

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

**CICLOS SEDIMENTARES EM SEQÜÊNCIAS SILICICLÁSTICAS:
UMA PROPOSTA DE ANÁLISE METODOLÓGICA**

HERNANI AQUINI FERNANDES CHAVES

Orientador: Diretamente Defesa de Tese

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Nilo Chagas de Azambuja Filho
Prof. Dr. Ricardo Norberto Ayup Zouain
Jorge Carlos Della Fávera
Prof. Dr. Ernesto Luiz Corrêa Lavina

Tese de Doutorado apresentada como requisito para obtenção do título de

Doutor em Ciências

Ano de Conclusão – 2000

Chaves, Hernani Aquini Fernandes

Ciclos sedimentares em seqüências siliciclásticas: uma proposta de análise metodológica./ Hernani Aquini Fernandes Chaves – Porto Alegre: UFRGS, 2000.
145 f. il.

Tese (Doutorado) Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS – BR, 2000.

1.Estratigrafia. 2.Sedimentologia. 3. Seqüências Siliciclásticas. 4. Estratigrafia de Seqüências.
5. Geomatématica. I. Título

Catálogo na Publicação

Renata Cristina Grün CRB10/1113

Agradecimentos

À Família, razão primeira de todo o esforço, o reconhecimento pelo estímulo, a compreensão e o apoio que nunca faltou.

Com quarenta anos de profissão e mais de trinta buscando especializar-me em Geomatématica, é difícil diferenciar as idéias próprias das que vêm das leituras, discussões e palestras, que se transformaram pela experiência pessoal. De qualquer forma, nesse momento, é possível identificar algumas contribuições e, lamentavelmente, esquecer de mencionar outras.

Companheiro de muito tempo, os últimos nove anos foram particularmente enriquecidos pelo convívio diário com o Prof. Jorge Carlos Della Fávera, que me estimulou às pesquisas em ciclicidade e ao embarque na aventura desta tese.

Amigo e companheiro, o Prof. Rene Rodrigues sempre me estimulou a elaboração desta, e ainda teve a gentileza da sua leitura crítica.

Aluno e amigo, o Geól. Marco André M. Medeiros participou do curso de especialização, no ano de 1992, tendo acompanhado todo o desenvolvimento das pesquisas em ciclicidade.

Os professores Rui Alberto Azevedo dos Santos e Maria Antonieta Rodrigues me convidaram para participar da instalação do Laboratório de Análise de Bacias e Correlação Geológica, onde toda a pesquisa se desenvolveu

Os alunos do Curso Projetos de Análise de Bacias (CPAB) (Especialização) acompanharam toda a evolução da pesquisa, juntamente com os bolsistas de Iniciação Científica e, particularmente, Lúcio, Glauco e Marcelo.

A inscrição no doutorado da UFRGS foi possível, graças aos professores Margot Guerra Sommer, Mário Barberena e Ari Roizemberg.

O trabalho em Geomatématica sempre foi inspirado e apoiado pelo amigos Daniel (Dan) Merriam, Frederick (Frits) Agtemberg, Richard Sinding Larsen e Walter Schwarzacher.

Resumo

Este trabalho de estratigrafia quantitativa teve como objetivo o estudo de ciclos sedimentares em seqüências siliciclásticas. Para isso, utilizou-se ferramentas matemáticas e estatísticas, interpretando os resultados obtidos no contexto da estratigrafia de seqüências. Os padrões quase cíclicos de empilhamento sedimentar foram associados a padrões de ciclos de tempo conhecidos – os da banda de Milankovitch (Milankovitch, 1947). Para superar as dificuldades inerentes às medidas diretas em afloramentos e testemunhos, adotou-se o estudo das variações da distância entre marcas consecutivas, observadas na curva do perfil de raios gama de sondagens para petróleo ou carvão. Esta distância foi associada à espessura da camada sedimentar e a série de observações foi estudada pelos métodos de análise de séries temporais, empregando-se: estatísticas básicas, histogramas e distribuições de frequência, diagramas de tempo (gráficos XY), gráficos de Fischer, autocorrelação e correlação cruzada e análise espectral. A abordagem do problema exigiu um tratamento matemático das observações estratigráficas, mantido de forma “orientada para a geologia”. Deu-se ênfase ao significado físico (geológico) dos resultados obtidos com as diversas análises. As variações nas espessuras das camadas permitiram reconhecer parasseqüências e suas geometrias internas, levando à identificação acurada dos ambientes deposicionais, das fácies e dos tratos de sistema, em um contexto de estratigrafia de seqüências. As razões entre os períodos encontrados nos ciclos sedimentares foram associadas com os ciclos astronômicos da banda de Milankovitch, produzindo estimativas do tempo de deposição e das taxas de acumulação e fornecendo a visão dos processos de preenchimento da bacia, das oscilações do nível do mar e do fluxo de sedimentos. O emprego desta metodologia de análise evidenciou seqüências de quinta e de quarta ordem (no sentido da Exxon) correlacionáveis, localmente. Em nível regional, mostrou ser possível a correlação de seqüências de terceira ordem, por distâncias consideráveis, permitindo correlações com a curva global de oscilações do nível do mar. Para ilustrar, foram discutidos exemplos de aplicação da metodologia, em seções do Permiano da Bacia do Paraná e do Andar Buracica (Barremiano), na Bacia do Recôncavo. A metodologia do trabalho foi desenvolvida pelo autor, junto aos participantes de pesquisas e de cursos do Laboratório de Análise de Bacias e Correlação Geológica (LABCG) da Faculdade de Geologia (FGEL) da UERJ - Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Abstract

This paper deals with an application of Quantitative Stratigraphy in order to understand the pattern present in coarse clastic sedimentary rocks. Sedimentary cycles in siliciclastic sequences can be detected and analyzed through the use of gamma-ray log to provide series of measures associated to bed thickness. The variation in bed thickness gives a perfect identification of parasequences and their internal geometry on upward thickening or thinning allowing the accurate identification of the sedimentary environment, facies and system tracts, in a sequence stratigraphy context. The pile up pattern can then be analyzed by time series methods, like time scattergram (XY plots), Fischer plots, auto- and cross correlation, and spectral analysis. The ratios among the various periods of the sedimentary cycles can be compared and associated with astronomical cycles in the band of Milankovitch, allowing the estimation of deposition time and accumulation rates. Besides, the results give an excellent insight on the sedimentary processes of in filling of the sedimentary basin, sea level variation and sedimentary flux. Using this method of analysis, it is possible to identify fourth and fifth order sequences (in the Exxon sense) that can be correlated, locally. This application of quantitative stratigraphy allows even the correlation of third order sequences and it may provide a way to compare locally identified sea level oscillation with the proposed curves of global sea level variation. This methodology was developed by the LABCG - Laboratory of Basin Analysis and Geological Correlation - of the Faculty of Geology of UERJ - the University of the State of Rio de Janeiro. As an illustration, examples of application are discussed for the Permian of the Parana Basin, and the Barremian section of the Reconcavo Basin.

Índice

1.	Introdução	1
2.	Estratigrafia Quantitativa	5
	2.1 - <i>Litoestratigrafia e cronoestratigrafia</i>	6
	2.2 - <i>Estratigrafia de Seqüências e a Cronoestratigrafia</i>	7
3.	Cicloestratigrafia	11
	3.1 - <i>Ciclos sedimentares</i>	12
	3.2 - <i>Modelos de sedimentação cíclica</i>	13
	3.3 - <i>O modelo da Estratigrafia de Seqüências</i>	16
	3.4 - <i>Modelando a realidade - o modelo inverso</i>	22
4.	Seqüências sedimentares siliciclásticas	25
	4.1 - <i>Relações espaço-tempo em um perfil ou seção estratigráfica</i>	27
	4.2 - <i>Tempo e os ciclos de Milankovitch</i>	31
	4.3 - <i>Métodos de análise</i>	37
	4.3.1 - <i>Uso de perfis geofísicos na análise de ciclicidade</i>	39
	4.3.1.1 - <i>Perfil raios gama</i>	41
	4.3.2 - <i>Análise quantitativa de seqüências estratigráficas</i>	47
	4.3.3 - <i>Diagrama de tempo (Gráfico XY)</i>	47
	4.3.4 - <i>Estatísticas elementares (média, desvio padrão, autocovariância)</i>	51
	4.3.5 - <i>Histograma e distribuição de frequência</i>	54
	4.3.6 - <i>Autocorrelação e correlação cruzada</i>	59
	4.3.6.1 - <i>Autocorrelação</i>	60
	4.3.6.2 - <i>Autocorrelação Parcial</i>	62

4.3.6.3 – <i>Correlação cruzada</i>	63
4.3.7 Gráficos de Fischer	64
4.3.7.1 – <i>Aplicações do Gráfico de Fischer.</i>	66
4.3.7.2 – <i>Hipóteses para uso do Gráfico de Fischer.</i>	67
4.3.7.3 – <i>Gráficos de Fischer modificados.</i>	67
4.3.7.4 – <i>Gráficos de Fischer composto.</i>	70
4.3.7.5 – <i>Carreiras e aleatoriedade.</i>	70
4.3.8 - Análise espectral	71
4.3.8.1 - <i>A função de distribuição espectral</i>	72
4.3.8.2 – <i>A função de densidade espectral</i>	75
4.3.8.3 – <i>Análise de Fourier</i>	76
4.3.8.3.1 Séries de Fourier unidimensional	76
4.3.8.4 <i>Análise do periodograma.</i>	78
4.3.8.5 - <i>Análise da densidade espectral</i>	81
4.3.9 - <i>Discussão da aplicação.</i>	82
5. O problema de correlação em geologia	87
5.1 – <i>Correlação e Modelos Sedimentares.</i>	88
5.2 – <i>Correlação quantitativa</i>	91
6. Sequência Siliciclástica Permiana da Bacia do Paraná	93
6.1 - <i>Arcabouço Tectônico</i>	95
6.2 - <i>Arcabouço Estratigráfico</i>	96
6.3 - <i>Evidências de ciclicidade na área de Figueira-Sapopema</i>	96
6.3.1 - <i>Ciclicidade na área de Figueira-Sapopema</i>	98
6.4 - <i>Área do Distrito Carbonífero de Santa Catarina</i>	103

6.4.1 – Ciclicidade no Distrito Carbonífero de Santa Catarina	104
6.5 Área de Candiota RS	108
6.6 - Correlações baciais	113
6.7 – Correlação de seqüências de 3ª ordem.	115
6.7.1 - Modelo da estratigrafia de seqüências.	116
6.7.2 - Análise do empilhamento vertical	117
6.7.3 - Resultados da correlação na borda leste da bacia do Paraná.	118
7. Andar Buracica da Bacia do Recôncavo	120
7.1 - Arcabouço geológico	120
7.2 - Análise da ciclicidade	122
8. Conclusões	131
9. Bibliografia	136

Figuras

<i>Fig. 3-1. Ilustração esquemática das relações e diferenças entre acomodação e paleobatimetria.</i>	19
<i>Figura 3-2. Eustasia, nível relativo do mar e lâmina de água como função da superfície do mar, piso marinho e posição do datum em subsuperfície. Segundo Posamentier et al, 1988)</i>	20
<i>Fig. 4-1 - Afloramento da Formação Rio do Sul, KM 233 estrada Br370, estado de Santa Catarina.</i>	26
<i>Fig. 4-2 - Testemunho da Sondagem PN-24-SC, na profundidade de 230 a 242 m.</i>	26
<i>Fig. 4-3 – Fotografia mostrando um corpo de tempestivo com base e topo plano-paralelo.</i>	29
<i>Fig. 4.4 - Perfis raios gama (RG) e potencial espontâneo (SP) de parte do poço MU-1-BA.</i>	43
<i>Fig. 4-5 -Descrição litológica e perfil raios gama da sondagem SVZ-07-RS (sondagem Seival RTZ, 07- RS)</i>	45
<i>Fig. 4-6 - Método simples de identificar e medir as quebras no perfil raios gama (IR-153-RS).</i>	46
<i>Fig4-7 - Gráfico XY da sondagem IR-153-RS (Iruí-153 RS) mostrando as espessuras da CAM's.</i>	49
<i>Figura 4-8- histogramas de frequência das espessuras de camadas do furo CD-07-RS .</i>	54
<i>Figura 4-9- histogramas de frequência das espessuras de camadas do furo IR-153-RS.</i>	58
<i>Fig. 4-10 – Autocorrelograma das sondagens SC-125-RS, SC-40-RS e CD-07-RS.</i>	62
<i>Fig. 4-11 – Autocorrelogramas parciais das sondagens SC-125-RS, SC-40-RS e CD-07-RS.</i>	63
<i>Fig. 4-12 – Corelograma da correlação entre as seqüências Seq2 e Seq6 da sondagem IR-153-RS.</i>	64
<i>Fig. 4-13 – Gráficos de Fischer, como propostos originalmente.</i>	65
<i>Fig. 4-14 – Gráficos de Fischer modificados.</i>	67
<i>Fig. 4-15 – Gráficos de Fischer da sondagem IR-153-RS .</i>	69
<i>Fig. 4-16 – gráfico da função $x_t = A \cos (w t + q) + e_t$ com $A=2$, $w = p/3$ e $q = p/6$</i>	73
<i>Fig. 4-17 –Exemplo de periodograma.</i>	80
<i>Fig. 4-18 –Exemplo de densidade espectral.</i>	82
<i>Fig. 5-1 – Correlograma cruzado das sondagens IR-153-RS e CD-07-RS, tendo como ponto de coincidência a SIM.</i>	92
<i>Fig. 5-2 – Correlograma cruzado de janela de 200 CAM em torno da SIM .</i>	92
<i>Figura 6-1 – Coluna estratigráfica de referência adotada nos exemplos discutidos para a bacia do Paraná.</i>	94
<i>Fig. 6-2 – Rítmos sedimentares em siltitos lagunares imediatamente sobrepostos ao carvão.</i>	97

<i>Fig. 6-3 – Ritmos sedimentares em arenitos deltaicos.</i>	98
<i>Fig. 6-4 – Gráficos XY das espessuras de CAMs identificadas no perfil raios gama da sondagem FI-385-PR e da SP-58-PR.</i>	99
<i>Fig. 6-5 – Autocorrelogramas simples e parciais das espessuras das CAMs identificadas no perfil raios gama das sondagens FI-385-PR e da SP-58-PR.</i>	100
<i>Fig. 6-6 – Correlograma cruzado das observações nas sondagens FI-385-PR e da SP-58-PR deslocadas.</i>	100
<i>Fig. 6-7 – Exemplos de periodogramas da área de Figueira-Sapopema (PR).</i>	101
<i>Fig. 6-8 – Gráficos XY das espessuras de CAMs identificadas no perfil raios gama das sondagem PN-14 e da PN-33-SC,.</i>	104
<i>Fig 6-9 – Correlogramas Parciais e Cruzados –PN-14-SC , PN-33-SC, FI-385-PR e SP-58-PR</i>	106.
<i>Fig. 6-10 – Exemplos de periodogramas da área do Distrito Carbonífero de Santa Catarina.</i>	106
<i>Fig. 6-11 – Gráficos básicos da sondagem HN-05-RS: a) histograma; b) autocorrelograma parcial; c) periodograma.</i>	110
<i>Fig. 6-12 – Gráficos básicos da sondagem CD-07-RS: a) histograma; b) autocorrelograma parcial; c) periodograma,</i>	112
<i>Fig. 6-13 – Mapa índice mostrando as sondagens estudadas nos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul.</i>	115
<i>Fig. 6-14 – Seção estratigráfica, ao longo da borda leste da bacia do Paraná.</i>	117
<i>Fig. 7-1 – Perfil do MDU-2-BA (Mundau nº 2, Bahia).</i>	121
<i>Fig.. 7-2. Comparação entre dois ciclos sedimentares no poço 1-MDU-2-BA (Mandacaré n.2).</i>	122
<i>Fig. 7-3 – Histograma de freqüências de CAMs do poço 1-FMO-1-BA (Fazenda Mocambinho n 1, Bahia)</i>	123
<i>Fig. 7-4 – Médias e intervalos de confiança das camadas sedimentares do poço 1-FMO-1-BA.</i>	124
<i>Fig. 7-5 – Fig. 7-5 – Gráficos de Fischer modificados e respectivos periodogramas do poço 1-FMO-1-BA</i>	127
<i>Fig. 7-6 – Gráfico comparando as espessuras acumuladas e taxa de acumulação média.</i>	
<i>Fig. 7-7 – Periodogramas do 1-FMO-1-BA. a) poço total; b) seqüências 1-3; c) seqüências 4-7 (seqüências como indicado na fig. 7-1 – adaptado de Della Fávera, Chaves e outros, 1994, fig. 33).</i>	

Tabelas

• Tabela 2.1 - Classificação de seqüências deposicionais, segundo vários autores	9
• Tabela 4.1 - Valores estimados para os ciclos de Milankovitch durante o Permiano (270 Ma. AC). (Berger e outros, 1992)	33
• Tabela 4.2 - Seqüências de 3a ordem do IR-153-RS	50
• Tabela 4-3 - Resultados dos testes de ajustes a distribuições	57
• Tabela 4.4 - Teste de corrida do Gráfico de Fischer do IR-153-RS.	71
• Tabela 4.5 - Seq3 do IR-153-RS Picos identificados com os ciclos de Milankovitch	85
• Tabela 4-6 - IR-153-RS Picos identificados com ciclo de 30.000	86
• Tabela 6.1 - FI-385-PR: Picos identificados com os ciclos de Milankovitch	101
• Tabela 6.2 – SP-58-PR: Picos identificados com os ciclos de Milankovitch.	102
• Tabela 6-3 - PN-14-SC: Picos identificados com os ciclos de Milankovitch.	107
• Tabela 6-4 - PN-33-SC: Picos identificados com os ciclos de Milankovitch.	108
• Tabela 6-5 - CD-07-RS:Picos identificados com os ciclos de Milankovitch	111
• Tabela 6-5 –HN-05-RS:Picos identificados com os ciclos de Milankovitch	113
• Tabela 7-1 - Litologia das Camadas por tratos	125
• Tabela 7-2 - 1-FMO-BA - Harmônicas	128
• Tabela 7-3Espessuras (cm) e razões de harmônicas correspondentes FMO-1-BA	129
• Table 7-4 - Ciclos orbitais de Milankovitch para o Cretáceo e razões para o ciclo de 19 ka.	129
• Tabela 7-5 - Tempo estimado de acumulação	129

Ciclos Sedimentares em Sequências Siliciclásticas: uma proposta de análise metodológica

Elles sont bien chaotiques les informations que l'univers nous envoie; ... De toutes les espèces, seule la nôtre a essayé de mettre un peu d'ordre dans ce tohu-bohu, d'y découvrir quelques régularités, de comprendre ce qui l'entourait.

