1,1
5,00	32	6,4
4,92	6,4	1,3
4,27	6,4	1,5
4,00	6,4	1,6
2,56	6,4	2,5
2,50	2,5	1
2,50	16	6,4
2,40	3,6	1,5
2,40	3,6	1,5
2,27	2,5	1,1
2,25	3,6	1,6
2,00	32	16
1,93	2,9	1,5
1,92	2,5	1,3
1,90	1,9	1
1,24	3,6	2,9
1,23	1,6	1,3
1,19	1,9	1,6
1,18	1,3	1,1
1,16	2,9	2,5
1,15	1,5	1,3

Cálculo da Taxa Sedimentar

Valor Longo Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
32	410	7,80
32	410	7,80
32	410	7,80
32	100	32,00
32	40	80,00
16	410	3,90
16	410	3,90
16	100	16,00

6,4	100	6,40	
6,4	410	1,56	
6,4	100	6,40	
6,4	100	6,40	
6,4	410	1,56	
3,6	100	3,60	= 3,6m / 100ka.
3,6	20	18,00	
3,6	40	9,00	
3,6	40	9,00	
2,9	40	7,25	
2,9	20	14,50	
2,5	40	6,25	
2,5	100	2,50	
2,5	40	6,25	
1,9	40	4,75	
1,9	20	9,50	
1,6	20	8,00	
1,5	20	7,50	
1,3	20	6,50	

Valor Curto

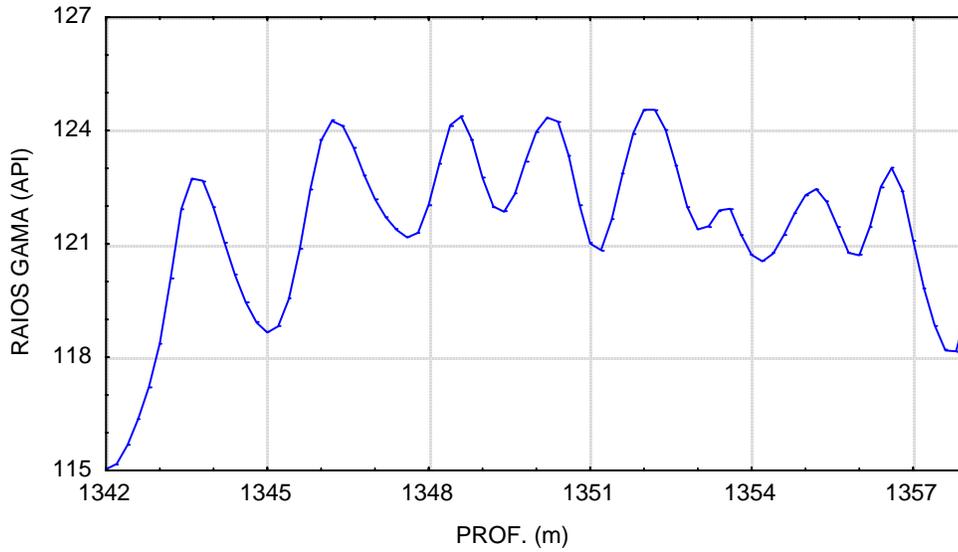
Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)	
1,6	100	1,60	
1,5	100	1,50	
1	40	2,50	
2,5	40	6,25	
6,4	40	16,00	
1,5	40	3,75	= 3,75m / 100ka.
1,6	40	4,00	
1,5	40	3,75	
1,5	20	7,50	
1,3	20	6,50	
6,4	20	32,00	
1,3	20	6,50	
1	20	5,00	
1,6	20	8,00	
16	20	80,00	
1,5	20	7,50	
1,3	17	7,65	
2,5	17	14,71	
1,6	17	9,41	
2,9	17	17,06	
1,1	17	6,47	
1,5	17	8,82	
1,3	17	7,65	
1,3	17	7,65	
1,6	17	9,41	
1,1	17	6,47	
1,1	17	6,47	

Intv. B: 1390/1358m = 32m

9 picos x 3,6m = 32,4m

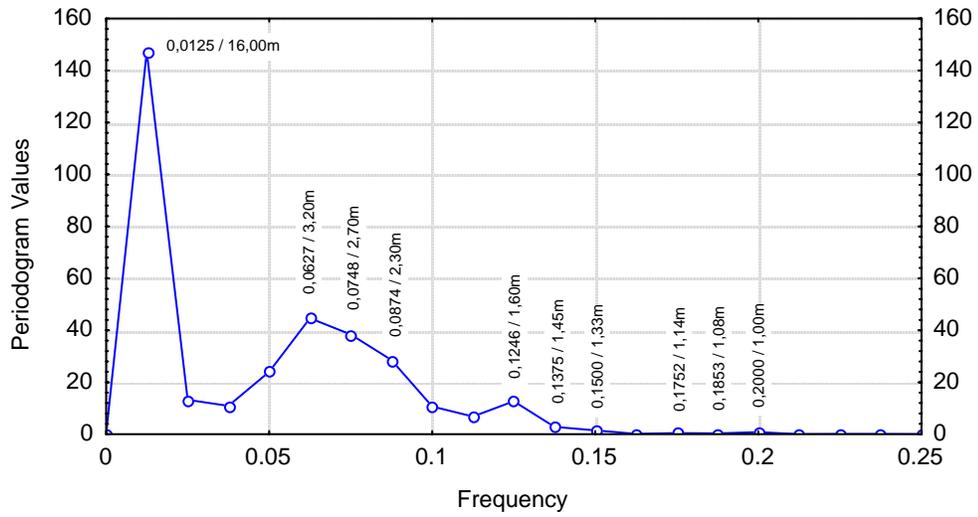
9 picos x 100ka = 900ka = 0,9Ma.

MS-4 (Fm. ERERÉ - Intv. C)



MS-4 (Fm. ERERÉ - RG - Intv. C) Spectral analysis

No. of cases: 80



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Matriz do Periodograma

Título : ms4-e-rg-p-tc

Similaridade Trabalhada:95%

	16	3,19	2,67	2,29	1,61	1,45	1,33	1,14	1,08	1
16	1,00	5,02	5,99	6,99	9,94	11,03	12,03	14,04	14,81	16,00
3,19		1,00	1,19	1,39	1,98	2,20	2,40	2,80	2,95	3,19
2,67			1,00	1,17	1,66	1,84	2,01	2,34	2,47	2,67
2,29				1,00	1,42	1,58	1,72	2,01	2,12	2,29
1,61					1,00	1,11	1,21	1,41	1,49	1,61
1,45						1,00	1,09	1,27	1,34	1,45
1,33							1,00	1,17	1,23	1,33
1,14								1,00	1,06	1,14
1,08									1,00	1,08
1										1,00

Cálculo da Razão

Milankovitch

Razão	P.Longo	P.Curto
10,25	410	40
5,88	100	17
5,00	100	20
2,50	100	40
2,50	100	40
2,35	40	17
2,35	40	17
2,35	40	17
2,35	40	17
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17

Periodograma

Razão	P.Longo	P.Curto
9,94	16	1,61
5,99	16	2,67
5,02	16	3,19
2,47	2,67	1,08
2,47	2,67	1,08
2,40	3,19	1,33
2,40	3,19	1,33
2,34	2,67	1,14
2,29	2,29	1
2,01	2,67	1,33
2,01	2,29	1,14
1,98	3,19	1,61

1,23	1,33	1,08
1,21	1,61	1,33
1,19	3,19	2,67
1,17	2,67	2,29
1,17	1,33	1,14
1,14	1,14	1

Cálculo da Taxa Sedimentar

Valor Longo

Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)	
16	410	3,90	= 3,9m/100ka = 1,65m/40ka.
16	100	16,00	
16	100	16,00	
3,19	20	15,95	
3,19	40	7,98	
3,19	40	7,98	
3,19	100	3,19	
2,67	40	6,68	
2,67	40	6,68	
2,67	20	13,35	
2,67	40	6,68	
2,67	100	2,67	
2,29	40	5,73	
2,29	40	5,73	
1,61	20	8,05	
1,33	20	6,65	
1,33	20	6,65	
1,14	20	5,70	

Valor Curto

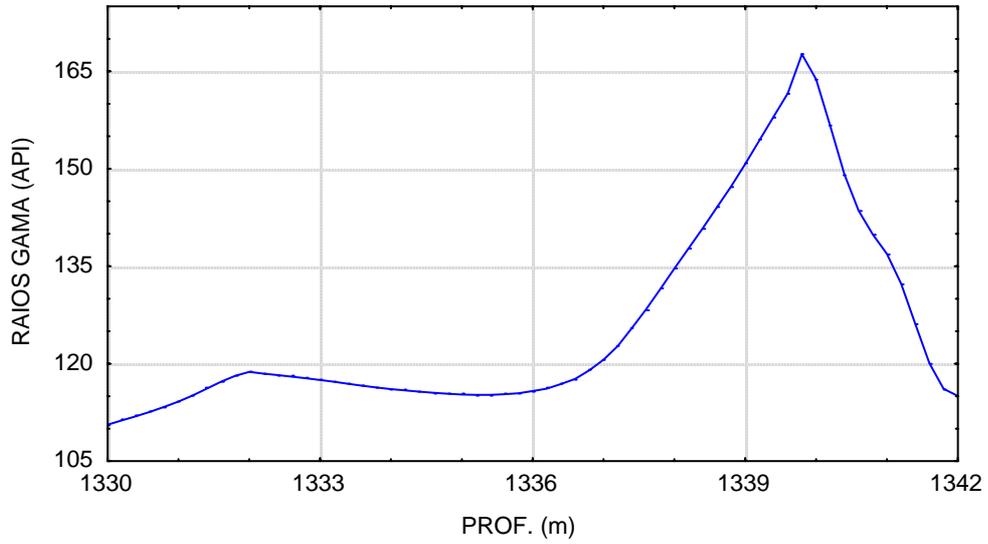
Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)	
1,61	40	4,03	= 1,61m/40ka.
1,08	40	2,70	
1,33	40	3,33	
1,14	20	5,70	
1,33	20	6,65	
1,61	20	8,05	
3,19	20	15,95	
1,14	17	6,71	
1,33	17	7,82	
2,29	17	13,47	
2,67	17	15,71	
1,33	17	7,82	
1,08	17	6,35	
2,67	17	15,71	
1,08	17	6,35	
1,14	17	6,71	
1	17	5,88	
1	17	5,88	