Albert Jaquard, 1995

1. Introdução

Este trabalho apresenta uma análise metodológica de ciclos sedimentares em sequências siliciclásticas, através de aplicação da análise quantitativa dos padrões de empilhamento, no contexto da estratigrafia de sequências. Nele pretende-se organizar os fundamentos teóricos do emprego de ferramentas matemáticas e estatísticas na interpretação dos resultados obtidos. Este procedimento permite evidenciar e pesquisar as causas de padrões de empilhamento sedimentar quase cíclicos que podem ser associados a padrões de ciclos de tempo conhecidos como, por exemplo, os ciclos astronômicos, objeto da Teoria de Milankovitch (Milankovitch, 1947). Serão discutidas, ainda, a título de exemplo, aplicações da metodologia a seções sedimentares específicas, evidenciando as potencialidades da abordagem proposta.

Para superar as dificuldades inerentes às medidas diretas em afloramentos e testemunhos, adotou-se o estudo da distância entre quebras consecutivas, observadas no perfil de raios gama de sondagens para petróleo ou carvão. O resultado é um processo quantitativo inédito de estudo de aplicação da estratigrafia de sequências na análise de sequências deposicionais siliciclásticas, com base nos padrões observados. As distâncias foram associadas às espessuras das camadas sedimentares e as séries de observações, assim obtidas, podem ser estudadas pelos métodos de análise de séries temporais. A abordagem do problema exigiu, inevitavelmente, um tratamento matemático das observações estratigráficas. Buscou-se, na medida do possível, discutir o referido problema, de forma “orientada para a geologia”,

por ser este um trabalho de estratigrafia quantitativa e não um tratado matemático. Procurou-se dar ênfase, em particular, ao significado físico (geológico) dos resultados obtidos com as diversas análises. Completa o estudo a formalização da metodologia proposta e exemplos de aplicação em seções do Permiano da Bacia do Paraná e do Andar Buracica, na Bacia do Recôncavo.

Justamente por ser um trabalho de estratigrafia, é importante entender-se a sua relação com o objeto de seus estudos. A Estratigrafia é o ramo da Geologia que se dedica à arte de decifrar e traduzir, de forma integrada, os signos encontrados nos estratos de rocha, permitindo ao estratígrafo, assim, compartilhar com outros leitores suas interpretações. O padrão de empilhamento das camadas sedimentares é um dos signos que os processos deposicionais imprimem nos sedimentos por eles gerados. Seu objetivo principal é estabelecer as relações entre a rocha e o tempo, tanto para posicioná-la na escala relativa do tempo geológico quanto para estimar o tempo decorrido no processo deposicional. Estes objetivos decorrem de serem as rochas sedimentares o registro da história da Terra, possivelmente o fundamento mais importante da geologia (Schwarzacher, 1975).[▲]

A Estratigrafia Quantitativa busca utilizar, como instrumento de síntese e de interpretação, a linguagem e as ferramentas da matemática. A quantificação das observações estratigráficas e sua posterior análise para identificar tendências e padrões tem se mostrado uma ferramenta poderosa para um melhor entendimento dos ambientes sedimentares. A necessidade de uma definição clara e não ambígua das variáveis geológicas, para permitir a aplicação de análises matemáticas e estatísticas é, sem dúvida, uma das principais contribuições que o tratamento matemático traz à estratigrafia.

O posicionamento de um corpo de rocha no tempo geológico – a correlação geológica – depende da identificação de eventos¹ tanto quanto possível únicos, não recorrentes e de ordem irreversível. Certos eventos litoestratigráficos, como camadas-chave ou superfícies de inundação, podem ser utilizados, em nível local, mas somente os que possuem as características antes citadas podem ser usados em correlações regionais ou mesmo globais.

¹ Evento: uma ocorrência, fenômeno ou complexo de processos ocupando uma posição restrita do conjunto tetradimensional espaço-tempo; Um acontecimento representado por um ponto designado por x , y e z como coordenadas de lugar e t como tempo num continuum espaço-tempo, sendo pressuposição fundamental da teoria da relatividade que todas as medidas físicas se reduzem à observação de relações entre acontecimentos (*Webster Unabridge Dictionary*)

Entre estes, estão as superfícies de inundação máxima (SIM), as glaciações e os eventos bioestratigráficos, os anóxicos, e os magmáticos datáveis, como por exemplo as camadas de cinza vulcânica. Em casos especiais, entretanto, é possível se identificar feições de âmbito local reconhecidas em boa parte da bacia. Esse é o caso constatado na seção permiana da Bacia do Paraná, depositada em ambiente marinho ou próximo a ele, com atividade tectônica restrita à subsidência. Nela as superfícies de inundação e alguns marcos estratigráficos podem ser identificados, em toda a borda leste da bacia e, em seção equivalente, até no Paraguai (Chaves, H.A.F e Della Fávera, 1996; Chaves, Medeiros, Bragança et alii, 1997, Maria Eugenia Gonzales, comunicação verbal). ▲

Na ausência de eventos que permitam datar diretamente a ocorrência do processo sedimentar, a estimativa do tempo decorrido (janela) na formação de uma camada depende unicamente da identificação adequada do processo deposicional que lhe deu origem. Para isso é necessário o estudo detalhado dos processos sedimentares que determinam as características internas básicas dos estratos depositados (composição e estruturas sedimentares). As variações simultâneas da tectônica, do nível de base relativo e do aporte dos sedimentos são fatores determinantes da geometria externa dos estratos, de sua preservação e do padrão de seu empilhamento.

A análise do mecanismo de empilhamento dos estratos sedimentares visa identificar, principalmente, os fatores que o controlaram, buscando diferenciar os internos (endógenos) dos externos (exógenos). Uma vez identificados os padrões presentes, na seção amostrada, é feita a sua relação com fatores de controle independentes, para estimar o tempo representado pela seção. Já a correlação de duas ou mais seções exige a sintonia dos padrões observados em cada uma, de forma a se poder estabelecer um ponto de amarração para as correspondências entre as mesmas.

A popularização destas análises, empregando a estratigrafia de seqüências, destacou a importância do estudo de ciclos sedimentares, permitindo, inclusive, que se avalie o tempo mínimo decorrido para depositar a seção estudada. Quantificar esses ciclos e sua expressão em tempo fica restrito, entretanto, na grande maioria dos casos, a estudos de locais onde se tenha condições de sedimentação contínua como a deposição carbonática ou a de folhelhos, quando envolve sedimentos siliciclásticos. Para estes é sempre mais simples aceitar o

pressuposto de seção completa, exigência dos métodos analíticos que visam estabelecer relações temporais, principalmente as associadas com fenômenos ligados aos movimentos orbitais da Terra. Na verdade, para que tais estudos sejam utilizados na construção de escalas de tempo absoluto, é necessário aplicá-los em áreas livres da influência de processos sedimentares episódicos, que costumam ocorrer próximo à linha de costa, tais como correntes de turbidez ou eventos de tormentas (House, 1985).▲

Rochas siliciclásticas mais grosseiras exigem métodos especiais de tratamento de dados, que permitam estabelecer premissas independentes, possibilitando o seu estudo e posterior interpretação das relações espaço-tempo. Este é o caso de seções compostas de arenitos, siltitos e mesmo conglomerados, com a presença evidente de superfícies de não deposição ou de pequena erosão como crostas, pisos rochosos e outras, objeto da metodologia desenvolvida, ao longo desse trabalho.

2. Estratigrafia Quantitativa

O uso de métodos quantitativos, na estratigrafia, remonta aos primeiros estudos paleontológicos² partir de 1976, entretanto, com os trabalhos do projeto 148 do Programa Internacional de Correlação Geológica PICG³ populariza-se a Estratigrafia Quantitativa como hoje a entendemos. são introduzidos novos modelos e métodos matemáticos para o estudo dos processos e, principalmente, da correlação estratigráfica automática, enfatizando a bioestratigrafia e as aplicações na cronoestratigrafia e na litoestratigrafia.

A prática da Estratigrafia Quantitativa requer uma boa dose de orientação conceitual para que seja aplicada e permita um maior nível de aproveitamento de um determinado conjunto de dados estratigráficos. Visa:

- ao uso de metodologias rigorosas que realçam as propriedades (padrões internos) dos dados;
- à capacidade de manipular bancos de dados grandes e complexos, de maneira objetiva, organizando e exibindo os dados, em novos formatos;
- ao reconhecimento de padrões regionais de eventos ordenados, com estimativa de incerteza;
- à produção de estimativas estatísticas da incerteza dos resultados da correlação.

Entre as aplicações mais conhecidas destacam-se: a quantificação de biozoneamentos e da correlação de zonas e eventos bioestratigráficos; a classificação e comparação de litofácies em perfis ou seções; o reconhecimento de padrões de litofácies; e a modelagem de processos geológicos, em relação à escala de tempo. O presente estudo se enquadra neste último item.

² Charles Lyel utilizou a frequência relativa de espécies fósseis vivas vs extintas para dividir o Terciário, publicada em seus **Principles**, em 1833.(Merriam, D.F. - Roots of Quantitative Geology. in: D.F. Merriam (ed.) Down-To-Earth Statistics: Solutions Looking for Geological Problems, Syracuse University, 1981, 97p. (Geology Contribution 8))-

³ O Projeto 148 do PICG (Programa Internacional de Correlação Geológica): **Avaliação e Desenvolvimento de Técnicas de Correlação Estratigráfica** recebeu, de 1976 a 1986, a colaboração de mais de 150 cientistas de 25 países. Esta colaboração está tendo continuidade nos trabalhos do Comitê de Estratigrafia Quantitativa da Comissão Internacional de Estratigrafia.

2.1 - Litoestratigrafia e cronoestratigrafia

Litoestratigrafia é a parte da ciência estratigráfica que se ocupa da classificação, descrição e continuidade ou ajuste lateral de unidades de rocha caracterizadas, principalmente, por suas propriedades físicas tais como: tipo do sedimento; grau de fossilização e de alteração; textura e cor. Mais formalmente, litoestratigrafia é a parte da Estratigrafia que se baseia na litologia dos estratos e sua organização em unidades distinguidas por critérios litológicos, independente de sua história geológica ou de conceitos cronológicos (SBG - Código de Nomenclatura Estratigráfica)

A correlação litoestratigráfica pode ser definida como a identificação correta de limites litológicos, em diferentes localidades. Juntando-se os pontos correlacionados, obtém-se a forma do corpo de rocha (litosoma). Este tipo de correlação não é probabilístico e, no sentido estratigráfico, nem mesmo mensurável (Agterberg, 1990).⁴ A unidade litoestratigráfica fundamental é a **formação**, caracterizada pela relativa uniformidade litológica, de preferência contínua e mapeável em superfície ou subsuperfície⁴

As tecnologias de modelagem litoestratigráfica quantitativa têm como objetivo o desenvolvimento de ferramentas para análise estratigráfica e análise de bacias as quais ajudem a compreender os principais processos que controlam o preenchimento das bacias e permitam a previsão quantitativa da distribuição de litologias, em áreas fora do controle de sondagens (Ross et alii, 1995).⁴

O código estratigráfico brasileiro restringe a cronoestratigrafia à parte da Estratigrafia que trata da idade de estratos e de suas relações geocronológicas⁵.⁴ O conceito de cronoestratigrafia quantitativa, entretanto, é mais amplo (Agterberg, 1990).⁴ Ele compreende a combinação da bioestratigrafia, da paleoecologia, da litoestratigrafia e da geocronologia para obter a história do soterramento (*burial history*, cf. Stam et alii, 1987),⁴ também denominada de análise geo-histórica (van Hinte, 1978, Lerche, 1990),⁴ associando subsidência e sedimentação, no tempo. Mais recentemente, usou-se, também, a denominação de “estratigrafia dinâmica quantitativa” (Cross, 1990).⁴ Esta compreende a aplicação de procedimentos matemáticos para análise dos atributos geodinâmicos, estratigráficos, sedimentológicos e hidráulicos de uma

⁴ SBG - Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica, 1982, Art.B.4

bacia sedimentar. Tais atributos são vistos como feições que constroem o arcabouço cronoestratigráfico produzido pela interação dos processos dinâmicos, operando na configuração da Terra, em tempo e local específico. Com esse arcabouço construído a partir da disposição das rochas, na coluna estratigráfica ou através de suas afinidades genéticas, é possível visualizar o relacionamento espaço-temporal das rochas sedimentares.

A escala de estágios geológicos usada comumente, desenvolvida através dos estudos cronoestratigráficos, é relativa em sua essência. Na história geológica, emprega-se o esquema cronoestratigráfico padrão como medida da idade relativa, por exemplo, os estágios sucessivos Cenomaniano, Turoniano, Coniaciano, no sistema Cretácico. A unidade cronoestratigráfica **estágio** refere-se a um corpo de rocha bem definido, bem delimitado, atribuído por consenso e num contexto histórico, a uma idade relativa, mais recente que as rochas típicas do estágio subjacente, mais antigo, e mais antigo que as rochas típicas de um estágio sobreposto, mais novo.

A concepção correta da história, no tempo geológico, requer que uma escala relativa e subjetiva seja modificada para uma escala numérica e linear. A transformação da escala relativa em uma escala de tempo absoluto, expressa em unidades lineares de tempo, como milhão de anos, é um dos objetivos da geocronologia que a obtém, através de medidas radiométricas.

2.2 - Estratigrafia de Sequências e a Cronoestratigrafia

Tradicionalmente, a classificação e a análise estratigráfica são baseadas no reconhecimento regional das unidades litoestratigráficas convencionais, fornecendo o seu arcabouço arquitetural. De forma semelhante, a estratigrafia de seqüências é o estudo de fácies relacionados a um arcabouço de superfícies cronoestratigráficas significativas (van Wagoner et alii, 1990),⁵ estando, portanto, incluída nas técnicas cronoestratigráficas. Dentro deste arcabouço aloestratigráfico⁶  unidade fundamental de classificação é a seqüência, composta de parasseqüências e ou de conjuntos de parasseqüências. Cada seqüência compreende uma sucessão, geralmente conforme, de camadas relacionadas geneticamente,

⁵ SBG - Comiss. Esp. Nom. Estrat. ... 1982, pg. 392

⁶ North American Stratigraphic Code, 1983. Segundo o art. 58, a unidade aloestratigráfica é formada por um corpo de rochas sedimentares, estratiforme, mapeável, definido e identificado em base de descontinuidades limitantes.

sendo, em teoria, limitada por superfícies de inundações marinhas (SI) ou por outras superfícies síncronas (Galloway, 1989). Alternativamente, a seqüência é definida como uma unidade de caráter cronoestratigráfico, limitada por discordâncias e suas concordâncias relativas, e formada por estratos contemporâneos (ou geneticamente relacionados) (Mitchum & Van Wagoner, 1991).

Diferente das unidades litoestratigráficas, as seqüências estratigráficas e os elementos estratiformes que as compõem são comumente interpretados como tendo se formado em consequência ou em resposta à interação da taxa de mudança do nível do mar e da taxa de subsidência e do aporte de sedimentos (Posamentier e Vail, 1988; Sarg, 1988; Handform e Loucks, 1993). Segundo Drummond e Wilkinson (1996), contrastando com a segmentação litológica clássica, as seqüências estratigráficas representam divisões do registro estratigráfico, com base nos processos sedimentares e nas unidades hierárquicas da estratigrafia de seqüências, implicando na organização dos diferentes grupos, cada um com sua taxa de formação vertical, em espaço e sua característica de intervalos recorrentes, no tempo.

Uma classificação empírica das seqüências estratigráficas, definindo cinco ordens de mudanças periódicas do nível do mar, foi proposta por Vail e outros (1977). Esta classificação tornou-se muito conhecida e ainda é bastante utilizada, particularmente para referir as seqüências de ordem mais elevada. A terminologia é apresentada na Tabela 2.1.

Tabela 2.1

Classificação de seqüências sedimentares, segundo vários autores

Tipo da seqüência	Duração(Ma.)	Outras terminologias
A. Ciclos globais de supercontinentes	200-500	Ciclos de 1ª ordem (Vail e outros 1977)
B. Ciclos gerados por processos termais do manto (topografia dinâmica) e pela cinemática das placas, incluindo: 1. Ciclos eustáticos induzidos por mudanças de volume, nos centros de abertura meso-ocêânica global; 2. Ciclos regionais de movimento do embasamento induzidos por arqueamento extensional e carga crustal	10 -100	Ciclos de 2ª ordem (Vail e outros 1977) Superciclos (Vail e outros 1977) Seqüência (Sloss,1963)
C. Ciclos regionais a locais de movimentos causados por cinemática da placa de carácter regional, incluindo mudanças no regime de tensão intraplaca.	0.01 10	Ciclos de 3ª a 5ª ordem (Vail e outros 1977) Ciclos de 3ª ordem ou megaciclograma (Heckel, 1986)
D. Ciclos globais gerados por forças orbitais, incluindo glacio-eustasia, ciclos de produtividade, etc.	0.01 - 2	Ciclos De Milankovitch, Ciclotemas (Wanless E Weller, 1932) Ciclos Maiores E Menores (Heckel, 1986)

A definição dos ciclos é bastante subjetiva. É importante ressaltar que a proposta de Vail e seus colaboradores em nenhum momento trouxe a implicação de que seqüências da mesma ordem tenham duração uniforme em tempo. Aos ciclos de primeira, segunda e terceira ordem certamente falta periodicidade regular. Os ciclos de quarta e quinta ordem, entretanto, com duração muito abaixo de um milhão de anos, parecem refletir um controle regular e cíclico.