Intv. C: 1358/1342 = 16m

8,5 picos x 1,65m = 14m

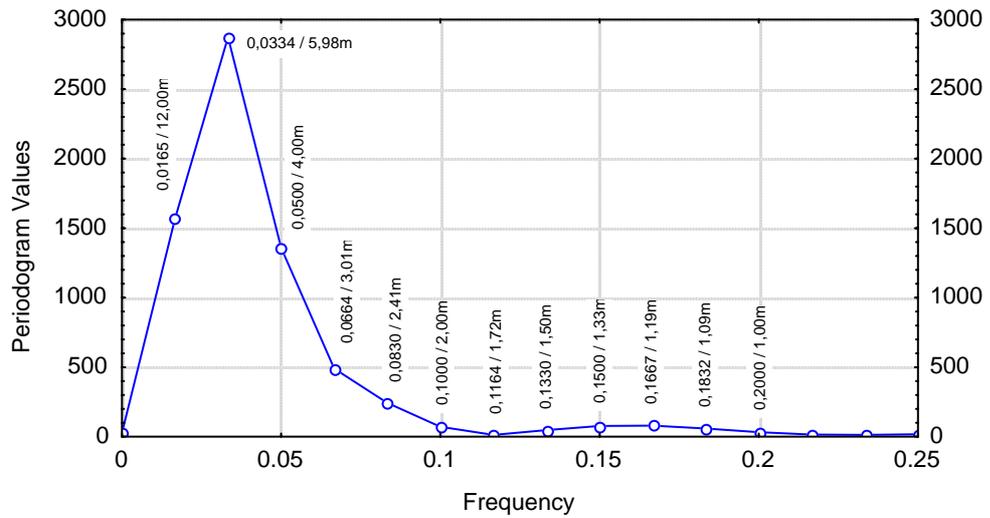
8,5 picos x 40ka = 340ka = 0,34Ma.

MS-4 (Fm. ERERÊ - Intv. D)



MS-4 (Fm. ERERÊ - Intv. D) Spectral analysis

No. of cases: 60



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Matriz do Periodograma

Título : ms4-e-rg-p-td

Similaridade Trabalhada:95%

	12	6	4	3	2,4	2	1,7	1,5	1,3	1,2	1,1	1
12	1,00	2,00	3,00	4,00	5,00	6,00	7,06	8,00	9,23	10,00	10,91	12,00
6		1,00	1,50	2,00	2,50	3,00	3,53	4,00	4,62	5,00	5,45	6,00
4			1,00	1,33	1,67	2,00	2,35	2,67	3,08	3,33	3,64	4,00
3				1,00	1,25	1,50	1,76	2,00	2,31	2,50	2,73	3,00
2,4					1,00	1,20	1,41	1,60	1,85	2,00	2,18	2,40
2						1,00	1,18	1,33	1,54	1,67	1,82	2,00
1,7							1,00	1,13	1,31	1,42	1,55	1,70
1,5								1,00	1,15	1,25	1,36	1,50
1,3									1,00	1,08	1,18	1,30
1,2										1,00	1,09	1,20
1,1											1,00	1,10
1												1,00

Cálculo da Razão

Milankovitch Razão	P.Longo	P.Curto
10,25	410	40
5,88	100	17
5,88	100	17
5,00	100	20
5,00	100	20
4,10	410	100
4,10	410	100
4,10	410	100
2,50	100	40
2,50	100	40
2,50	100	40
2,35	40	17
2,35	40	17
2,35	40	17
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17

1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17

Periodograma Razão	P.Longo	P.Curto
10,00	12	1,2
6,00	6	1
6,00	12	2
5,00	12	2,4
5,00	6	1,2
4,00	12	3
4,00	6	1,5
4,00	4	1
2,50	6	2,4
2,50	3	1,2
2,40	2,4	1
2,40	2,4	1
2,35	4	1,7
2,31	3	1,3
2,00	2	1
2,00	6	3
2,00	3	1,5
2,00	4	2
2,00	2,4	1,2
2,00	12	6
1,20	2,4	2
1,20	1,2	1
1,18	1,3	1,1
1,18	2	1,7
1,15	1,5	1,3
1,13	1,7	1,5

Cálculo da Taxa Sedimentar

Valor Longo Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
12	410	2,93
12	100	12,00
12	410	2,93
12	40	30,00
12	100	12,00
6	100	6,00
6	100	6,00
6	40	15,00
6	410	1,46
6	100	6,00
4	40	10,00
4	40	10,00
4	410	0,98
3	40	7,50
3	100	3,00
3	40	7,50
2,4	100	2,40
2,4	40	6,00 = 2,4m/40ka = 6m/100ka.
2,4	20	12,00

2,4	40	6,00
2	20	10,00
2	40	5,00
1,7	20	8,50
1,5	20	7,50
1,3	20	6,50
1,2	20	6,00

Valor Curto Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)	
3	100	3,00	
1,5	100	1,50	
1	100	1,00	
1	40	2,50	
1,2	40	3,00	
1,2	40	3,00	
2,4	40	6,00	= 2,4m/40ka = 6m/100ka.
1,5	20	7,50	
1	20	5,00	
1,2	20	6,00	
2	20	10,00	
3	20	15,00	
1,2	20	6,00	
6	20	30,00	
2,4	20	12,00	
1,7	17	10,00	
1,1	17	6,47	
1,3	17	7,65	
1,5	17	8,82	
2	17	11,76	
1,3	17	7,65	
1,7	17	10,00	
1	17	5,88	
1	17	5,88	
2	17	11,76	
1	17	5,88	

Intv. D: 1342/1330m = 12m
 2,5 picos x 6m = 13m
 2,5 picos x 100ka = 200ka = 0,25Ma.