No Fanerozóico são reconhecidas duas seqüências de primeira ordem, com 200 a 400 Ma., amplamente interpretadas como resultantes da acreção e subsequente separação dos supercontinentes. Os ciclos de segunda ordem resultam do agrupamento dos ciclos de terceira ordem e correspondem a intervalos de 10 a 100 Ma., sendo exemplificados pelas seqüências cratônicas documentadas por Sloss (1962). Os controles das seqüências de primeira e segunda ordem parecem ser decorrentes de variações do nível do mar associadas às mudanças no volume das cadeias oceânicas, relacionadas com a taxa de abertura dos oceanos (Plint et alii, 1992).

As seqüências de terceira ordem têm duração de 1 – 10 Ma., mas representam, em geral, menos de 3 Ma. Presentes em todos os registros do Fanerozóico, têm controles problemáticos e controversos. Vail e outros (1977a e 1977b) e Haq e outros (1988) sugerem

que todas essas seqüências podem ser correlacionadas, globalmente. Os limites das seqüências de terceira ordem, entretanto, apresentam-se espaçados, próximo ou abaixo da resolução bioestratigráfica. Alguns estudos de estratigrafia de alta resolução, entretanto, têm mostrado a possibilidade de correlação dessas seqüências a largas distâncias, na Bacia do Paraná, por exemplo (Chaves, Della Fávera e colaboradores, ver discussão adiante, no item 6.6). Evidências convincentes mostram que são possíveis correlações precisas, mesmo entre continentes (Ross e Ross, 1988).▲

3. Cicloestratigrafia

A análise dos arranjos apresentados pela sucessão vertical dos depósitos sedimentares, em particular os expressos pela variação de suas espessuras, é a modalidade de pesquisa que tem por objetivo formular o modelo conceitual dos processos sedimentares ativos, durante a construção de cada registro (seção) estratigráfico e buscar as hipóteses sobre as causas de sua configuração. No caso de arranjos sedimentares cíclicos, essa análise objetiva a identificação dos pacotes elementares que a compõem, chamados de ciclos ou ritmos.

Este capítulo específico da análise estratigráfica caracteriza a cicloestratigrafia que, segundo Schwarzacher (1993),[▲] é o uso de ciclos sedimentares como uma ferramenta estratigráfica. Segundo ele, para que esse uso tenha finalidade prática, os ciclos têm que ser periódicos ou, pelo menos, quase periódicos em tempo e reconhecidos em grandes distâncias. Estas propriedades seriam difíceis de ser estabelecidas, principalmente se pouco sabemos sobre o mecanismo que teria gerado os ciclos, o que é obtido, estabelecendo-se suas regularidades, em tempo e espaço.

Na verdade, remonta aos tempos de Cuvier e Lamarck a idéia de desenvolvimento da história geológica como seqüências de estágios afetando, inclusive, a biosfera e o meio ambiente. O desenvolvimento recente da estratigrafia de seqüências, resultado do trabalho de Vail e seus associados (Vail, 1988, Vail *et alii*, 1991),[▲] chega a um esquema detalhado das mudanças do nível do mar e de como as mesmas afetam a sedimentação. Vail subdivide os ciclos em seis ordens diferentes, conforme sua duração em tempo, indo de 50 Ma. a 10 ka. Os ciclos de baixa freqüência, pelo menos, teriam origem tectônica e, dificilmente, se poderá encontrar um mecanismo único para explicar todas as ordens. Em contraste com a cicloestratigrafia, na estratigrafia de seqüências (sentido Exxon) não há a exigência de que os ciclos de seqüências da mesma ordem tenham o mesmo tempo de duração.

Einsele *et alii* (1991)[▲] diferenciam a cicloestratigrafia da estratigrafia de eventos. Supondo-se a existência de um sistema oscilatório, qualquer ciclo gerado por ele possibilitará medidas de tempo, faltando esta qualidade, entretanto, aos ciclos sedimentares gerados por eventos episódicos repetitivos. A identificação de um mecanismo oscilatório associado aos ciclos sedimentares é outra questão. É muito provável que, em determinadas circunstâncias, não seja possível dizer se os eventos associados a um ciclo sedimentar são cíclicos ou

episódicos (Schwarzacher, 1993, p. 4)▲

3.1 - Ciclos sedimentares

Os ciclos sedimentares se caracterizam por arranjos espaciais compostos de diferentes litologias ou de espessuras de camadas de uma mesma litologia, arranjos esses que se repetem, regularmente, em uma seqüência. Esses padrões resultam de eventos repetitivos (eustatismo, variações sazonais etc.) acionados por processos episódicos ou por processos governados por sistemas oscilatórios. Somente estes últimos dão origem a verdadeiros ciclos sedimentares, úteis para os estudos estratigráficos (Schwarzacher, 1993, p. 4)▲. A ciclicidade evidencia-se através de variações na composição ou granulometria dos componentes litológicos.

A sedimentação rítmica ou cíclica se caracteriza pela repetição consistente e ordenada de dois ou mais componentes litológicos em uma sucessão sedimentar. Cada um dos grupos unitários de componentes litológicos de um padrão repetitivo é chamado de ciclo sedimentar, ciclo de sedimentação ou, simplesmente, ciclo. Duff e Walton (1962)▲ definem ciclo como “um grupo de unidades (componentes) litológicas que ocorrem em certa ordem, uma delas repetindo-se, com freqüência, através da sucessão”.

Os conceitos de ciclo e de ritmo variam de autor para autor. Lombard (1956)▲ prefere chamar de ritmo a repetição de componentes litológicos, sempre na mesma ordem, mas iniciando-se cada ritmo por um determinado componente (ABAB ou ABCABC, por exemplo, como ocorre nos varvitos). Para esse autor, o ciclo corresponde a uma sucessão de componentes litológicos em que o inicial e o final são da mesma natureza (ABCBA, por exemplo).

A sedimentação cíclica ou rítmica tem sido reconhecida amplamente em seções estratigráficas do Fanerozóico (Schwarzacher, 1975, Einsele, & Sheilacher, 1982)▲. Tais ritmos, entretanto, são comumente assimétricos, do tipo ABCABC ou ABCDABCD, com pouca ou nenhuma relação com ciclos simétricos do tipo ABCDCBA, verdadeiras abstrações, extremamente difíceis de ocorrer na natureza, os quais recebem o nome de ciclos ideais (Einsele *et alii*, 1991)▲.

3.2 - Modelos de sedimentação cíclica

Os processos físicos, no mundo real, envolvem um ou mais elementos expressos por **variáveis aleatórias**⁷ ou denominados processos estocásticos. O processo estocástico pode ser descrito como fenômeno estatístico que evolui no tempo, de acordo com as leis do cálculo de probabilidades. Se o fenômeno estudado independe do tempo, as observações são independentes. Esse, entretanto, **não é** o caso de séries temporais, cujas observações sucessivas não são independentes e cuja análise deve levar em conta a **ordem** em que foram feitas. Sendo as observações sucessivas dependentes das anteriores, os valores subseqüentes podem ser previstos, a partir dos valores anteriores. Se a série temporal pode ser prevista, exatamente, diz-se que é uma série **determinística**. No caso de esta previsão não ser exata, isto é, de os valores subseqüentes serem só parcialmente estimados pelos valores anteriores, a série é dita **estocástica**. Neste caso, os valores subseqüentes têm uma distribuição probabilística condicionada pelos valores anteriores.

O principal problema que se apresenta para o estudo quantitativo de uma seção estratigráfica isolada é separar as flutuações previsíveis – componentes de tendência, de ciclos ou estocástica – das imprevisíveis ou ruído. Os métodos a serem empregados dependem diretamente: da natureza e da qualidade dos dados disponíveis para estudo; do poder discriminatório das variáveis selecionadas; e do modelo adotado. Como em outros problemas de modelagem, é necessário separar os efeitos dos vários tipos de flutuação para, depois, buscar a interpretação dos resultados obtidos.

Expressando por x_t qualquer variável litoestratigráfica no tempo t , seguem-se alguns dos modelos possíveis, mais simples, para análise de uma seção isolada (Schwarzacher, 1985). Sua aplicação, algumas vezes, leva a simplificações drásticas. O modelo 1 indica, simplesmente, uma série de números aleatórios independentes, representados por sua média m e por um efeito aleatório e_t . (Eq. 1). Um possível exemplo deste modelo seria um conjunto de camadas de depósitos de vasas oceânicas.

$$\text{Eq. 1} \quad x_t = m + e_t$$

O modelo 2 (Eq. 2) é o de um processo estocástico, como a deposição de calcilutitos em águas mais calmas, e resulta da adição de um efeito aleatório e_t ao valor anterior x_{t-1} :

$$\text{Eq. 2} \quad x_t = x_{t-1} + e_t$$

Certos ciclos sedimentares uniformes, como alguns depósitos de varvitos, podem ser caracterizados pelo modelo 3, com o registro sedimentar apresentando um ciclo determinístico (Eq. 3), caracterizado pela frequência w e a amplitude A , perturbado por um evento aleatório e_t :

⁷ Variável aleatória: toda variável a qual está associada uma função de probabilidade em qualquer intervalo não nulo do seu domínio; variável estocástica.

$$\text{Eq. 3} \quad x_t = A \sin \frac{2\pi t}{w} + e_t$$

Enfim, quando os sedimentos variam uniformemente, como em pacotes adelgaçantes (fining upwards) ou com espessamento (thickning upwards), pode-se aplicar o modelo 4 (Eq. 4). Indica um processo estocástico x_t , ao qual se adiciona uma função m_t que representa uma tendência de mudança gradual (a espessura média m_t é função da posição estratigráfica t):

$$\text{Eq. 4} \quad x_t = m_t + x_{t-1} + e_t$$

Em todos os modelos estocásticos, e_t indica uma componente aleatória independente, isto é, uma série de dados na qual não existe correlação entre os valores sucessivos $e_t, e_{t+1}, e_{t+2}, \dots$. A não existência de correlação significa que conhecer o valor e_t no tempo t , não ajuda, de forma nenhuma, a prever o valor de e_{t+1} , no tempo $t+1$. Como regra geral, aceita-se que erros de observação tenham esse comportamento 

Um grande número de processos estocásticos simples podem ser derivados dos modelos acima, introduzindo-se uma certa correlação entre valores sucessivos. Por exemplo, os processos:

$$\text{Eq. 5} \quad x_t = a x_{t-1} + e_t$$

$$\text{Eq. 6} \quad x_t = a_1 x_{t-1} + a_2 x_{t-2} + e_t$$

Esses são processos marcovianos de 1^a e de 2^a ordem, nos quais o valor x_t no tempo t é aleatório, mas também depende de seus predecessores, conforme a ordem do processo. Os processos de retroalimentação (“*feed-back*”) são exemplos típicos de processos de segunda ordem (sistemas auto-reguláveis). O preenchimento de uma bacia pelos sedimentos, por exemplo, pode levar a um basculamento da crosta, o que, por seu turno, aumenta a erosão, modificando o aporte sedimentar. O efeito do albedo, na temperatura da atmosfera e a interação presa-predador, na biosfera, são outros exemplos de processos auto-reguláveis.

O modelo final da equação 4 (Eq. 4) pode ser aplicado a séries que contêm uma deriva discreta ou tendência, sendo, desta forma, não estacionárias. Tendências restritas às médias são raras em sucessões sedimentares e variações na média ou outros parâmetros quase sempre acarretam mudança na taxa de sedimentação, o que induz a alterações na variância e na autocorrelação, associadas à tendência. Por exemplo, num pacote estratigráfico granodecrescente, a taxa de sedimentação usualmente decresce e, assim, qualquer flutuação crescerá não só em amplitude mas aparentemente também em frequência.

Para estudar séries com essas características é mais simples fazer a análise, no domínio da frequência, usando o espectro de potência, em vez do correlograma. Quando não há conhecimento *a priori* da tendência ou do comportamento aleatório da variável, então os dados podem ser analisados pela aplicação de vários filtros do tipo:

$$y_t = \sum_{k=0}^m b_k x_{t-k} - \sum_{i=1}^m a_i y_{t-i}$$

no qual b_k e a_i são pesos. Um filtro de primeira ordem pode ser :

$$\text{Eq. 7} \quad y_t = b_0 x_t - a_1 y_{t-1}$$

Os valores dos pesos b_0 e a_1 determinam se o operador vai atuar como um filtro de passa baixa ou de passa alta. Um filtro de passa alta permite a passagem das altas frequências e suprime as de baixa frequência e pode ser usado para remover tendências. Um filtro de passa baixa pode ser usado para remover ruído. Associada a cada filtro, há sua função de transferência H_f

$$H_f = \frac{y_f}{x_f}$$

onde y_f e x_f são as transformadas de Fourier de y_t e x_t . A função de transferência permite avaliar o ganho de frequência e o deslocamento de fase introduzidos pelo filtro, permitindo evitar interpretações errôneas dos dados.

3.3 - O modelo da Estratigrafia de Sequências⁹

O padrão dos fácies e da arquitetura estrutural são determinados pela ação de diversos fatores, durante o preenchimento da bacia. Entre os mais importantes se destaca a acomodação sedimentar (Jervey, 1988).  Por acomodação entende-se o espaço existente entre a

⁸ Formalmente, diz-se que o erro e_t é uma variável $N(0,1)$ ou seja, uma variável aleatória normal com média zero e desvio padrão unitário.

⁹ Esta discussão está baseada H.W Posamentier e G.P. Allen [1996], capítulo 2. “The General Sequence Stratigraphic Model”.

 *superfície de equilíbrio*¹⁰ efetiva e a superfície terrestre ou o fundo do mar.

As mudanças na profundidade da água em uma determinada área, ou seja, no espaço a ser preenchido pelos sedimentos em uma bacia, depende tanto de controles globais como dos locais (Guy Plint *et alii*, 1992).  O aspecto *global (ou eustático)* depende dos movimentos da superfície do mar em relação ao centro da Terra, os quais, por sua vez, são uma resposta a dois fatores: o volume de água nos oceanos e o volume das bacias oceânicas. O *volume de água nos oceanos* é controlado, principalmente, pelo volume de gelo sobre as terras emersas (mudanças *glacio-eustáticas*) e, com menor expressão, pelo volume de águas acumulado em aquíferos terrestres. O *volume das bacias oceânicas* se modifica, devido a aumentos e a decréscimos no volume das cadeias meso-oceânicas (mudanças *tectono-eustáticas*).

Os controles *locais* de profundidade da lâmina da água incluem tanto a tectônica como a sedimentação. Os *movimentos tectônicos* do piso da bacia¹¹  (para cima ou para baixo) podem ampliar, anular ou reverter os efeitos das mudanças eustáticas. A *sedimentação* resulta na agradação do piso da bacia e numa redução na lâmina da água. As *mudanças relativas de nível do mar*, em determinada área, dependem, portanto, da atuação conjunta da eustasia, da tectônica local e das taxas de aporte de sedimentos. Em outras palavras, para que haja sedimentação é necessário o suprimento de sedimentos e um local para colocá-los, o que se pode representar pela expressão:

$$\text{Acumulação de estrato} = f(\text{aporte sedimentar, acomodação})$$

O espaço da acomodação pode ser compreendido, a partir da *superfície de equilíbrio*, que é a superfície abaixo da qual os sedimentos são acumulados e acima da qual eles são transportados para outro local. A posição desta superfície, por sua vez, é determinada pela ação conjunta de um grande número de fatores, tais como: a ação das ondas em ambiente marinho ou a descarga de sedimentos transportados em rios. Prepondera, entretanto, a

¹⁰ Segundo H.W Posamentier e G.P.Allen [1996, pag. 9], uma *superfície de equilíbrio* é a superfície que representa o balanço, no longo prazo, entre as forças erosionais e deposicionais. Esta superfície pode ser ou subaérea ou subaquática e pode estar acima ou abaixo da superfície da terra ou do fundo do mar efetivos. Quando estas superfícies não coincidem com a superfície de equilíbrio, ocorrerá ou erosão ou deposição, devido ao empenho da terra ou do fundo do mar em restabelecer o equilíbrio. Toda mudança significativa nos parâmetros regionais de erosão ou deposição resultará em mudança nos gradientes que caracterizam a superfície de equilíbrio assim como na sua posição no espaço.

¹¹ Tanto quanto possível, evitou-se mencionar especificamente o piso marinho ou nível do mar devido ao mesmo raciocínio se aplicar tanto aos oceanos como aos grandes lagos e mares isolados, como a bacia do Recôncavo.

subsidiência, a posição relativa do nível do mar e as possíveis variações do nível de base.

Em ambientes marinhos, a acomodação é controlada pelas variações no *nível relativo do mar*, isto é, a posição da superfície do mar, em relação a um datum fixo, próximo ao assoalho marinho. Esta descrição do nível do mar considera tanto a eustasia (o nível global do mar) quanto os movimentos verticais do assoalho marinho (decorrentes do tectonismo ou da compactação dos sedimentos). Desta forma, o conceito de nível relativo do mar evita o debate sobre qual seria o fator predominante para determinar a acomodação dos sedimentos e a arquitetura dos estratos, se a eustasia ou a tectônica. Os padrões sedimentares respondem às mudanças na acomodação, sem registrar diferenças entre as suas causas. Cant (1989) analisa as implicações das seguintes relações de fatores que controlam as mudanças de profundidade da água:

$$(incremento da subsidiência) + (mudança no nível estático do nível do mar) = (mudança na lâmina da água)$$

Este modelo é útil por empregar relações lineares, ainda que os processos não sejam independentes entre si, nem independam de variáveis adicionais como clima e topografia (Smith, 1994).

É necessário distinguir, claramente, a diferença entre a paleobatimetria e a acomodação. A paleobatimetria reflete a taxa de sedimentação e a velocidade com que o aporte de sedimentos preenche o espaço tornado disponível pela acomodação. A Fig. 3-1 compara, de forma esquemática, a variação das velocidades das duas taxas. Quando a taxa de sedimentação é menor que a de acomodação, a paleobatimetria registrada nos sedimentos aumentará. Alternativamente, se a taxa de sedimentação excede a taxa à qual nova acomodação é adicionada, a paleobatimetria diminuirá, mesmo que o nível do mar continue subindo. Desta forma, a mesma velocidade de subida relativa do nível do mar pode resultar na deposição de sucessões sedimentares diferentes, com registro de aumento (transgressiva) ou diminuição (regressiva) da profundidade ou do abaixamento do nível do mar.