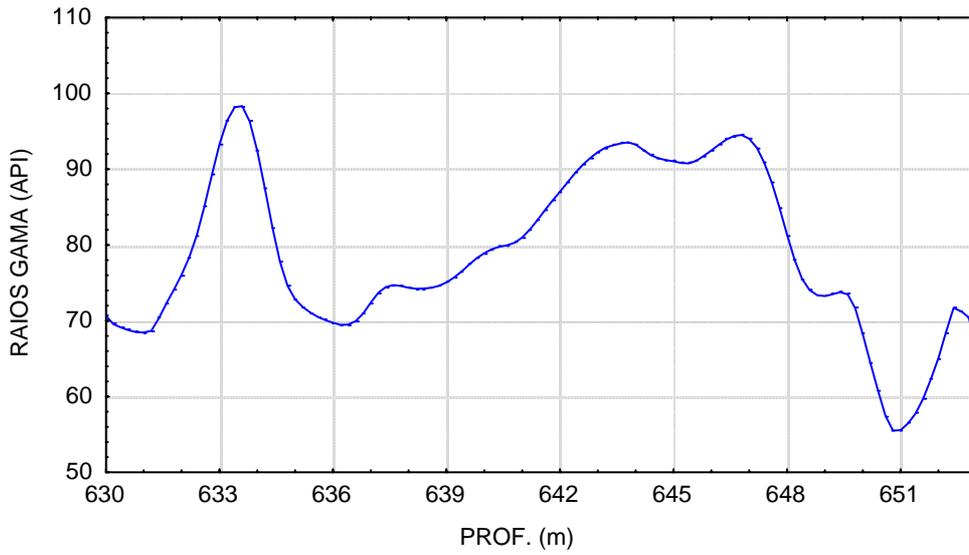
xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx

Intv. A + Intv. B + Intv. C + Intv. D = 1,6Ma. + 0,9Ma. + 0,35Ma. + 0,25Ma. = 3,1Ma.

ANEXO 7.4

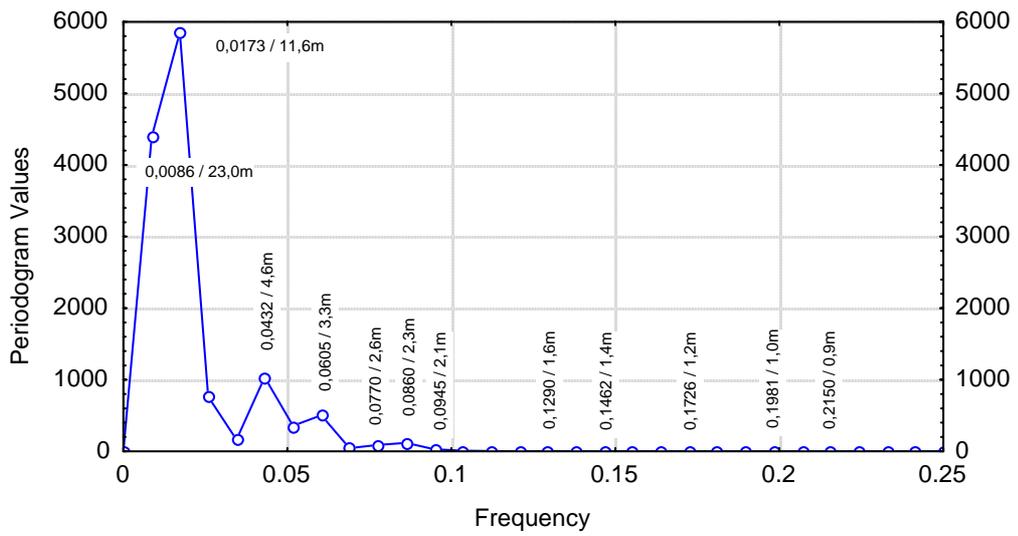
Análise Espectral do Perfil RG do poço UI-2

UI-2 (Fm. ERERÊ - Intv. A)



UI-2 (Fm. ERERÊ - RG - Intv. A) Spectral analysis

No. of cases: 116



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Matriz do Periodograma

Título : ui2-e-rg-p-ta
 Similaridade Trabalhada:95%

	23	11,6	4,6	3,3	2,6	2,3	2,1	1,6	1,4	1,2	1	0,9
23	1,00	1,98	5,00	6,97	8,85	10,00	10,95	14,38	16,43	19,17	23,00	25,56
11,6		1,00	2,52	3,52	4,46	5,04	5,52	7,25	8,29	9,67	11,60	12,89
4,6			1,00	1,39	1,77	2,00	2,19	2,88	3,29	3,83	4,60	5,11
3,3				1,00	1,27	1,43	1,57	2,06	2,36	2,75	3,30	3,67
2,6					1,00	1,13	1,24	1,63	1,86	2,17	2,60	2,89
2,3						1,00	1,10	1,44	1,64	1,92	2,30	2,56
2,1							1,00	1,31	1,50	1,75	2,10	2,33
1,6								1,00	1,14	1,33	1,60	1,78
1,4									1,00	1,17	1,40	1,56
1,2										1,00	1,20	1,33
1											1,00	1,11
0,9												1,00

Cálculo da Razão

Milankovitch Razão	P.Longo	P.Curto
24,12	410	17
10,25	410	40
5,00	100	20
5,00	100	20
5,00	100	20
2,50	100	40
2,50	100	40
2,50	100	40
2,35	40	17
2,35	40	17
2,35	40	17
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17

Periodograma Razão	P.Longo	P.Curto
23,00	23	1
10,00	23	2,3
5,11	4,6	0,9
5,04	11,6	2,3
5,00	23	4,6
2,60	2,6	1
2,56	2,3	0,9
2,52	11,6	4,6
2,36	3,3	1,4
2,33	2,1	0,9
2,30	2,3	1
2,10	2,1	1
2,06	3,3	1,6
2,00	4,6	2,3
1,98	23	11,6
1,92	2,3	1,2
1,24	2,6	2,1
1,20	1,2	1
1,17	1,4	1,2
1,14	1,6	1,4
1,13	2,6	2,3