Estas observações são críticas para a interpretação paleoambiental de dados paleontológicos, pois as assembléias faunísticas não representam o registro das variações do nível relativo do mar, mas apenas as verificadas na profundidade da água (Fig. 3-2). Isto leva

ao primeiro princípio da estratigrafia de seqüências:

o registro de sucessões de fácies indica essencialmente a relação entre duas razões: a de sedimentos acumulados e a de mudança de acomodação (Posamentier e Allen, 1993, pg. 9) ▲

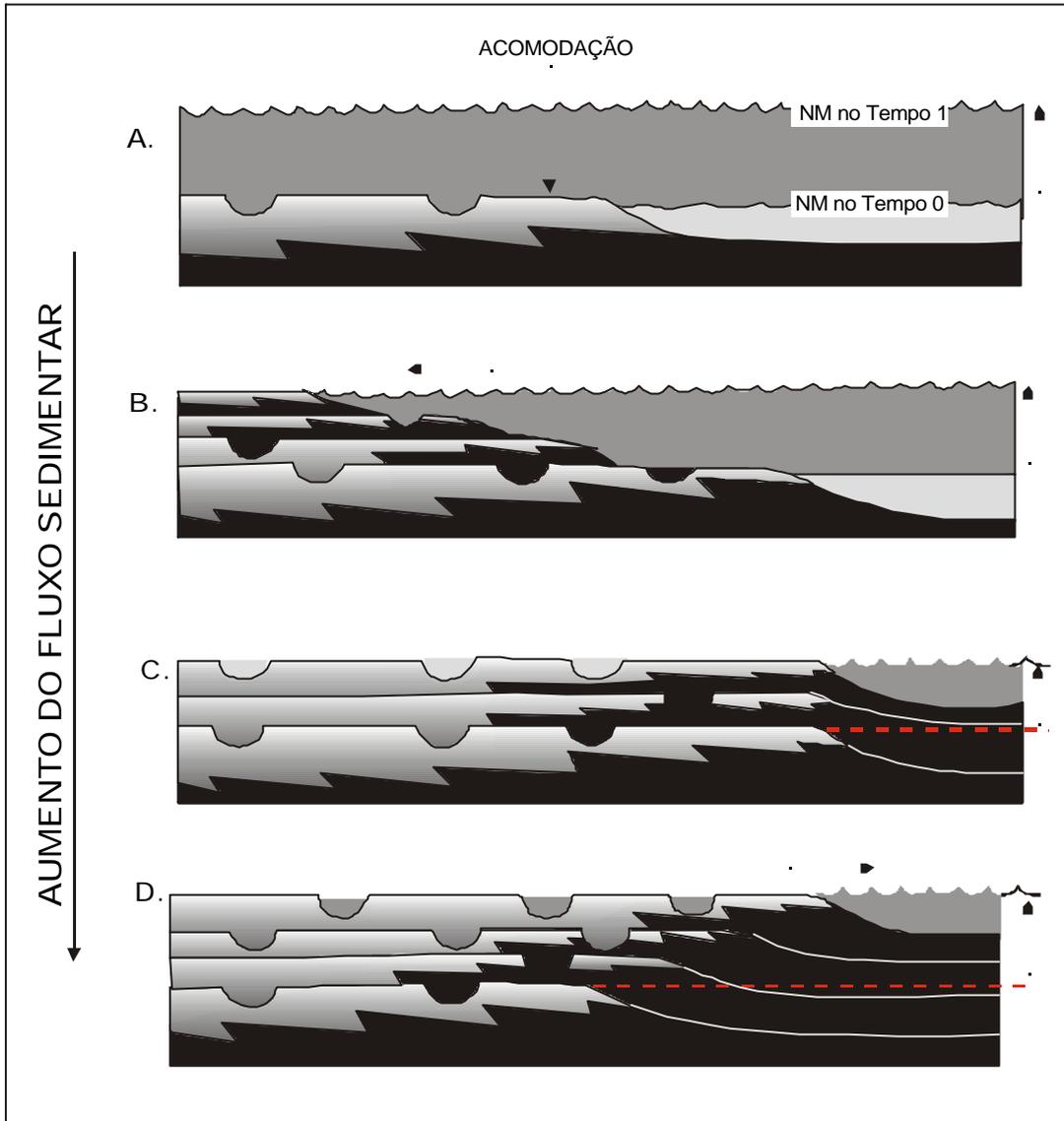


Fig. 3-1. Ilustração esquemática das relações e diferenças entre acomodação e paleobatimetria. As mudanças em paleobatimetria refletem a taxa do preenchimento do espaço disponível por acomodação, isto é, o volume potencial para receber a sedimentação pelo aporte de sedimentos. Em A, B, C, e D, a taxa de subida do nível do mar é a mesma.

Em A) o nível relativo do mar sobe sem aumentar o aporte de sedimentos, de forma que há um aumento na paleobatimetria equivalente à subida do nível do mar. Em B) há um certo aporte de sedimentos porém insuficiente para preencher o espaço criado. Em consequência, a crescente acomodação é, em parte, preenchida e a paleobatimetria aumenta menos que a subida total do nível relativo do mar. Em C) há equilíbrio entre o aporte e a taxa de aumento da acomodação, de forma que a linha de costa permanece estável e a paleobatimetria constante. Em D) o aporte excede a taxa de acomodação, dando lugar a uma seção regressiva com a paleobatimetria decrescendo para cima. Em cada seção, embora a subida do nível do mar e a taxa de acomodação sejam idênticas (isto é, a variação relativa do nível do mar), o pacote de estratos e a variação da paleobatimetria dependem da mudança comparativa entre a taxa de sedimentação e a do aumento da acomodação (adaptado de Posamentier e Allen [1996]).

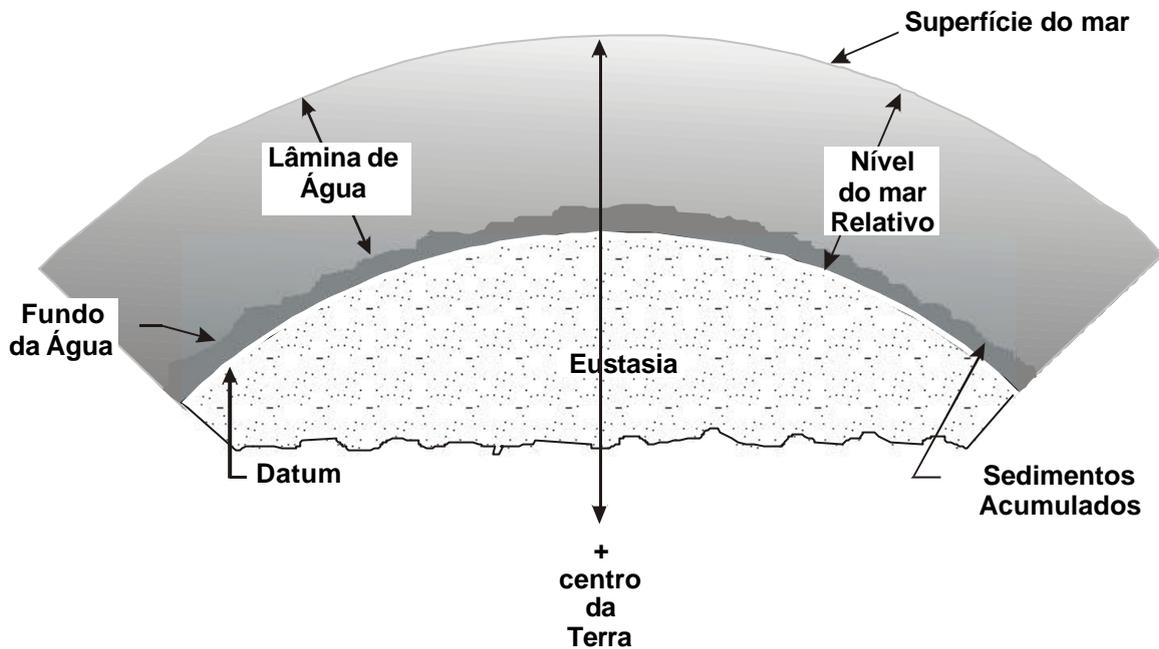


Figura 3-2. Eustasia, nível relativo do mar e lâmina de água como função da superfície do mar, piso marinho e posição do datum em subsuperfície. (Segundo Posamentier et alii, 1988)

A presença de sucessões litológicas cíclicas sugere que o aporte de sedimentos, ou a acomodação, ou ambos tenham sofrido variações cíclicas. Variações no aporte de sedimentos podem ser associadas a mudanças climáticas que, também, estariam ligadas a oscilações do nível do mar, todas podendo produzir sedimentação cíclica na escala dos ciclos de Milankovitch. Na verdade, a sedimentação é controlada, principalmente, pela existência, ou não, de espaço entre a superfície topográfica efetiva e a superfície teórica de equilíbrio, isto é, a existência ou não, de acomodação.

O modelo de sucessão de fácies, discutido acima, pode ser representado formalmente pela equação:

$$\text{Eq. 8} \quad F(x, y, z, t) = F_1(x, y, z, t) + F_2(x, y, z, t) + e(t)$$

onde $F(x, y, z, t)$ é a variação total resultante da sucessão de fácies, num ponto do conjunto espaço-tempo, representada pela sucessão de registros sedimentares (camadas ou parassequências). Esta variação total é modelada pela soma de três funções:

$F_1(x, y, z, t)$ representa as variações sistemáticas, ao longo do tempo, as quais podem ser descritas por modelos simples como o de no. 1, o modelo linear da equação (Eq. 1) ou por variações harmônicas de baixa ordem. Resultam, basicamente, dos efeitos de baixa ordem combinados, da subsidência e das oscilações eustáticas do nível do mar, ou seja, da taxa de variação da acomodação;

$F_2(x, y, z, t)$ representa as variações cíclicas de maior frequência, às quais se ajustam equações do tipo da Eq. 3. Os efeitos registrados, nas rochas sedimentares, resultam de variações periódicas ou semiperiódicas, como as de alta ordem no nível relativo do mar e as variações no aporte dos sedimentos. Estão geralmente associadas às oscilações climáticas e aos ciclos de Milankovitch, que são refletidos pelas taxas de variação da sedimentação;

$e(t)$ representa uma componente aleatória independente;

x, y, z, t , como usual, representam as coordenadas do *continuum* espaço - tempo. Deve-se levar em conta, entretanto, que x, y, z podem não ser constantes, dependendo do intervalo de tempo considerado, principalmente quando relativas à linha de costa ou, mesmo, em decorrência de movimentos das placas ou migração dos pólos. As variações de posição relativa afetam diretamente o aporte sedimentar e a natureza da sedimentação, devido às mudanças climáticas e às variações de posição relativa à linha de costa, passando, por exemplo, de uma posição mais proximal para mais distal, durante uma transgressão.

Finalmente, vale comentar que o modelo formalizado na Eq. 8 é linear, aditivo e, embora os controles não sejam independentes, separa os efeitos por seus resultados, sendo útil para o emprego na solução do problema inverso.

3.4 - Modelando a realidade - o modelo inverso

O objetivo básico da análise estratigráfica é permitir ao estratígrafo encontrar as relações de espaço e, sempre que possível, de tempo, existentes no conjunto de rochas analisadas. Isto só lhe é permitido, através do melhor conhecimento do ambiente sedimentar e dos processos que nele atuaram, a partir de levantamentos da geologia da área. A quantificação das observações feitas permite o emprego de todo o instrumental da matemática e da estatística, para evidenciar ou descobrir padrões existentes nos dados observados, levando à

concepção de modelos com base nesses dados. Constrói-se, assim, o chamado modelo inverso. De forma singela, define-se **modelo inverso** como a utilização dos dados e observações para identificar as diferentes fontes de mutação das variáveis e inter-relações existentes entre elas, elaborando-se, assim, um modelo empírico que se aproxime dos oferecidos pela teoria.

Segundo Schwarzacher (1985, p 383), há três razões principais para que a sedimentação cíclica mereça cuidado especial do estratígrafo: 1) toda regularidade nos padrões da sedimentação requer uma explicação que contribua para o entendimento da história ambiental, durante a formação dos ciclos; 2) qualquer referência ao tempo real é importante, mesmo que não muito precisa (desta forma, se for possível estabelecer que existem ciclos com algum significado temporal, então é provável que pacotes sedimentares semelhantes representem intervalos equivalentes de tempo); 3) sempre há a possibilidade de que alguns ciclos sedimentares realmente representem intervalos precisos de tempo, de forma a permitir seu uso para determinações de idade absoluta, dentro de certos intervalos estratigráficos. Para Schwarzacher (op.cit.), a dificuldade é identificar qual das três situações se aplica a um caso específico, principalmente devido à imprecisão dos registros do tempo estratigráfico. Isto complica sobremaneira a aplicação dos modelos propostos, anteriormente, para os três tipos básicos de flutuação.

A análise de observações ordenadas pela coleta em série permite identificar e levantar considerações de grande importância teórica e prática, classificadas em três categorias (Schwarzacher, 1985, p 366):

1. valores aleatórios imprevisíveis;
2. flutuações parcialmente previsíveis;
3. tendências previsíveis

A natureza dos sedimentos depositados em qualquer ambiente de sedimentação é regulada pelas diversas condições que a determinam, como aporte, subsidência, nível do mar etc. A presença de uma forte contribuição aleatória, entretanto, faz com que condições idênticas, em bacias ou tempos distintos, nem sempre produzam os mesmos tipos de depósitos. A natureza estocástica das relações ambiente-sedimento (processo-resposta) resulta da complexidade da história estratigráfica e adiciona uma componente aleatória aos processos de sedimentação que, desta forma, se tornam processos estocásticos.

A presença de componentes de incerteza ou não previsíveis, aliados à imprecisão da linguagem usada na descrição dos processos sedimentares, dificulta sobremaneira o entendimento dos mesmos. Isso complica a formulação do modelo inverso, isto é, a escolha de um modelo conceitual de sedimentação tendo como base a análise das observações feitas, diretamente, na seção estratigráfica.. Segundo Schwarzacher (1985), estes componentes podem resultar de:

- erros de observação, identificação errada ou observações incompletas;

- interferência no registro sedimentar, por efeito da diagênese ou de deformações posteriores;
- ambigüidades, ao se estabelecer as relações das condições ambientais com os sedimentos;
- a imprevisibilidade da história geológica em si.

O efeito das flutuações aleatórias de curta duração é muito variável e imprevisível. Já os efeitos mais persistentes, ao longo do tempo, podem ser identificados como tendências claras e previsíveis, em certas áreas e em determinados intervalos estratigráficos. A variação associada a uma “tendência”, entretanto, decorre diretamente da escala utilizada e do comprimento [estratigráfico - espessura] total da seção em exame. Assim, termos como “tendência persistente” e “flutuações curtas” são relativas à série estudada.

Com a aplicação do modelo inverso à Estratigrafia, pretende-se identificar uma variável observada, diretamente, na seção em estudo, cuja análise nos ajude a entender os processos sedimentares atuantes na bacia (modelos processo – resposta). Tal entendimento é obtido através da separação dos efeitos ou mudanças sistemáticas daqueles ainda previsíveis mas de curta duração, ao longo do tempo de sedimentação. Feito isso, sobrarão apenas as variações aleatórias e imprevisíveis.

4. Sequências sedimentares siliciclásticas

Os conceitos da estratigrafia de seqüências podem ser encontrados na discussão da eustasia e do controle global de inconformidades, já no trabalho de Suess (1904) (apud Posamentier e Allen, 1996) e culminaram com as pesquisas de Peter Vail e colaboradores, na Exxon Production Research Co. (Vail *et alii*, 1977). Estes identificaram padrões de *onlap* costeiro e descontinuidades, associando as reflexões observadas na seção sísmica com as linhas de tempo. Estes padrões indicam uma ciclicidade bem distinta, internamente, nas sucessões litológicas, e possibilitam, ainda, encontrar padrões similares em intervalos cronoestratigráficos correspondentes em outras bacias sedimentares, devido à variação global do nível do mar, ou eustasia (Posamentier e Allen, 1996, p.2).

Segundo Posamentier e Allen (1996), os conceitos da estratigrafia de seqüências podem ser aplicados de duas formas fundamentalmente diferentes. Uma envolve a construção de modelos da idade de uma determinada seqüência sedimentar, através da correlação da estratigrafia local com a carta de ciclos globais (Haq *et alii*, 1987). Outra envolve análise e previsão de litologia e dos padrões dos estratos, com base na interpretação da ciclicidade presente no registro litológico.

Pode-se acrescentar que a análise dos padrões arquiteturais e litológicos é feita, de forma analógica, usando-se os modelos propostos pela estratigrafia de seqüências – na verdade um conjunto de princípios – como ferramenta da interpretação e não como um gabarito (*template*) para a interpretação (Posamentier e Allen, 1993). Já as tentativas de construir modelos de idade e de determinar o tempo representado pela deposição de uma seção estratigráfica requerem quantificar os padrões encontrados e a identificação formal de suas relações, a fim de permitir sua comparação com padrões conhecidos. Esses trabalhos têm sido realizados em áreas de sedimentação contínua, geralmente com deposição de calcários ou de lutitos, para diminuir a influência de superfícies descontínuas ou de não deposição.

No entanto, são as seções siliciclásticas mais grosseiras que apresentam, mais espetacularmente, a sedimentação cíclica, seja em afloramentos, seja em testemunhos (Fig 4-1 e Fig. 4-2).

O estudo destas seções, entretanto, requer a aplicação de métodos especiais, como o aqui proposto, os quais permitam levar em conta a influência das superfícies de erosão ou não deposição, mais expressivas nas seções siliciclásticas.

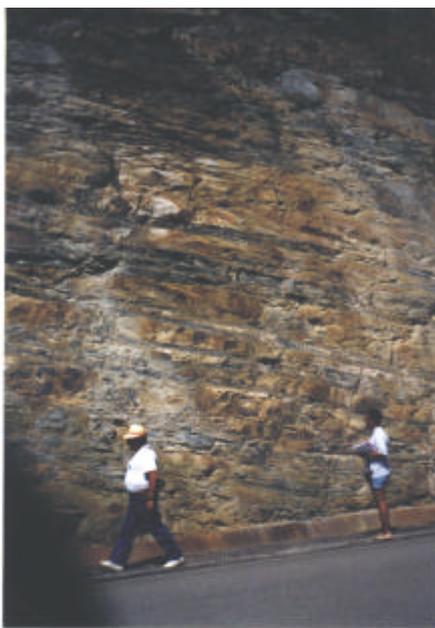


Fig. 4-1 - Afloramento da Formação Rio do Sul, KM 233 da estrada BR370, estado de Santa Catarina, no qual se observa, de forma espetacular, sedimentação cíclica, com diferentes níveis ou ordens de repetição. No nível maior, da ordem de 40 a 60 cm, pode-se contar pelo menos 17 ciclos.



Fig. 4-2 - Testemunho da Sondagem PN-24-SC, na profundidade de 230 a 242m, mostrando a sedimentação cíclica como alternância de clásticos grossos e finos, apresentando a alternância de camadas e, portanto, de processos sedimentares anuais.

4.1 - Relações espaço- tempo em um perfil ou seção estratigráfica

Um problema inerente às medidas de objetos geológicos decorre da necessidade de a medida representar a realidade física e, também, de os resultados obtidos possam ser interpretados pelo geólogo, empregando conceitos qualitativos (Agterberg, 1974). O objetivo principal da análise estratigráfica quantitativa é estabelecer a relação da seção estudada com o tempo, tanto relativamente ao tempo geológico, no sentido de idade, quanto ao intervalo necessário à sua sedimentação. Um dos maiores problemas enfrentados pelo estratígrafo quantitativo é a substituição da espessura por tempo e o uso de medidas estratigráficas para calcular o tempo gasto para construir uma espessura, em termos relativos. Os fundamentos físicos desta relação são representados pelos próprios axiomas fundamentais da estratigrafia: 1 - O tempo geológico é irreversível porque está no eixo do tempo; 2 - As camadas sedimentares são depositadas sequencialmente, uma depois da outra, as mais velhas embaixo das mais recentes, se não ocorreram deformações posteriores.

Os axiomas mencionados, entretanto, não são suficientes para estabelecer a relação espaço – tempo necessária a uma avaliação refinada dos registros geológicos. O registro é medido em unidades de comprimento e a transformação da espessura de um sedimento acumulado z em unidades de tempo t requer a transformação $z(t)$ denominada **função de mapeamento estratigráfico** (Schwarzacher, 1993). Segundo Drummond e Wilkson (1996), essa avaliação exige que se determine as magnitudes dimensionais (espessura) e a recorrência temporal (periodicidades) das camadas sedimentares e das discordâncias que as limitam. Os problemas de duração em tempo e distribuição das discontinuidades limitantes requerem emprego de outros registros estratigráficos ou de artifícios que permitam estimar, de forma adequada, o intervalo de tempo e a distribuição espacial registradas em uma discontinuidade. Certamente, a metodologia aqui proposta e discutida é um artifício que tenta contornar essa dificuldade, utilizando-se das próprias características das rochas sedimentares siliciclásticas, objeto deste estudo e às quais ele se restringe.

É de conhecimento geral que a acumulação de sedimentos é descontínua em tempo. Estratos ou pacotes sedimentares, particularmente quando estudados em uma seção estratigráfica representativa de uma sequência sedimentar siliciclástica (testemunhos contínuos ou seção exposta em afloramentos), podem ser facilmente divididos em um grande número de componentes: - são os “tijolos” que constroem as parasequências. Esses componentes são: grãos, lâminas, conjuntos de lâminas, camadas, conjunto de camadas e

seqüências. A hierarquização desses elementos em unidades de estratos, o reconhecimento dessas unidades e o seu emprego na correlação temporal e de fácies representam a própria essência da estratigrafia de seqüências (van Wagoner et alii, 1990).▲

Geneticamente semelhantes, as unidades de estratos citadas diferem, sobretudo, pelo intervalo de tempo decorrido em sua construção e sua extensão em área. Quando se considera a sedimentação numa escala de tempo grosseira, a espessura estratigráfica z_t , como função de tempo t , pode ser considerada contínua. As discontinuidades decorrem do próprio processo sedimentar, que sempre é uma acumulação de partículas. A resolução temporal em qualquer registro sedimentar é determinada, portanto, pela estrutura de deposição e por suas alterações pós-deposicionais. Em geral, se discute muito o tempo de construção dessas unidades, o qual varia de horas ou dias a alguns milhares de anos. Para se calcular o intervalo de tempo representado por um conjunto de camadas sedimentares, entretanto, o mais importante é sua preservação, isto é, a velocidade com que se altera o nível de base, retirando o sedimento da zona de retrabalhamento. A preservação desses sedimentos implica em que eles foram retirados do nível de base, logo após sua deposição, não sendo retrabalhados.

A ocorrência de deposição tão rápida, que pode ser considerada instantânea ou episódica, é a limitação maior para o cálculo do tempo associado ou necessário à construção da camada sedimentar. Como exemplo, tem-se os turbiditos ou outros tipos de camadas separadas por longos intervalos de não-deposição, nas quais a espessura não registra os hiatos (tempos de ausência de deposição, de retrabalhamento ou de erosão), o que impediria os cálculos do tempo representado por seções siliciclásticas.

O **incremento ou passo sedimentar** (*sedimentation step*) é o menor elemento reconhecível, relacionado a tempo – espessura, uma espécie de *quantum* estratigráfico (Schwarzacher, 1993).▲ Geralmente, os incrementos têm uma distribuição com média e desvio padrão característicos de cada ambiente deposicional, respondendo ao nível de energia e ao aporte dos sedimentos. Considerando essa ocorrência, Schwarzacher (op.cit.) propõe um modelo de “passeio aleatório”, com alternância de passos positivos (deposição) e negativos (erosionais), a cada intervalo de tempo. Esse modelo, por ele considerado simples, complica desnecessariamente sua aplicação, sem permitir testes de hipótese ou diminuir a incerteza da relação espessura – tempo obtida.

O método aqui apresentado para estudo de seções siliciclásticas minimiza o problema dos tempos não registrados, considerando não a formação da camada mas o tempo necessário para sua preservação. Na verdade, um estrato de sedimentos episódicos, como turbiditos ou tempestitos, representa não um evento mas uma série deles, que geram corpos sedimentares amalgamados e acamados, de forma tabular, com contatos plano-parallelos (ver Fig. 4-3).



Fig. 4-3 – Fotografia de um corpo de tempestito com base e topo plano-parallelos, mostrando os vários corpos individuais com estratificação hummocky, amalgamados, e representando alguns milhares de anos (do afloramento ...)

Cada corpo é separado de seus vizinhos por uma superfície de não deposição, marcada muitas vezes por lâminas de sedimentos muito finos. Esta camada, portanto, representa o total de tempo decorrido para que suba o nível relativo da bacia, permitindo a sua acomodação e preservação. O aumento do nível relativo do mar decorre da ação combinada de subsidência e da própria variação do nível do mar.

Considerando-se um período de subsidência constante, gerando camadas sedimentares com espessura de média e desvio padrão característicos do ambiente de sedimentação (distribuição log-normal), o intervalo de tempo a elas associado passa a enfeixar todos os tempos de não-deposição internos à camada. Inclui o final da deposição, muitas vezes representado por zona de condensação ou piso rochoso (*hard rock*), responsável pelos contatos plano-parallelos. Desta forma, a cada ciclo ou intervalo de tempo corresponde uma

camada sedimentar de espessura maior ou menor que a média de todos os ciclos ou camadas do intervalo analisado. O modelo de passeio aleatório, aplicado ao sinal dos desvios da média, permite o teste estatístico da carreira (*run test*), que indica a probabilidade de um determinado arranjo de empilhamento de toda a seção resultar do acaso. Esses testes serão discutidos no contexto dos Gráficos de Fischer (ver seção 4.3.7). As relações encontradas entre as espessuras podem ser, então, interpretadas como efeitos dos fatores determinantes dessa variação, ou seja, o aporte dos sedimentos e a subsidência.

Para as aplicações que serão discutidas nesse trabalho, assume-se que os ciclos representam intervalos constantes de tempo. O uso do modelo de passeio aleatório, entretanto, indica que *sempre é possível* uma determinação de idade, com base na espessura da seção estratigráfica. Isso é verdade mesmo que os incrementos sedimentares, com duração variável, não correspondam a intervalos exatos de tempo. Se é conhecido algo da distribuição dessa variabilidade, pode-se fazer algum tipo de estimativa válida de tempo. É evidente que quanto menos se sabe sobre a variabilidade dos elementos de tempo e incrementos sedimentares, menos precisas são as estimativas das relações tempo – espessura. Na ausência total de dados, fica-se restrito ao uso do princípio bem conhecido da superposição, segundo o qual, aumentando a espessura da camada sedimentar, o tempo que ela registra também aumenta (Schwarzacher, 1993). O mesmo ocorre quando estamos na presença de ciclos de sedimentação. Novamente, a espessura vertical é mais ou menos relacionada com o tempo representado pelos ciclos sedimentares. Entender a sua extensão regional, por sua vez, é a chave para associá-los a suas causas.

Como já foi discutido ao se definir os ciclos sedimentares (seção 3.1), estes se caracterizam por arranjos espaciais de empilhamento de camadas de diferentes espessuras, mudando ou não as litologias. Esses arranjos se repetem, regularmente, em uma seção estratigráfica, produzindo padrões distintos, em geral associados ao sistema de deposição. Tais padrões indicam eventos repetitivos, produzidos por processos episódicos ou por 37

processos governados por sistemas oscilatórios. Somente estes últimos dão origem a verdadeiros ciclos sedimentares, úteis para os estudos estratigráficos.

Ao se adotar o modelo de passeio aleatório, é fácil entender por que, muitas vezes, a prática usual de calcular a taxa de sedimentação, quando aplicada a rochas antigas, pode levar a uma interpretação errônea. Essa taxa é obtida, dividindo-se a espessura total do intervalo estratigráfico pelo intervalo de tempo envolvido. A taxa assim obtida, entretanto, é a taxa de acumulação ou de preservação da rocha depositada, desde que a compactação, o outro fator que afeta a espessura, possa ser considerada como homogênea em seções estratigráficas com a mesma história tectônica. A acumulação, como regra geral, é mais relacionada à subsidência do que à deposição, da qual é independente, na prática. Isso porque os intervalos de não deposição ou os sedimentos removidos por erosão não deixam registros na seção estratigráfica.

Em uma seção siliciclástica, contatos abruptos de sedimentos mais grosseiros sobre os mais finos são indicativos de deposição episódica. Supondo-se a existência de um sistema oscilatório, os ciclos gerados por ele, mesmo que resultem de eventos episódicos, deveriam ser diferenciados dos ciclos sedimentares resultantes de eventos episódicos repetitivos. A identificação do mecanismo oscilatório, entretanto, pode ser bastante difícil e, em determinadas circunstâncias, não é possível diferenciar eventos cíclicos dos episódicos. A persistência dos processos oscilatórios, em tempo (espessura) e em área (extensão lateral), evidenciada pela existência de padrões de empilhamento e de relações entre as camadas individualizadas, é um indício forte de ocorrência de processos cíclicos e de ciclos sedimentares.

4.2 - Tempo e os ciclos de Milankovitch

A associação das posições do Sol com as variações sazonais permeia todas as culturas, desde que a humanidade aprendeu a cultivar a terra e passou a depender da agricultura para seu sustento. Foi a partir dos anos 1920 e 1930, entretanto, com os estudos iniciados pelo matemático sérvio Milutin Milankovitch e os desenvolvimentos que daí decorreram, que se passou a associar as variações climáticas, particularmente as glaciações, com os ciclos orbitais, dando corpo à teoria que se tornou conhecida como Teoria de Milankovitch. Suas investigações se concentraram, principalmente, em três aspectos: o problema de mecânica celestial (relativo ao cálculo dos elementos orbitais de nosso planeta); a quantidade de radiação solar recebida em cada ponto da superfície terrestre; e as conseqüências climáticas resultantes desse suprimento de energia. Um bom resumo da Teoria de Milankovitch está no capítulo de mesmo nome em Schwarzscher (1993)▲

Berger e colaboradores (1978, 1980)▲ determinaram, com precisão, as periodicidades de três variações orbitais, no tempo presente: *excentricidade*, *precessão* e *obliquidade*.

Excentricidade – A órbita descrita pela Terra, ao redor do Sol – a eclíptica –, tem a forma de elipse, tendo nos focos o Sol. A excentricidade é definida como sendo a relação entre o semi-eixo maior da órbita e a distância do Sol ao centro da elipse descrita. Essa distância periodicamente se deforma, aumentando quando a elipse se afasta de um círculo e, depois, reverte a uma circularidade quase perfeita. As periodicidades se localizam, em torno de 413, 123, 100 e 95 ka. Em 53 e 50 ka, parecem estar localizados picos secundários. Há, ainda, picos importantes em 1,23, 2,04 e 3,4 Ma.

Precessão – A precessão constitui um movimento retrógrado, periódico, lento, de rotação da Terra, provocando a variação em tempo do ano em que ela está mais próxima do Sol (periélio). Este movimento é devido ao fato de a Terra oscilar, como um pião, em torno de seu eixo. No Quaternário, identificam-se períodos de 23, 22, 19,61 e 18,98 ka, geralmente simplificados aos períodos de 19 e 23 ka. Picos secundários também ocorrem a cerca de 30 e 15 ka.

Obliquidade - Obliquidade é a inclinação do plano da eclíptica com o equador, variando de 21° 39' a 24° 36' e responsável pelo contraste sazonal. Quanto maior a inclinação, mais pronunciadas as diferenças em temperatura entre o verão e o inverno. No Quaternário, a periodicidade primária se localiza em 41 ka, ocorrendo um pico secundário em 56 ka.

Segundo Berger e colaboradores (Berger et alii, 1992; Berger e Loutre, 1994),[▲] o encurtamento da distância da Terra à Lua e da duração do dia, bem como o alongamento da elipticidade dinâmica da Terra, no tempo geológico, induzem a diminuição dos períodos astronômicos fundamentais para a precessão e para a obliquidade. A Tabela 4.1 mostra os valores calculados por esses autores para os ciclos de Milankovitch, durante o Permiano (270 Ma).

Tabela 4.1

Valores estimados para os ciclos de Milankovitch durante o Permiano (270 Ma).
(Berger et alii, 1992)[▲]

Milankovitch	Período anos	Milankovitch	Período anos	Milankovitch	Período anos
excentricidade	413.000	obliquidade	45.000	precessão	21.200
excentricidade	400.000	obliquidade	42.250	precessão	20.868
excentricidade	100.000	obliquidade	35.600	precessão	17.700
excentricidade	95.000	obliquidade	34.227	precessão	17.545

O Sol é, praticamente, a única fonte de energia que o sistema climático do planeta possui. A modelagem do clima, entretanto, responde à influência de diferentes variáveis, que

o afetam e determinam - como a posição geográfica e a dimensão dos continentes, as flutuações eustáticas, a variação do albedo - além de influírem na existência e na extensão das calotas polares.

Ainda que as variações orbitais não alterem consideravelmente a constante solar¹² modificam, de forma significativa, a distribuição da radiação solar recebida pela superfície da Terra, conforme a latitude e a estação do ano. Esta variação afeta diretamente o clima da Terra (Imbrie et alii, 1984; Kelly e Culbritt, 1993)

Os sistemas naturais como os que controlam o ambiente e a sedimentação, embora complexos, podem ser modelados quando mostram evidências fortes de influências externas que, se entendidas, podem tornar os eventos sedimentares previsíveis. O registro geológico mostra que alguns sistemas sedimentares foram influenciados pelas variações do clima da Terra ligadas aos mecanismos de sua órbita. A maior evidência desse efeito apresenta-se, sob forma de ciclos ou ritmos sedimentares, dentro da “Banda de Milankovitch” de frequências astronômicas (Kelly e Culbritt, 1993).

A Teoria de Milankovitch estabelece que as variações sazonais, na quantidade de radiação solar que chega à superfície da Terra, são o principal fator de controle da expansão e retração das calotas de gelo, durante o Quaternário (ver, entre outros, Imbrie e Imbrie, 1979). A forma mais simples de produzir alterações do nível do mar em escala de quarta e quinta ordem é acumular ou derreter as capas de geleiras continentais, em resposta aos ciclos de Milankovitch. O controle glacial das variações eustáticas do nível do mar e a existência de ritmos de Milankovitch, nos últimos 2 Ma, são bem evidenciados por dados isotópicos do oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$)¹³ no entanto, os ritmos sedimentares na Banda de Milankovitch não podem ser associados somente a períodos glaciais. Eles também ocorrem em períodos sem glaciações, como do Triássico ao Terciário Inferior (Guy Plint et alii, 1992).

O controle das forças orbitais de Milankovitch sobre o periodismo das calotas glaciais nos continentes, durante o final do Cenozóico, é bem conhecido. A sedimentação cíclica é o registro, em um grande número de casos, das mudanças ambientais resultantes de variações

¹² constante solar é a quantidade de radiação solar recebida regularmente por unidade de área, no topo da atmosfera da Terra.

¹³ - $d^{18}\text{O} = [(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_A - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_P] \cdot 1000$, sendo A= amostra e P= Padrão

climáticas. Estas variações são ocasionadas por modificações na taxa de insolação, bem como pelas oscilações do nível do mar, mudanças no ambiente geoquímico de sedimentação, etc.. Segundo Mörner (1994), para os períodos pré ou não glacial, estes mecanismos causais não podem ser empregados para explicar as oscilações no nível do mar e as variações cíclicas na sedimentação e nos paleoambientes. Na verdade, as variáveis orbitais não afetam somente a insolação, mas também diversos mecanismos e condições internas muito importantes, como o geóide ou a superfície do potencial gravimétrico (afetando o nível do mar), a rotação diferencial da Terra (afetando o nível do mar, a circulação oceânica, o clima e as interações oceano/atmosfera) e o paleomagnetismo (afetando a cobertura atmosférica do planeta). É preciso acrescentar às considerações acima que, localmente, o nível de base e a superfície de equilíbrio são respostas aos mecanismos e às condições internas citadas.