Cálculo da Taxa Sedimentar

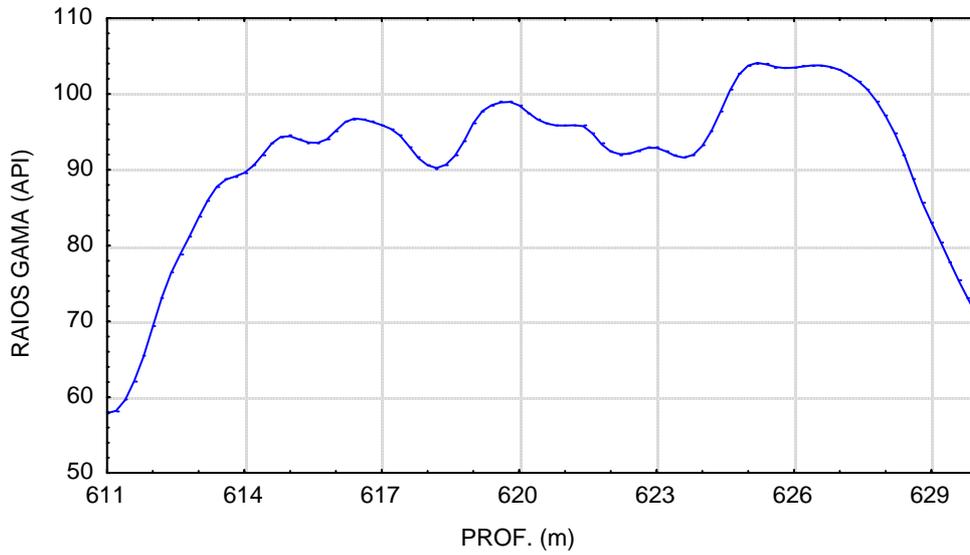
Valor Longo Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
23	410	5,61
23	100	23,00
23	40	57,50
23	410	5,61
11,6	100	11,60
11,6	100	11,60
4,6	40	11,50
4,6	100	4,60
3,3	40	8,25
3,3	40	8,25
2,6	20	13,00
2,6	100	2,60 = 2,6m / 100ka.
2,6	20	13,00
2,3	40	5,75
2,3	40	5,75
2,3	100	2,30
2,1	40	5,25
2,1	40	5,25
1,6	20	8,00
1,4	20	7,00
1,2	20	6,00

Valor Curto Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
2,3	40	5,75
0,9	40	2,25
1	40	2,50 = 2,5m / 100ka.

4,6	40	11,50
2,3	20	11,50
1,2	20	6,00
1	20	5,00
11,6	20	58,00
1,6	20	8,00
2,3	20	11,50
4,6	20	23,00
0,9	20	4,50
2,1	17	12,35
1,4	17	8,24
2,3	17	13,53
1	17	5,88
1,4	17	8,24
0,9	17	5,29
1,2	17	7,06
1	17	5,88
1	17	5,88

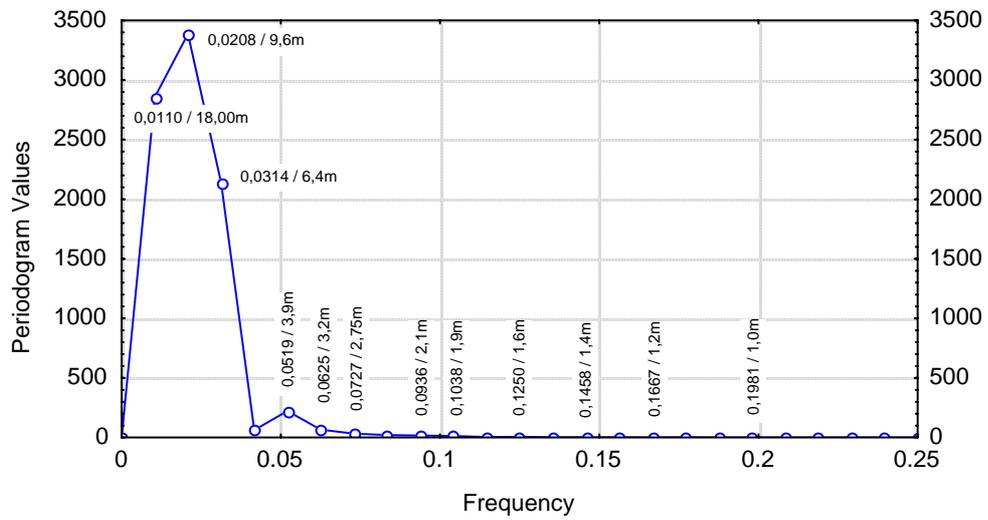
Intv. A : $653/630m = 23m$
7 picos x 2,6m = 18m
7 picos x 100ka = 700ka = 0,7Ma.

UI-2 (Fm. ERERÊ - Intv.B)



UI-2 (Fm ERERÊ - Intv. B) Spectral analysis

No. of cases: 96



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Matriz do Periodograma

Título : ui2-e-rg-p-tb

Similaridade Trabalhada:95%

	18	9,6	6,4	3,9	3,2	2,8	2,1	1,9	1,6	1,4	1,2	1
18	1,00	1,88	2,81	4,62	5,63	6,43	8,57	9,47	11,25	12,86	15,00	18,00
9,6		1,00	1,50	2,46	3,00	3,43	4,57	5,05	6,00	6,86	8,00	9,60
6,4			1,00	1,64	2,00	2,29	3,05	3,37	4,00	4,57	5,33	6,40
3,9				1,00	1,22	1,39	1,86	2,05	2,44	2,79	3,25	3,90
3,2					1,00	1,14	1,52	1,68	2,00	2,29	2,67	3,20
2,8						1,00	1,33	1,47	1,75	2,00	2,33	2,80
2,1							1,00	1,11	1,31	1,50	1,75	2,10
1,9								1,00	1,19	1,36	1,58	1,90
1,6									1,00	1,14	1,33	1,60
1,4										1,00	1,17	1,40
1,2											1,00	1,20
1												1,00

Cálculo da Razão

Milankovitch Razão	P.Longo	P.Curto
5,88	100	17
5,88	100	17
5,00	100	20
4,10	410	100
4,10	410	100
2,50	100	40
2,50	100	40
2,35	40	17
2,35	40	17
2,35	40	17
2,35	40	17
2,35	40	17
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17

1,18 20 17

Periodograma Razão	P.Longo	P.Curto
6,00	9,6	1,6
5,63	18	3,2
5,05	9,6	1,9
4,00	6,4	1,6
3,90	3,9	1
2,46	9,6	3,9
2,46	9,6	3,9
2,44	3,9	1,6
2,44	3,9	1,6
2,33	2,8	1,2
2,29	3,2	1,4
2,29	6,4	2,8
2,10	2,1	1
2,05	3,9	1,9
2,00	2,8	1,4
2,00	6,4	3,2
2,00	3,2	1,6
1,90	1,9	1
1,22	3,9	3,2
1,20	1,2	1
1,19	1,9	1,6
1,17	1,4	1,2
1,14	3,2	2,8
1,14	1,6	1,4

Cálculo da Taxa Sedimentar

Valor Longo Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)	
18	100	18,00	
9,6	100	9,60	
9,6	100	9,60	
9,6	40	24,00	
9,6	100	9,60	
6,4	40	16,00	
6,4	410	1,56	
6,4	40	16,00	
3,9	40	9,75	
3,9	20	19,50	
3,9	40	9,75	
3,9	100	3,90	
3,9	410	0,95	
3,2	20	16,00	
3,2	40	8,00	
3,2	40	8,00	
2,8	40	7,00	
2,8	40	7,00	
2,1	40	5,25	= 5,25m / 100ka = 2,1m / 40ka.
1,9	20	9,50	
1,9	40	4,75	
1,6	20	8,00	
1,4	20	7,00	

1,2 20 6,00

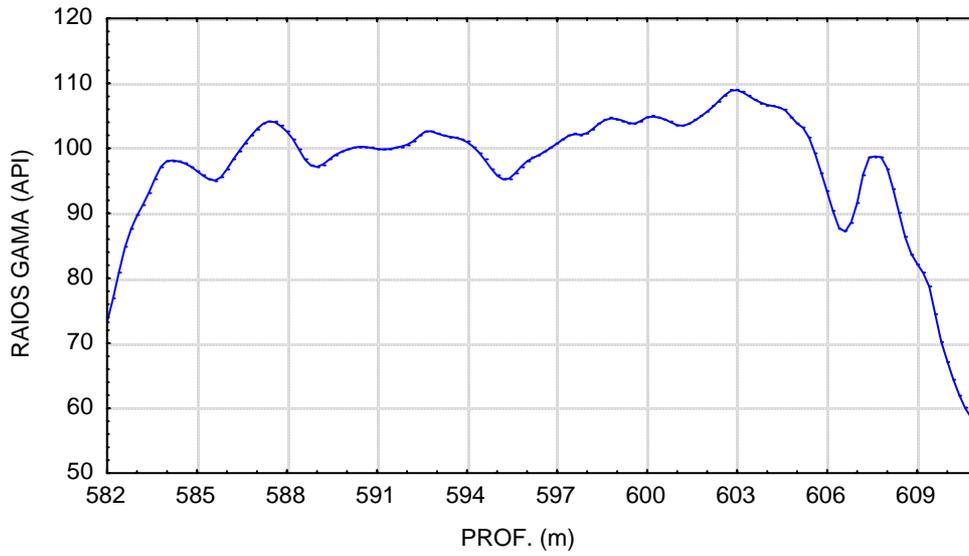
Valor Curto Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)	
1,6	100	1,60	
1	100	1,00	
1,6	40	4,00	
3,9	40	9,75	
1,6	20	8,00	
1,4	20	7,00	
1	20	5,00	
1,9	20	9,50	
1	20	5,00	= 5m / 100ka = 1m / 20ka = 2m / 40ka.
1,9	20	9,50	
3,2	20	16,00	
1,6	17	9,41	
3,2	17	18,82	
2,8	17	16,47	
1,2	17	7,06	
1,4	17	8,24	
1,6	17	9,41	
1,4	17	8,24	
2,8	17	16,47	
3,2	17	18,82	
1,2	17	7,06	
3,9	17	22,94	
1,6	17	9,41	
1	17	5,88	