Os sistemas oscilantes são aqueles em que as variáveis que descrevem o seu comportamento sofrem modificações, ao longo do tempo. Pelo menos uma delas retorna ao estágio inicial, forçando o sinergismo das variáveis e permitindo que repetidas oscilações sejam geradas como resultado da interação de diversos fatores.

O clima é, por excelência, um sistema oscilante e complexo. Para compreender o seu comportamento e evolução, vários modelos matemáticos foram construídos. Dentre os de osciladores climáticos, Schwarzacher (1993) resalta os de Ghil e de Saltzman. O primeiro é um modelo determinista que estuda a ligação entre o desenvolvimento de massas continentais de gelo e a temperatura superficial média do planeta. Os ciclos gerados por esse modelo apresentam períodos maiores que 10 Ka. O modelo de Saltzman estuda as relações entre a massa de gelo e a temperatura superficial média dos oceanos, apresentando um comportamento auto-oscilante, quando os ciclos apresentam períodos em torno de 1 Ka.

Observando-se a atuação dos processos geológicos, nota-se que, independente da escala, eles sempre se mostram descontinuados (*punctuated*), com épocas de forte atividade, seguidas por outras com atuação fraca ou inexistente. Considerando que todos os tipos de processos físicos – dos quais os geológicos representam apenas um – envolvem liberação de energia, pode-se admitir que as épocas menos ativas correspondem aos períodos de recarga de energia até que esta atinja o nível mínimo necessário para desencadear o processo. Parker (1985) explica a oscilação dos processos geológicos, através do conceito de acumuladores nos

quais a energia (elástica, térmica, química, etc.) se acumula e periodicamente é liberada. Este conceito, com o nome de buffer, é bem conhecido na física e na eletrônica,

A energia que rege os processos atuantes no planeta provém basicamente de duas fontes: uma interna, produzida pelo decaimento radioativo, e outra resultante da radiação solar. Pode-se admitir que o decaimento radioativo produz uma quantidade de energia constante, ao longo do tempo. Esta energia está relacionada aos processos internos do planeta, induzindo a formação de correntes de convecção, as quais, por sua vez, controlam o tectonismo. A radiação solar, entretanto, apresenta oscilações tanto em sua origem, o Sol, quanto em decorrência das alterações orbitais que controlam a distância da Terra ao Sol, sendo estas oscilações responsáveis pelas mudanças climáticas.

No modelo proposto por Parker (1985)[▲], a energia seria armazenada, de forma contínua ou em incrementos discretos. A sua liberação, por sua vez, pode ser ora em eventos abruptos, ora de forma gradual, sendo a frequência da liberação diretamente proporcional à taxa de preenchimento do reservatório e inversamente proporcional à capacidade do *acumulador*. Os *acumuladores* geológicos apresentam, ainda, as mesmas propriedades que seus congêneres eletrônicos, podendo conectar-se em série (quando suas energias serão somadas) ou em paralelo (quando terão suas energias divididas).

Como as alterações da radiação solar recebida se faz, de forma lenta e imperceptível, seria de se esperar que as variações climáticas resultantes apresentassem o mesmo comportamento. O registro geológico, entretanto, mostra as variações associadas a processos de liberação brusca de energia, os quais, em geral, são os que dão origem aos ciclos sedimentares. Mesmo considerando a existência de mecanismos de retroalimentação, a débil oscilação de energia provocada pelas forças orbitais, recebida de forma contínua, não seria suficiente para deflagrar as modificações climáticas. Seria necessário que algum mecanismo amplificasse ou armazenasse essa energia, quando da sua posterior liberação, chegando a produzir efeitos catastróficos (Parker, 1985).

Em uma bacia sedimentar, há pontos que atuam como acumuladores de energia, armazenando sedimentos, e outros em que a deposição diminui virtualmente a zero. Da mesma forma, durante a maior parte do tempo geológico – quando ocorre o armazenamento de energia – o volume de sedimentos movimentados é pequeno. Nos breves episódios de

liberação de energia é que os grandes volumes são transportados (Parker, 1985).

A energia armazenada nos sedimentos toma várias formas, mas comumente ela ficará preservada, sob a forma de ciclos agradacionais (Parker, 1985), muito semelhantes aos PAC (*punctuated aggradational cycles*¹⁴ descritos por Goodwin & Anderson (1985)). Assim, pode-se entender os PAC como sendo os registros físicos de *acumuladores* geológicos. A preservação dos sedimentos implica que, logo após sua deposição, eles foram retirados do nível de base, não sendo atingidos pelo retrabalhamento. A alternância no armazenamento de energia e transporte de sedimentos dá lugar à formação dos pares (*couplets*). Já os pacotes (*bundles*) correspondem a períodos repetidos de liberação de energia em um mesmo local, sem a mencionada alternância.

Desta maneira, o registro obtido a partir dos movimentos cíclicos orbitais não se mostra contínuo e imperceptível, mas está representado, sob a forma de pequenos pulsos que compõem os ciclos sedimentares. Estes pulsos são, na verdade, uma complexa interação entre diversos sub-processos periódicos, intercalados a drásticas reduções na taxa de deposição de sedimentos. Muito embora a existência dos ciclos sedimentares esteja relacionada às variações orbitais, o registro físico destes ciclos estará sempre defasado do movimento que lhes deu origem, pelo intervalo de tempo correspondente à capacidade de preenchimento do *acumulador*.

4.3 - Métodos de análise

O primeiro requisito para aplicação dos métodos da estratigrafia quantitativa no estudo de uma seção sedimentar é a escolha de uma ou mais variáveis que possam ser diretamente associadas aos processos atuantes, durante a sedimentação, na área e no intervalo de tempo que se pretende estudar.

A análise quantitativa requer que as variáveis sejam quantidades mensuráveis, próprias para descrever as seções sedimentares. O desejável é obter-se uma variável x , que possa ser determinada em qualquer parte da seção e que possa ser expressa como função da posição

¹⁴ Os *PAC* são sucessões verticais de sedimentos, geralmente de natureza granocrescente. De 1 a 5 m de espessura, estão separados uns dos outros por superfícies de inundação marinha. Sua marcação no perfil de raios gama é mais ou menos óbvia, auxiliada pela descrição dos testemunhos.

estratigráfica. Esta é representada de duas formas: pela distância z do ponto amostrado até a base da seção em estudo ou a um determinado *datum*, ou pelo posto (*rank*) t do intervalo de tempo, se for conhecido ou, de alguma forma estimado. Em qualquer caso, se tentará reduzir a descrição estratigráfica à função $x(z)$, $z = 0, 1, 2, \dots, n$ ou $x(t)$, $t = 0, 1, 2, \dots, n$

A escolha das variáveis a serem utilizadas na análise deve ser orientada não somente pelos parâmetros que melhor descrevem os sedimentos, como também pela descrição adequada do ambiente e dos processos que atuaram, durante a deposição. Sempre que possível, dá-se preferência às variáveis contínuas como composição química ou isotópica, tamanho de grãos, ou outras propriedades físicas como resistividade, valor do perfil neutron e muitas outras. Variáveis discretas, como contagem de fósseis (espécimes ou espécies), também podem ser usadas.

No estudo de ciclos sedimentares, pode-se estar interessado na reconstrução de parâmetros astronômicos do tipo Milankovitch ou na identificação de condições climáticas pretéritas. Em ambos os casos, entretanto, não há efeitos diretamente observáveis, sendo deduzidos de parâmetros sedimentares que funcionam como variáveis substitutas na solução do modelo inverso. Na impossibilidade de se obter variáveis contínuas, pode-se usar variáveis que são classificadas em algumas poucas categorias, como por exemplo, uma série de arenitos e folhelhos que se alternam, apresentando apenas dois estágios.

Em casos extremos, a descrição da série sedimentar pode se restringir ao registro da recorrência de um único evento. Um exemplo importante desse tipo de descrição é o registro do número de planos de acamamento por intervalo linear em uma seção estratificada. Estas observações originam o que se designa como uma série de eventos que pode ser analisada por métodos especiais.

A série x_0, x_1, \dots, x_n é chamada de série temporal se representa uma série de medidas que obedecem a uma ordem de observação específica, independentemente de a variável estratigráfica x representar tempo propriamente dito ou espessura estratigráfica. Análise de séries temporais é um termo aplicado à análise de qualquer série ordenada de medidas e tem dois objetivos principais: a) identificar a natureza do fenômeno representado pela série de observações; b) prever valores subseqüentes na série. Esses objetivos requerem que se

identifique e descreva, mais ou menos formalmente, os padrões existentes na série observada. Estabelecidos estes padrões, eles podem ser interpretados e integrados com outras informações, permitindo formular-se hipótese sobre suas causas geradoras.

Ao contrário de outras ferramentas estatísticas, baseadas em amostragem independente, em sua maioria, os procedimentos analíticos aplicáveis às séries temporais requerem que as observações sejam feitas a intervalos iguais de tempo ou espaço. Caso isso não esteja disponível, sempre há a possibilidade de criar novas séries, através de interpolação dos dados existentes ou por artifício que contorne essa dificuldade. Para análise de séries de eventos únicos, podem ser considerados os intervalos entre os eventos sucessivos ou contar o número de eventos que ocorrem num dado intervalo. Para o estudo de sequências siliciclásticas, como ora proposto, tal dificuldade é superada pelo uso da espessura das camadas, aceitando-se que, na média, camadas com aproximadamente a mesma espessura, depositadas em um mesmo ambiente e com a mesma composição, representam o registro de eventos sedimentares ocorridos em intervalos de tempo aproximadamente iguais.

A topografia pouco acidentada das bacias sedimentares brasileiras e o forte intemperismo, resultante do clima úmido e quente, fazem com que sejam raras as ocorrências de afloramentos que permitam estudos detalhados, suficientes para aplicações de Estratigrafia Quantitativa.

O estudo de ciclicidade em seções siliciclásticas, como as que ocorrem no Permiano da Bacia do Paraná ou na seção *rift* da Bacia do Recôncavo, exige, portanto, o uso de perfis geofísicos em sondagens para petróleo ou para carvão, sempre que possível associado ao estudo dos testemunhos litológicos. São empregados, principalmente, os perfis de potencial espontâneo (SP), os de raios gama (RG) e os de resistividade (RE), sendo possível o emprego de outros perfis, como o sônico, o neutron e, mais recentemente, o “*dip-meter*” de alta densidade. Este trabalho será restrito ao uso do perfil raios gama, muito utilizado nas sondagens para petróleo e carvão.

4.3.1 - Uso de perfis geofísicos na análise de ciclicidade

As técnicas de perfilagem geofísica foram desenvolvidas, inicialmente, como um auxílio à interpretação litológica, na ausência de testemunhos, nos poços de petróleo. O

principal emprego desta técnica é permitir aumentar a utilidade de poços não testemunhados. A técnica, entretanto, é muito útil mesmo em poços testemunhados, parte por permitir a inclusão, por correlação, de poços não testemunhados nos bancos de dados e, portanto, seu uso e interpretação, e parte por permitir o refinamento dos dados disponíveis das descrições litológicas.

Quando comparados com a descrição visual da litologia de testemunhos e amostras de calha, os perfis geofísicos apresentam as seguintes vantagens (Ward, 1984).[▲]

Os perfis permitem uma representação objetiva dos estratos perfurados. A “assinatura” ou o padrão grafo-elétrico mostrado por algumas unidades de rocha possibilitam a sua correlação de sondagem para sondagem.

A posição real dos limites entre as litologias pode ser mais bem definida pela profundidade em que ocorrem as inflexões, nas curvas do perfil geofísico, do que pelas descrições litológicas.

No caso da exploração de carvão, uma primeira avaliação da sua qualidade pode ser feita, associando-se às respostas dos perfis geofísicos das sondagens às propriedades geoquímicas das rochas.

Neste trabalho só foram utilizados os perfis de raios gama, embora haja ampla variedade de perfis geofísicos utilizados para análise de sondagens, particularmente, na indústria de petróleo. A metodologia empregada para análise dos padrões de empilhamento e de correlação nas séries de espessuras das camadas independem do perfil utilizado ou mesmo se estas espessuras forem medidas diretamente em afloramentos ou em testemunhos .

Para análise do comportamento de padrões repetitivos em seções siliciclásticas, adotou-se o procedimento desenvolvido pelo LABCG, cujas premissas básicas são as seguintes:

os intervalos anotados nos perfis de raios gama (as CAM) representam intervalos regulares de tempo entre dois planos de acamamento, incluindo sedimentação e não deposição;

a taxa de subsidência é constante em seções contíguas e de litologias equivalentes;

a série de espessuras estudada representa uma seção estratigráfica contínua, sem falta de pacotes, em decorrência de falhamentos;

os efeitos da compactação diferencial não invalidam os resultados.

4.3.1.1 – Perfil de raios gama

O decaimento radioativo natural dos elementos nas rochas libera, entre outras coisas, níveis mensuráveis de radiação gama. Um dos elementos mais abundantes na natureza, com um isótopo radioativo, é o potássio, encontrado em micas, feldspatos e alguns minerais de argila. Os estratos com maiores proporções destes minerais, tais como folhelhos e rochas vulcânicas félsicas, têm um nível de atividade radioativa natural significativamente mais alto que rochas pobres em potássio, tais como quartzitos, arenitos e carvão. Vale lembrar que, em alguns ambientes, rochas ricas em matéria orgânica, entre elas o carvão, podem apresentar altos níveis de adsorção de minerais radioativos, principalmente o potássio.

Obtém-se o perfil de raios gama, deslocando lentamente uma sonda com um cintilômetro sensível do fundo da sondagem até o topo, medindo-se a emissão natural de raios gama pelas diversas camadas penetradas pela sondagem. A leitura obtida resulta da flutuação no conteúdo de isótopos radiogênicos de potássio, tório e urânio, nas diferentes litologias atravessadas. O aparelho é calibrado, antes do uso, com uma fonte padrão e é ajustado para tomar leituras integradas, num intervalo regular de tempo. A “constante de tempo” e a velocidade de deslocamento devem ser combinadas, de forma a permitir a identificação de padrões significativos, evitando-se flutuações muito rápidas que poderiam mascarar o sinal.

O perfil de raios gama, nas seções clástico-terrágenas, reflete o conteúdo de argilo-minerais presentes na rocha, uma vez que estes, seja por serem ricos em potássio, seja pela propriedade de adsorção – quando fixam em sua superfície elementos radiogênicos – tendem a apresentar leituras máximas de radioatividade. Por esse motivo, Cant (1992)  enfatiza que o perfil de raios gama não está relacionado ao tamanho do grão ou do conteúdo de carbonatos, mas sim à proporção de elementos radioativos presentes na rocha, a qual pode ser relacionada ao conteúdo de argilo-minerais.

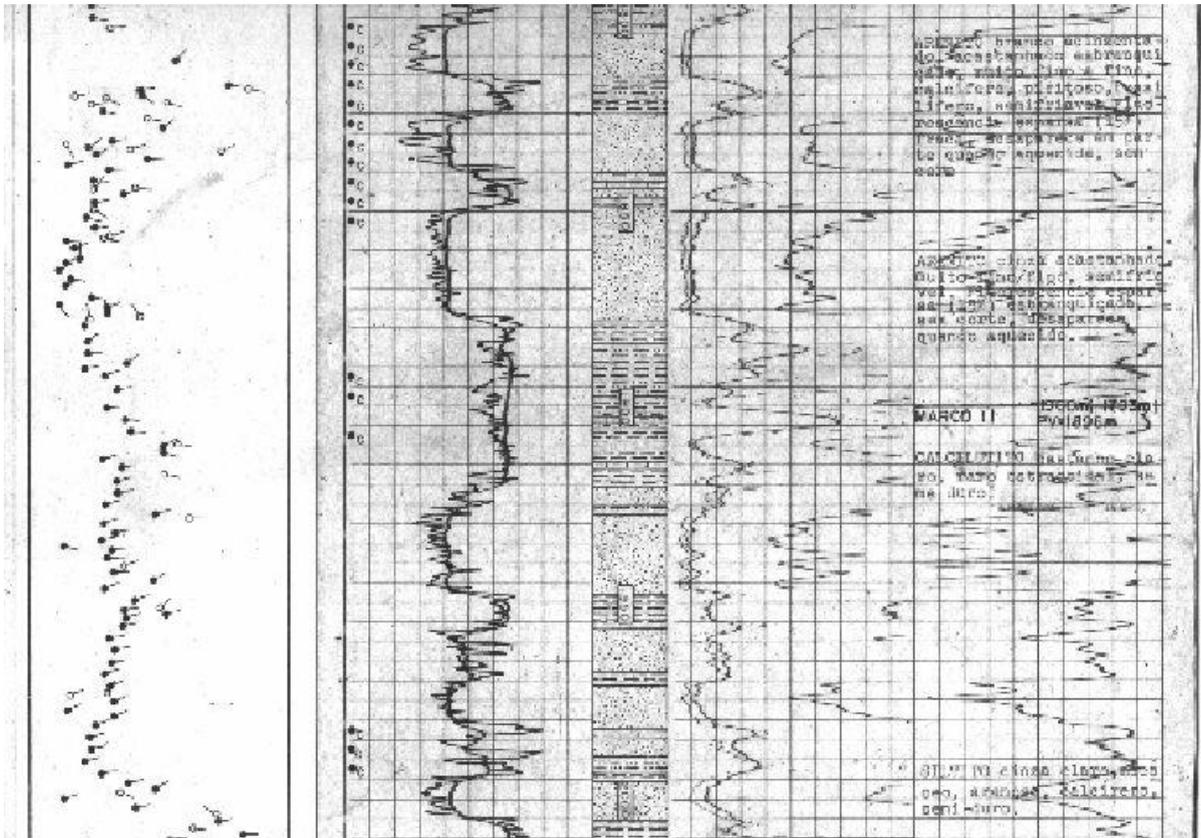
Segundo Cant (1992), a interpretação do perfil de raios gama pode apresentar três problemas:

1. a leitura do aparelho pode estar afetada por argilas diagenéticas presentes nos poros;
2. folhelhos ricos em illita são mais radioativos do que os ricos em montmorilonitas ou cloritas;
3. arenitos arcossianos são mais radioativos do que os pobres em feldspatos.