Intv. B: 630/611m = 19m

8,5 picos x 2,1m = 18m

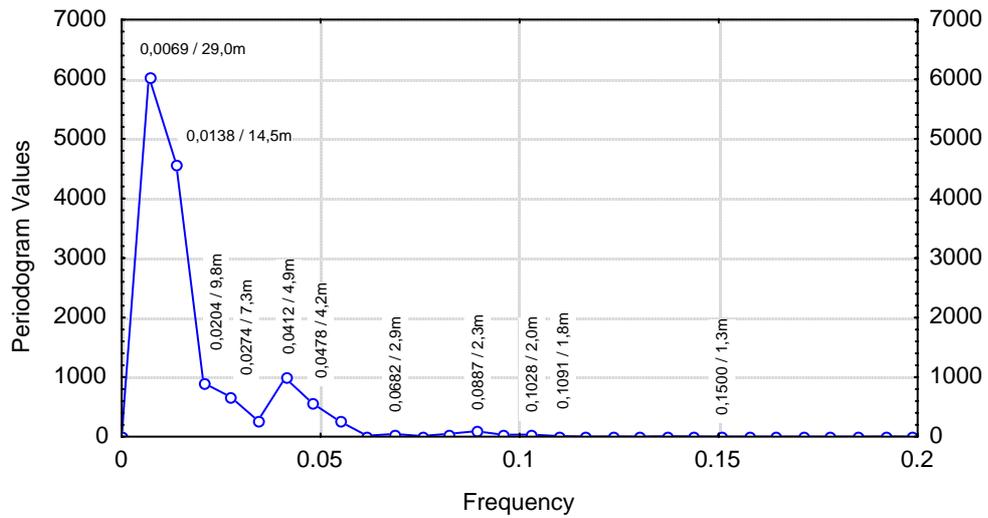
8,5 picos x 40ka = 340ka = 0,35Ma.

UI-2 (Fm. ERERÊ - Intv. C)



UI-2 (Fm. ERERÊ - RG - Intv. C) Spectral analysis

No. of cases: 146



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Matriz do Periodograma

Título : ui2-e-rg-p-tc

Similaridade Trabalhada:95%

	29	14,5	9,8	7,3	4,9	4,2	2,9	2,3	2,1	2	1,9	1,3
29	1,00	2,00	2,96	3,97	5,92	6,90	10,00	12,61	13,81	14,50	15,26	22,31
14,5		1,00	1,48	1,99	2,96	3,45	5,00	6,30	6,90	7,25	7,63	11,15
9,8			1,00	1,34	2,00	2,33	3,38	4,26	4,67	4,90	5,16	7,54
7,3				1,00	1,49	1,74	2,52	3,17	3,48	3,65	3,84	5,62
4,9					1,00	1,17	1,69	2,13	2,33	2,45	2,58	3,77
4,2						1,00	1,45	1,83	2,00	2,10	2,21	3,23
2,9							1,00	1,26	1,38	1,45	1,53	2,23
2,3								1,00	1,10	1,15	1,21	1,77
2,1									1,00	1,05	1,11	1,62
2										1,00	1,05	1,54
1,9											1,00	1,46
1,3												1,00

Cálculo da Razão

Milankovitch Razão	P.Longo	P.Curto
10,25	410	40
5,88	100	17
5,88	100	17
5,00	100	20
5,00	100	20
5,00	100	20
4,10	410	100
4,10	410	100
2,50	100	40
2,50	100	40
2,50	100	40
2,35	40	17
2,35	40	17
2,35	40	17
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17

Periodograma Razão	P.Longo	P.Curto
10,00	29	2,9
5,92	29	4,9
5,62	7,3	1,3
5,16	9,8	1,9
5,00	14,5	2,9
4,90	9,8	2
4,26	9,8	2,3
3,97	29	7,3
2,58	4,9	1,9
2,52	7,3	2,9
2,45	4,9	2
2,45	4,9	2
2,33	9,8	4,2
2,33	4,9	2,1
2,10	4,2	2
2,00	4,2	2,1
2,00	29	14,5
2,00	9,8	4,9
1,99	14,5	7,3
1,21	2,3	1,9
1,17	4,9	4,2
1,15	2,3	2

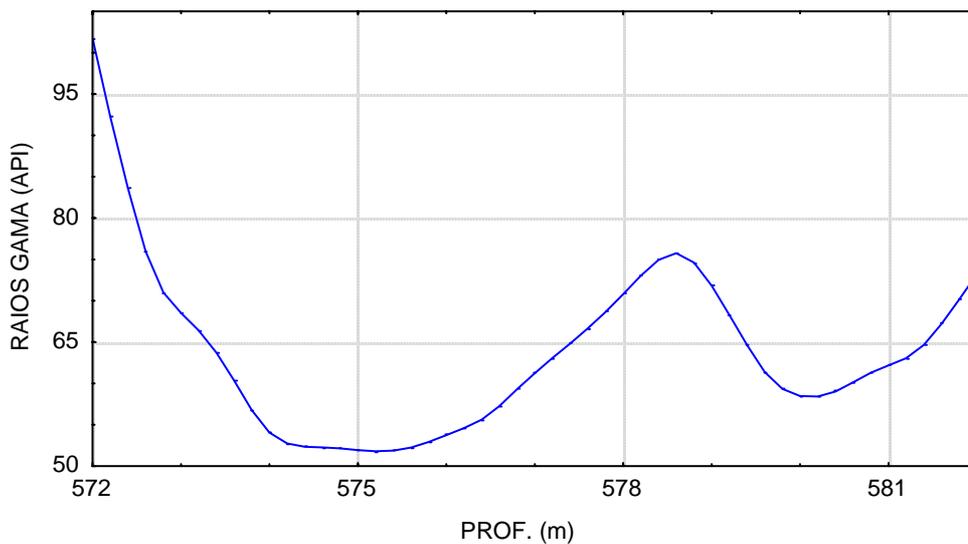
Cálculo da Taxa Sedimentar

Valor Longo Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
29	410	7,07
29	100	29,00
29	40	72,50
29	410	7,07
14,5	100	14,50
14,5	40	36,25
9,8	40	24,50
9,8	410	2,39 = 9,8m /410ka = 2,39m / 100ka.
9,8	100	9,80
9,8	100	9,80
9,8	40	24,50
7,3	100	7,30
7,3	100	7,30
4,9	20	24,50
4,9	40	12,25
4,9	40	12,25
4,9	100	4,90
4,9	100	4,90
4,2	40	10,50
4,2	40	10,50
2,3	20	11,50
2,3	20	11,50