Além disso, rochas com alto conteúdo de matéria orgânica tendem a apresentar uma radioatividade maior, devido à propriedade de adsorção de elementos radioativos pela matéria orgânica.

A perfilagem de raios gama é usada, em geral, como um ótimo indicador da litologia, particularmente em seções portadoras de carvão (Ward, 1984). Assim, é possível admitir-se que as quebras ocorridas no padrão do traçado do perfil decorram de mudanças na homogeneidade da rocha amostrada e que essas, por sua vez, estejam associadas a mudanças na sedimentação, coincidentes com os planos de acamamento (Fig. 4-4). Desta forma, pode-se associar a distância entre as quebras sucessivas à espessura das camadas sedimentares amostradas. As séries de medidas, assim obtidas, podem ser, então, analisadas pelos métodos aplicáveis às séries temporais.

O uso da distância entre quebras do perfil raios gama, para análise da história da sedimentação siliciclástica, vem sendo desenvolvido pelo autor e colaboradores, desde 1992, no Laboratório de Análise de Bacias e Correlação Geológica (LABCG) da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ (Della Fávera, Chaves, Câmara et alii, 1992). Trabalhando com perfis em escalas menores (1:500), os padrões repetitivos encontrados nas diversas sondagens analisadas na Área de Candiota, RS, foram interpretados usando os ciclos de PAC (*punctuated aggradational cycles*), propostos por Goodwing e Anderson (Goodwing e Anderson, 1985, Goodwing et alii, 1986). Por este modelo, o padrão de ciclicidade indicaria um acúmulo sedimentar episódico, resultado da ação de mecanismos alocíclicos de subida rápida do nível de base, associados a movimentos crustais episódicos ou a flutuações eustáticas globais, com amplitude regional. Em cada ciclo



ou PAC, a unidade fundamental de acumulação estratigráfica seria delgada, com espessura de um a cinco metros, ou de um pouco mais, lateralmente extensa e composta por ciclos cronoestratigráficos assimétricos, limitados por superfícies isócronas. Cada PAC representaria algumas dezenas de milhares de anos, gerando unidades cronoestratigráficas delgadas, permitindo a correlação geológica detalhada em toda a bacia.

Fig. 4.4 - Perfis de raios gama (RG) e potencial espontâneo (SP) de parte do poço 1-MU-1-BA. Evidencia-se que os corpos homogêneos de arenito, indicados pelo SP, apresentam quebras no RG, que podem ser atribuídas a planos de acamamento decorrentes de interrupções no processo sedimentar.

A comparação dos dados obtidos em afloramentos e em subsuperfície, na área da Mina de Candiota (RS), possibilitaram associar a tempestitos grande parte dos corpos arenosos encontrados nos testemunhos de sondagens efetuadas, naquela área (Della Fávera, Chaves, Câmara *et alii*, 1992).[▲] Essa associação foi confirmada posteriormente, como aparece na Fig. 4-5 (Della Fávera, Chaves, Medeiros, Rodrigues *et alii*, 1997).[▲] Esses corpos tempestíticos possuem uma forte expressão no perfil de raios gama. Na Fig. 4-5, pode se observar, também, padrões repetitivos e assimétricos de empilhamento de camadas, com seções incluindo camadas de carvão.

Face ao comportamento fractal de seqüências estratigráficas (Turcotte, 1994), pelo uso de perfis em escalas maiores (1:200, 1:100, 1:50), verificou-se a possibilidade de trabalhar identificando camadas mais delgadas, de menos de dez centímetros, e com razoável independência do operador (Della Fávera, Chaves, Azevedo-Soares et alii, 1996).

Considerando o padrão apresentado pela curva do perfil de raios gama (Fig. 4-6), as CAM (CAMadas) são identificadas pela distância entre suas irregularidades, associada à espessura da camada sedimentar. O comportamento da curva, aproximando-se ou afastando-se da linha base dos folhelhos, é interpretada como refletindo variações na granulometria dos sedimentos, durante a deposição da camada sedimentar. Um pacote que apresenta aumento gradativo no tamanho de seus componentes, da base para o topo (*granocrescente*), recebe o nome de positivo. Em contraposição, um pacote que grada, da base para o topo, de um componente litológico grosseiro para um componente mais fino (*granodecrescente*) ou de um componente clástico para um químico, é chamado de negativo. Tanto os pacotes positivos quanto os negativos são referidos como assimétricos; mas se a uma sedimentação de caráter positivo seguir-se uma de caráter negativo, ou vice-versa, sem descontinuidade, o pacote resultante é referido como simétrico.

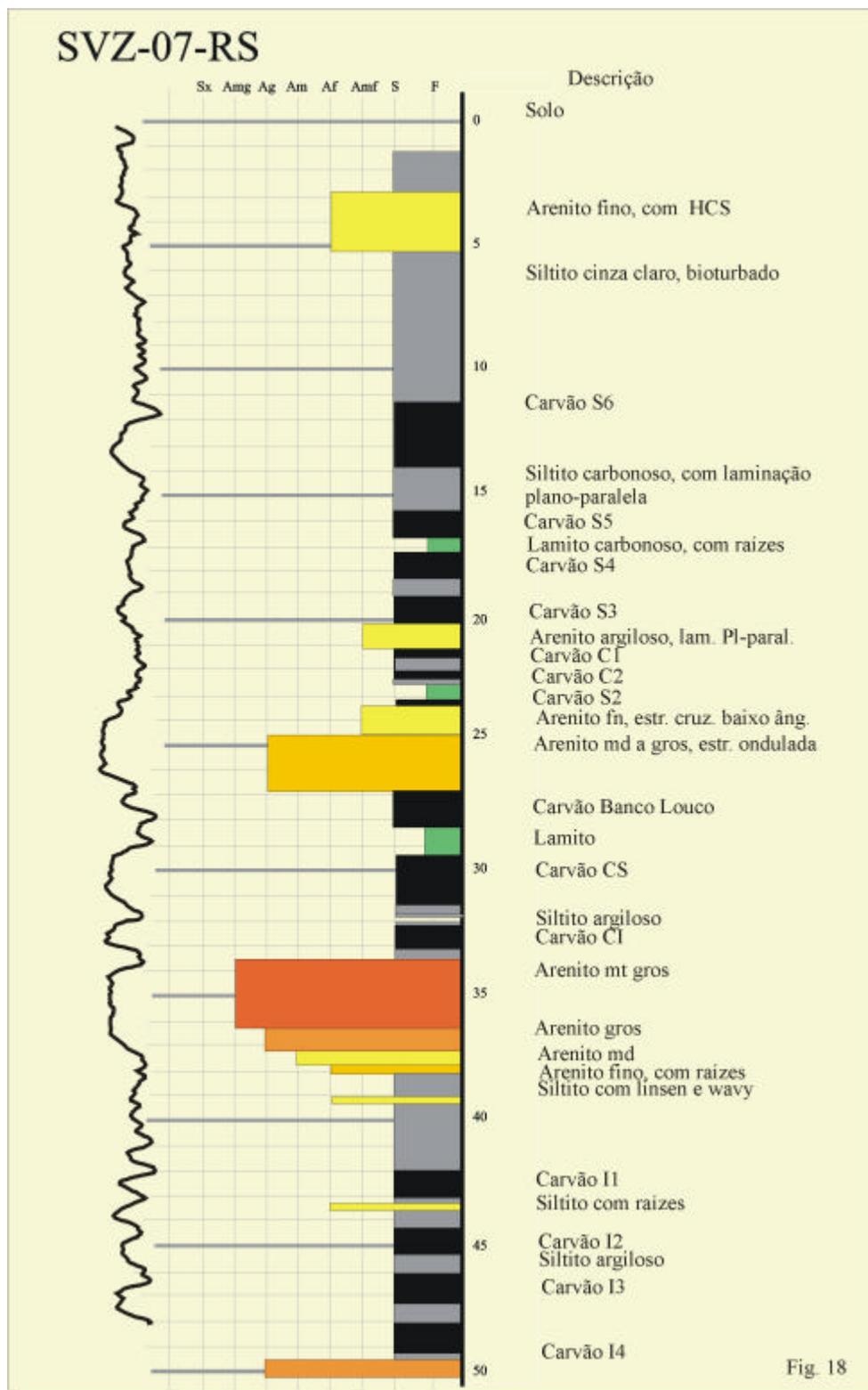


Fig. 45 -Descrição litológica e perfil de raios gama da sondagem SVZ-07-RS (sondagem Seival RTZ, 07- RS) (Figura adaptada de Della Fávera, Chaves, Medeiros, Rodrigues et alii, 1997)

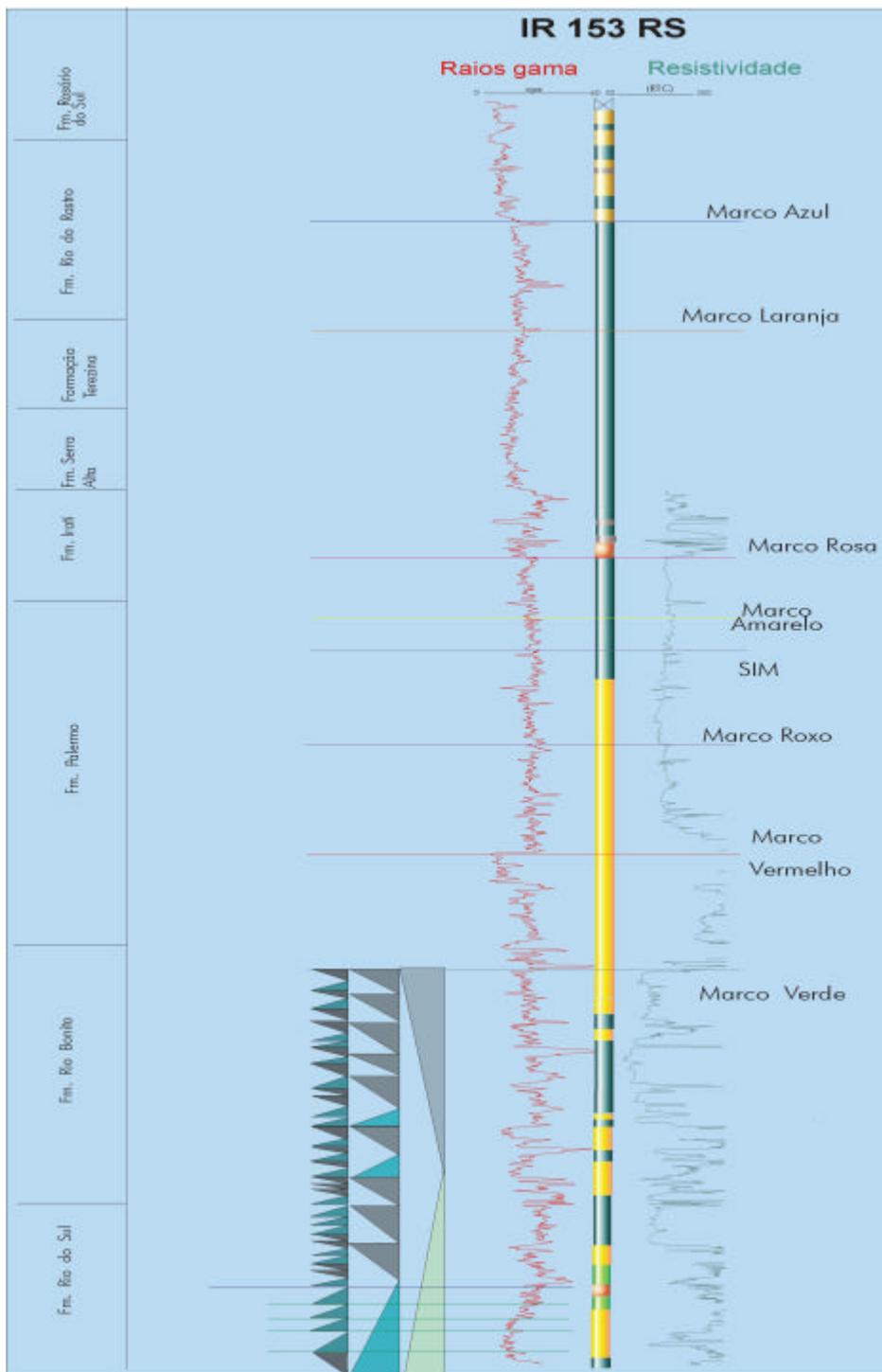


Fig. 46 - Método simples de identificar e medir as quebras no perfil de raios gama. Na interpretação, consideram-se as quebras da curva do RG e o comportamento da curva entre elas. O afastamento entre as quebras indica a espessura da camada e o comportamento da curva, a granocrescência ou a granodecrescência. (Obtido do perfil composto da CPRM. Os marcos anotados indicam correlação pelas características grafo-elétricas do perfil de raios gama, como poços da Bacia do Paraná (Chaves, Medeiros, Carneiro et alii, 1997).)

4.3.2 - Análise quantitativa de seqüências estratigráficas

O registro geológico, como já se fez menção anteriormente, pode ser interpretado como sendo uma série de respostas às mudanças no ambiente de deposição, arrançadas seqüencialmente no tempo e correspondendo a uma série temporal. Por isso mesmo, o modelo natural proposto para uma série temporal apresenta um componente periódico, isto é, algum modelo derivado da Eq. 3. (q.v. item 3.2)

O isolamento e a análise do componente periódico da seqüência sedimentar tornam possível quantificar a ciclicidade existente na série. A determinação da presença ou não destes componentes periódicos é feita, através das análises empregadas em séries temporais, como o diagrama de tempo (gráfico XY), o Diagrama de Fischer, a autocorrelação, a correlação cruzada e a análise espectral. Estatísticas descritivas de processos estocásticos, como média, desvio padrão e função de autocovariância, além do histograma e da função de distribuição, podem auxiliar na análise e interpretação dos resultados.

4.3.3 - Diagrama de tempo (Gráfico XY)

A coleta dos dados de posição e espessura das camadas sedimentares em uma seqüência estratigráfica resulta em uma seqüência de observações correspondentes a uma série temporal, seja o tempo representado pela posição na seqüência (posto) ou por sua posição estratigráfica. A primeira e mais importante ferramenta para evidenciar a existência de padrões numa série temporal é o diagrama do tempo, ou Gráfico XY. Ele é o diagrama das observações versus tempo (espaço), no qual se representa os valores das observações nas ordenadas, usando-se como abcissa t (o número (posto) da observação) ou z (a posição estratigráfica). O gráfico evidencia os principais padrões presentes na série, como tendências, ciclicidade, leituras deslocadas e descontinuidades. No caso específico da análise estratigráfica, permite visualizar, de forma rápida, a presença de ritmos, de maneira bem mais fácil que o perfil raios gama.

No Gráfico XY da sondagem IR-153-RS (fig. 47 (a)), observa-se nítida presença de ritmos, ao longo de toda a seqüência amostrada. Nota-se, ainda, três conjuntos distintos de camadas afinando para cima (*thinning upwards*), provavelmente granodecrescentes. Os três conjuntos estendem-se de 0-40 m, 40-235 m e 235 m ao topo do furo, podendo representar uma seqüência de segunda ordem no conceito de Vail. É importante observar que os

conjuntos mencionados se caracterizam pelo afinamento das camadas mais espessas, não sendo notável a variação de espessura das camadas mais finas. Há que distinguir, portanto, esse agrupamento do conceito usual de tendência em séries temporais, o qual pode ser livremente definido como mudanças persistentes do nível da média, em função da posição das observações.

No detalhe da mesma figura (Fig. 4-6 (b)), é mostrado o intervalo de ciclos de posto 200 a 400 (de 80m a 160m de profundidade), mudando-se a unidade da escala X para postos, acentuando os padrões encontrados. Nesta figura, observa-se a ocorrência de pares (*couplets*) e pacotes (*bundles*) de quatro a cinco espessuras, às vezes mais, tanto em conjuntos de espessura crescentes (positivas) como decrescentes (negativas). Os pares e pacotes são formados pela alternância de sedimentos relativamente mais grosseiros e mais finos, dando origem a ciclopsamitos (pares de areia e lama) ou a ciclopelitos (pares de siltito e lama). Sendo as CAM associadas a camadas, esses ciclos formam parassequências que se associam a PAC ou sequências de quinta ordem. Ainda nesse intervalo são observadas parassequências ou sequências de ordem imediatamente superior, quarta e terceira ordem, segundo o conceito da Exxon (Van Wagoner *et alii*, 1990).▲

Na Fig. 4-6, no perfil do IR-153-RS, estão anotados alguns marcos estratigráficos obtidos por correlação geológica com outras sondagens para carvão feitas pela CPRM, na borda leste da Bacia do Paraná. Estas sondagens foram trabalhadas, pelo Laboratório de Análise de Bacias e Correlação Geológica da Faculdade de Geologia da UERJ, na disciplina “Projeto” do Curso de Projetos de Análise de Bacias (Della Fávera; Chaves *et alii*, 1992, 1993, 1995, 1996, 1997 e 1998).▲ Tomando esse poço como exemplo para aplicação das técnicas mencionadas a seguir, utilizou-se como referência as sequências e indicações anotadas na Tabela 4-2.