Valor Curto Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
7,3	100	7,30
2,3	100	2,30 = 2,3m / 100ka.
1,9	40	4,75
2	40	5,00
2,9	40	7,25
2,9	40	7,25
7,3	20	36,50
2,1	20	10,50
4,9	20	24,50
14,5	20	72,50
1,9	20	9,50
2	20	10,00
2	20	10,00
2,9	20	14,50
4,2	17	24,71
2	17	11,76
2,1	17	12,35
1,3	17	7,65
2	17	11,76
4,9	17	28,82
4,2	17	24,71
1,9	17	11,18

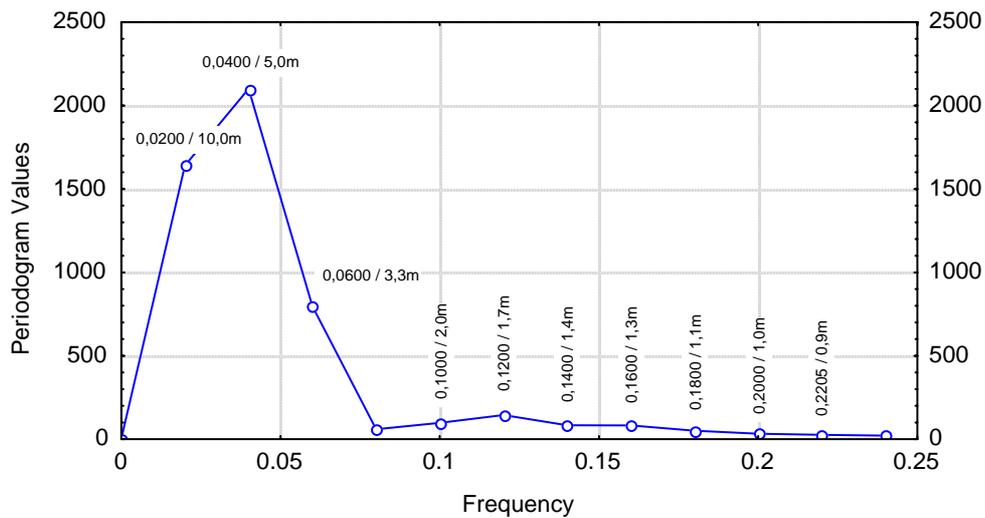
Intv. C: $611/582m = 29m$
 13 picos x 2,3m = 29m
 13 picos x 100ka = 1300ka = 1,3Ma.

UI-2 (Fm. ERERÊ - Intv. D)



UI-2 (Fm. ERERÊ - RG - Intv. D) Spectral analysis

No. of cases: 50



Matriz de Milankovitch

	410	100	40	20	17
410	1,00	4,10	10,25	20,50	24,12
100		1,00	2,50	5,00	5,88
40			1,00	2,00	2,35
20				1,00	1,18
17					1,00

Matriz do Periodograma

Título : ui2-e-rg-p-td

Similaridade Trabalhada:95%

	10	5	3,3	2	1,7	1,4	1,3	1,1	1	0,9
10	1,00	2,00	3,03	5,00	5,88	7,14	7,69	9,09	10,00	11,11
5		1,00	1,52	2,50	2,94	3,57	3,85	4,55	5,00	5,56
3,3			1,00	1,65	1,94	2,36	2,54	3,00	3,30	3,67
2				1,00	1,18	1,43	1,54	1,82	2,00	2,22
1,7					1,00	1,21	1,31	1,55	1,70	1,89
1,4						1,00	1,08	1,27	1,40	1,56
1,3							1,00	1,18	1,30	1,44
1,1								1,00	1,10	1,22
1									1,00	1,11
0,9										1,00

Cálculo da Razão

Milankovitch

Razão	P.Longo	P.Curto
10,25	410	40
5,88	100	17
5,00	100	20
5,00	100	20
2,50	100	40
2,50	100	40
2,35	40	17
2,00	40	20
2,00	40	20
2,00	40	20
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17
1,18	20	17

Periodograma

Razão	P.Longo	P.Curto
10,00	10	1
5,88	10	1,7
5,00	5	1
5,00	10	2
2,54	3,3	1,3
2,50	5	2
2,36	3,3	1,4
2,00	2	1
2,00	10	5
1,94	3,3	1,7
1,22	1,1	0,9
1,21	1,7	1,4
1,18	2	1,7
1,18	1,3	1,1

Cálculo da Taxa Sedimentar

Valor Longo

Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
10	410	2,44
10	100	10,00
10	100	10,00
10	40	25,00
5	100	5,00 = 5m /100ka.
5	100	5,00
3,3	40	8,25
3,3	40	8,25
3,3	100	3,30
2	20	10,00
2	40	5,00
1,7	20	8,50
1,3	20	6,50
1,1	20	5,50

Valor Curto

Espessura	Milankovitch	Tx. Sedimentar(cm/1000 anos)
1	40	2,50
1,3	40	3,25
2	40	5,00 = 2m /40ka = 5m / 100ka.
1	20	5,00
1,7	20	8,50
5	20	25,00
1	20	5,00
2	20	10,00
1,1	17	6,47
1,4	17	8,24
1,4	17	8,24
1,7	17	10,00
1,7	17	10,00
0,9	17	5,29

Intv. D: 582/572m = 10m

2 picos x 5m = 10m

2 picos x 100ka = 200ka = 0,2Ma.

XXXXXXXXXXXXXXXXXX

Intv. A + Intv. B + Intv. C + Intv. D = 0,7Ma. + 0,35Ma. + 1,3Ma. + 0,2Ma = 2,55Ma.