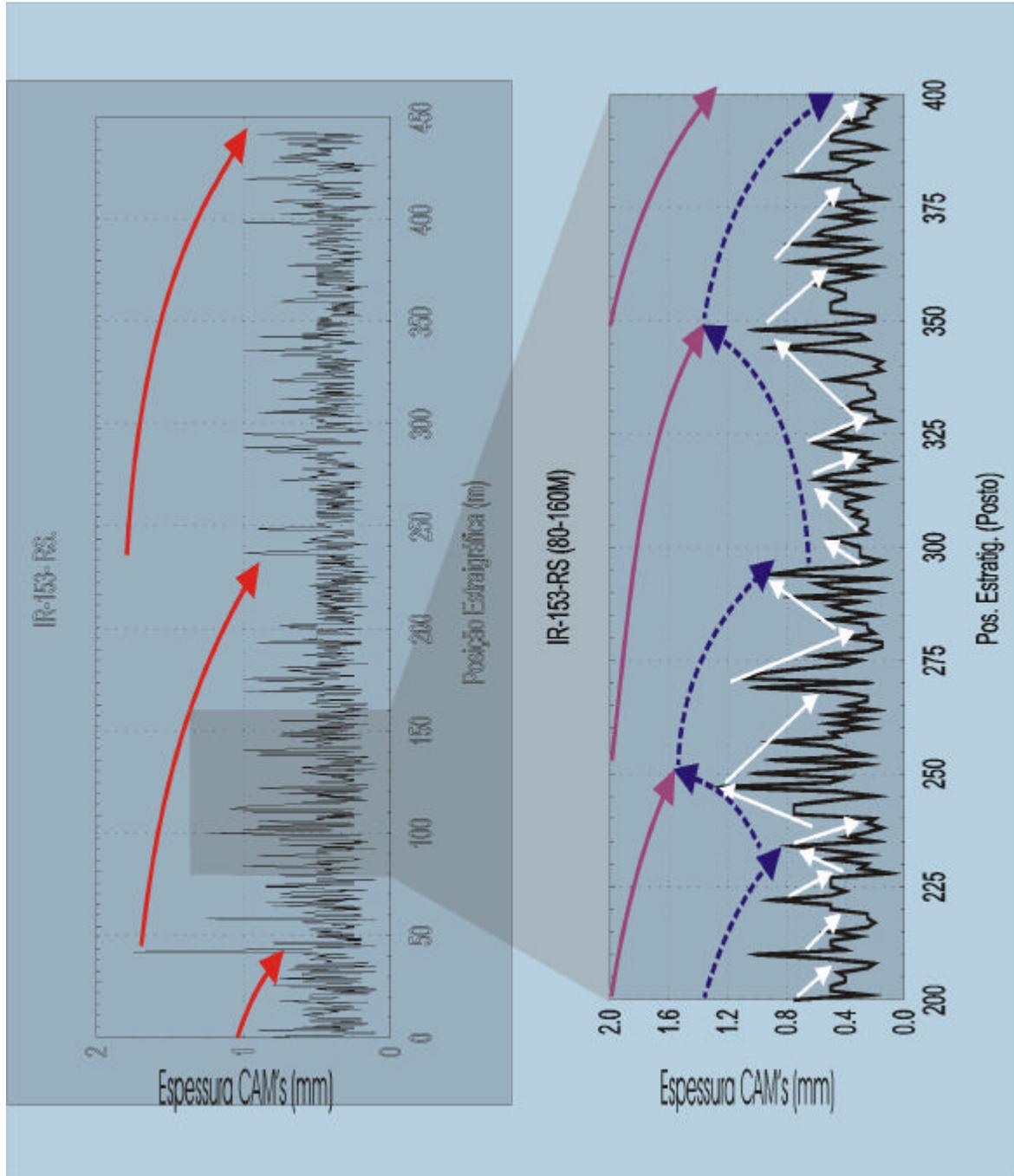


Fig4-7 - Gráfico XY da sondagem IR-153-RS (Irui-153 RS) mostrando as espessuras da CAM: a) na sondagem completa, em relação à posição estratigráfica em metros; b) no intervalo estratigráfico de posto 200 (80m) a posto 400 (160m) em relação à posição da camada, mudando a escala do eixo X para acentuar os padrões existentes. Em a) se observa a presença de três seqüências afinando para cima, a primeira (provavelmente o seu final) terminando em 40 metros, a segunda até 235 metro e a terceira até o final da sondagem. Em b) observa-se agrupamentos de quinta ordem, de 5 a 10 metros, 10 a 25 camadas, correspondendo a PAC (Goodwin e Anderson., 1986). Estes agrupam-se em seqüências de quarta ordem, que por sua vez, formam seqüências de terceira ordem (van Wagoner et alii, 1990). As seqüências de terceira ordem correspondem, aproximadamente, aos intervalos entre os marcos estratigráficos indicados na Fig. 4-5. (ver Tabela 4-2)

Tabela 4.2 - Sequências de 3ª ordem do IR-153-RS

Seq.	Posto	P.estrat	Profund.	Litologia	Marcos	Fácies	Fm
Seq8	1104	443	0		topo		
				Arenito fino a mt. Fino intercalado a siltito com laminação lenticular		rosário do sul	rosário do sul
Seq7			16,5	Arenito fino a muito fino, est. plano-paralela e acanalada int. c/ siltito		rosário do sul	Morro Pelado Rio do Rastro
	1000	398,30	45,0		Marco Azul		
Seq7				Siltito, com climbing e laminação ondulada, int. c/ arenito muito fino		Serrinha	Serrinha
			85,0	Siltito, com climbing e laminação ondulada, bioturbado	marco laranja	Serrinha	Terezi na
Seq6	840	335,65	107,65				
			115,5	Siltito laminação lenticular e plano-paralela, bioturbado, c/ escamas de peixe		Serra Alta	Serra Alta
Seq6			144,7	Siltito laminação lenticular e cruzada Brecha de carbonato na base		Serra Alta	Assistência Irati
	728	288,20	169,0		Marco Rosa		
Seq5				Siltito c/ laminação lenticular, bioturbação, escamas e cone-in-cone		Palermo	Taquaral
			186,7	Siltito com laminação lenticular e ondulada, intercalado c/ arenito médio		Palermo	
Seq4	597	236,65	218,5		SIM	Palermo	Palermo
				Siltito com laminação lenticular e ondulada, intercalado c/ arenito médio		Palermo	
Seq3	535	215,25	239,0		Marco Roxo		
				arenito muito fino a siltito. climbing, wavy, bioturbação			
			278,5	Arenito qz. médio, estrat. cruzada, intercalação de siltito e arenito muito fino, climbing	marco vermelho	Siderópolis	
			311,20	Intercalação arenito grosso, est. cruzada, com arenito fino a mt. fino, climbing, drape e frazer		Siderópolis	
Seq2			319,30	leito carvão, siltito e arenito fino a mt. fino, climbing, drape e frazer	marco verde	Siderópolis	Rio Bonito
	247	99,60	367,6				
				Siltito laminação plano-paralela, impressão de plantas. Intercala arenito médio chegando a conglomerático		Paraguassu	
Seq1			409,35	Siltito seguido arenito fino com climbing e drape e arenito médio, bioturbado		Paraguassu	
	109	41,90	431,0				
Seq1				Varvito com seixos caídos intercalado com camadas de arenito médio a grosseiro. Na base tres ciclos iniciados por arenito conglomerático, gradando a médio e fino, climbing drape e flaser		Rio do Sul	Rio do Sul
	0	0	460,20	Profundidade final			

Seq. interpretadas na Fig. 4-6 - Marcos e postos segundo Chaves *et alii* (1997). Descrição litológica e fm. Seq. N. Signorelli (1984)

4.3.4 - Estatísticas elementares (média, desvio padrão, autocovariância)

A maioria dos problemas estatísticos se concentram no computo das propriedades de uma população com base em uma amostra. As estatísticas elementares (média, desvio padrão e coeficiente de variação) e testes de significância baseiam-se em amostragem aleatória¹⁵, válidos somente quando os objetos do conjunto são independentes entre si. Em séries temporais há uma situação diferente: ainda que seja possível variar o comprimento da série observada, é normalmente impossível fazer mais de uma observação, ao mesmo tempo. Medidas tomadas em série são únicas e ordenadas e, portanto, devem ser tratadas por “análise de séries temporais”, mesmo que a dimensão seja espessura vertical ou direção de uma transecta¹⁶ longo da qual os dados foram coletados. Em todos os casos, as análises são realizadas pelos mesmos procedimentos, determinados pela natureza sequencial dos dados. A propriedade única do tempo é o sentido unidirecional. Assim, qualquer propriedade física medida em tempo só é influenciada pelo passado. As medidas, ao longo de uma transecta, podem ser consideradas unidirecionais mas, em geral, ambos os pontos, o anterior e o posterior, têm uma influência física no ponto amostrado.

Mesmo se tendo apenas uma série observada, resultado de um processo estocástico, e uma única observação da variável aleatória X no tempo t , $X(t)$, pode-se considerar a série como uma das possíveis infinitas realizações do processo estocástico. Sendo conceitual a população envolvida no processo, a análise de séries temporais visa avaliar as propriedades do modelo probabilístico que deu origem à série estudada. Uma forma simples de descrever um processo estocástico é através da média, da variância, da função de autocovariância e do espectro de potência, considerados em conjunto.

Média: a função média $m(t)$ é:

$$\text{Eq. 9} \quad m(t) = E[X(t)] = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n x_i$$

Variância: a função variância $s^2(t)$ é:

$$\text{Eq. 10} \quad s^2(t) = \text{Var}[X(t)] = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (x_i - m)^2$$

¹⁵ Os métodos estatísticos elementares exigem que os componentes da população estudada sejam independentes e com autocorrelação zero, o que não acontece em observações sequenciais, em que as amostras são ordenadas.

¹⁶ pelos princípios físicos da estratigrafia, sempre existe uma relação espaço – tempo.

Autocovariância: A função variância não é suficiente para definir o segundo momento de uma série de variáveis aleatórias. É preciso, ainda, definir a função autocovariância $g(t_1, t_2)$, que equivale à covariância de $X(t_1)$ e $X(t_2)$:

$$\text{Eq. 11} \quad g(t_1, t_2) = E\{ [X(t_1) - m(t_1)] [X(t_2) - m(t_2)] \}$$

Notar que a variância é um caso especial da autocovariância, quando $t_1 = t_2$.

Autocorrelação: Sendo o processo estocástico estacionário, isto é, a distribuição de $X(t)$ é a mesma para todo t , tem-se que a média e a variância

$$m(t_1) = m(t_2) = m$$

$$s^2(t) = s^2$$

são constantes e não dependem do valor de t . Neste caso, a distribuição conjunta de $X(t_1)$ e $X(t_2)$ depende apenas do deslocamento (*lag*) $(t_2 - t_1)$ e a função de autocovariância pode ser escrita como $g(t)$, sendo:

$$\begin{aligned} \text{Eq. 12} \quad g(t) &= E\{ [X(t) - m][X(t+t) - m] \} \\ &= \text{cov}[X(t), X(t+t)] \end{aligned}$$

O tamanho do coeficiente de autocovariância depende da unidade usada para medir $X(t)$. A interpretação dos resultados, entretanto, é facilitada se a função de autocovariância é padronizada, produzindo-se a função de autocorrelação, que mede a correlação entre $X(t)$ e $X(t+t)$,

$$\text{Eq. 13} \quad r(t) = \text{cov}(x_t, x_{t-t}) / \text{var}(x)$$

Espectro de potência: O espectro de potência é a transformada Fourier da função de autocorrelação e é expresso por

$$\text{Eq. 14} \quad f_w = \frac{1}{2p} \int_{-\infty}^{\infty} e^{iwt} r_t dt$$

Sendo a série de medidas de uma variável discreta $x_t (t = 0, 1, 2, \dots, n)$, as equações equivalentes às Eq. 9, 10 e 11, são, respectivamente, a média

$$\text{Eq. 15} \quad \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{t=0}^n x_t$$

a variância

$$\text{Eq. 16} \quad s^2 = \frac{1}{n+1} \sum_{t=0}^n (x_t - \bar{x})^2$$

e a autocovariância

$$\text{Eq. 17} \quad c_{t_1 t_2} = \frac{1}{n} \sum_{t=t_1}^{t_2} (x_t - \bar{x})(x_{t+1} - \bar{x})$$

Como antes mencionado, os incrementos estratigráficos, em geral, terão uma distribuição com média e desvio padrão característicos de cada ambiente deposicional, principalmente em função do nível de energia e do aporte dos sedimentos (Schwarzacher, 1993). Com base nessa consideração, Schwarzacher (op.cit.) propõe um modelo de “passeio aleatório”, com alternância de passos positivos (deposição) e negativos (erosionais), a cada intervalo de tempo, modelo que é substituído, com vantagem, pela consideração dos sinais dos desvios da média (ver item 4.3.2.5).

É importante observar que variações no ambiente sedimentar, como por exemplo a passagem de trato de sistema de nível baixo para trato de sistema transgressivo, pode resultar na variação da média e desvio padrão característicos de uma seção estratigráfica, o que é facilmente evidenciado por gráficos comparativos, por exemplo de histogramas, como será adiante mostrado.

Na mesma figura observa-se, ainda, que o valor mínimo das espessuras é praticamente o mesmo em todos os intervalos, com exceção do intervalo cujo topo é a superfície de inundação máxima (SIM), provavelmente devido ao procedimento de coleta dos dados. As distribuições são assimétricas, em todos os intervalos, mas a ocorrência de valores estranhos e extremos é mais acentuada nos intervalos mais proximais, como o trato de sistema de mar baixo (Rbon), ou o trato de sistema de mar alto (Mlar ao topo). É notável a menor dispersão, como esperado, no intervalo logo acima da SIM, caracterizando o início do trato de sistemas de mar alto.

4.3.5 - Histograma e distribuição de frequência

Para caracterizar os incrementos estratigráficos, representados pela espessura das camadas (CAM), pode-se visualizar sua distribuição, construindo-se o histograma de frequência (ver, por exemplo, Fig. 4-8). O conceito de distribuição de frequência é uma abstração do histograma de valores observados. Considera-se que o histograma é o resultado de um conjunto de dados limitados (a amostra) que informa sobre a distribuição de frequências de todas as medidas possíveis (a população), podendo-se fazer hipóteses sobre a natureza da distribuição de frequência da população.

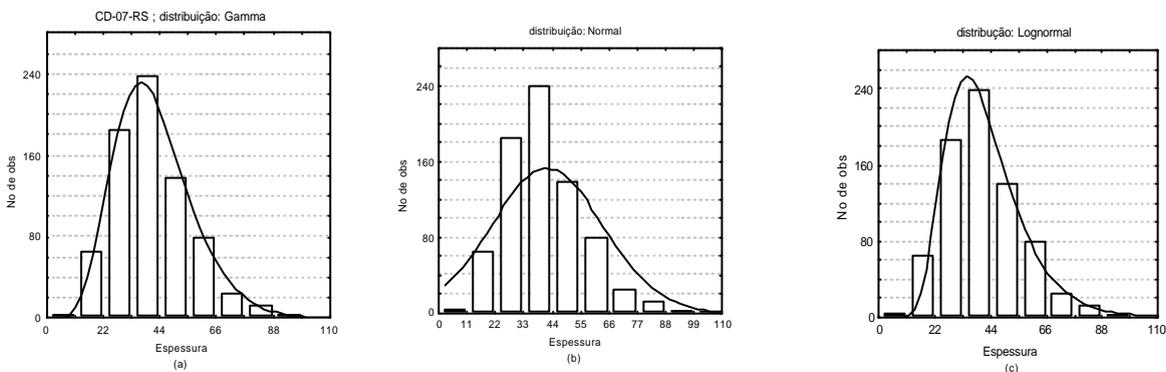


Figura 4-8- histogramas de frequência das espessuras de camadas do furo CD-07-RS mostrando, também, o ajuste da distribuição Gama, da normal e da log-normal. Ver texto para discussão.

Analisar a distribuição de frequência de espessuras das camadas sedimentares, através da construção do histograma, tem sido bastante comum entre os geólogos. Há várias décadas, se verifica que as espessuras têm uma distribuição unimodal e com assimetria positiva, tornando “natural” usar a transformação logarítmica da sua medida (e.g. Davis, 1986; Krumbein e Graybill, 1965; Schwarzacher,1975). Devido ao teorema do limite central, muitas distribuições de probabilidade, como a distribuição gama ou a distribuição binomial, podem ser aproximadas pela distribuição normal, quando o numero de elementos se aproxima do infinito. Situação semelhante ocorre com a distribuição log-normal. Considerando-se que as variáveis são medidas mais “naturalmente” em escala logarítmica do que em escala linear, então o teorema do limite central leva a uma distribuição log-normal para a espessura das camadas sedimentares (Schwarzacher,1975). É bem conhecida a relação entre a espessura das camadas e o tamanho dos grãos que a constituem. Tendo estes uma distribuição log-normal, seria de se esperar que a espessura das camadas também apresentasse uma distribuição log-

normal. Por definição, uma variável aleatória X tem uma distribuição de frequência log-normal $f_2(x)$ se os logaritmos de seus valores têm uma distribuição de frequência normal (Agterberg, 1974) isto é, se $e \log X$ tem a distribuição normal $f_1(\log x)$, a distribuição log-normal $f_2(x)$ satisfaz:

$$f_2(x) = \frac{d(\log x)}{dx} f_1(\log x)$$

ou

$$\text{Eq. 18.} \quad f_2(x) = \frac{1}{x} f_1(\log x)$$

A consulta a diferentes estudos sobre as distribuições das espessuras de camadas (ver, por exemplo Drumond e Wilkinson, 1996, Schwarzacher, 1975 e 1993), mostra que não existe uma única distribuição que descreva todos os seus padrões de empilhamento. Um grande número desses padrões de empilhamento podem ser interpretados, assumindo-se que os planos de acamamento são resposta a um sinal de intensidade variada. Na presença de ruído, é evidente que planos de acamamento podem se formar, sem corresponder a variações de sinal. A ausência do plano de acamamento, por outro lado, leva à fusão de camadas, que ficarão com espessura maior, não diferenciada. Uma vez que os ruídos e a falta de planos de acamamento são, estritamente, eventos aleatórios, a distribuição das espessuras pode ser descrita pela distribuição gama. Esta distribuição tem a propriedade de poder variar de uma exponencial extremamente assimétrica negativa a uma distribuição normal simétrica, dependendo dos seus parâmetros estatísticos (Schwarzacher, 1975). A distribuição é expressa por:

$$\text{Eq. 19} \quad \left\{ \frac{1}{b \Gamma(c)} \right\} * (x/b)^{c-1} * e^{-x/b}$$

sendo x a variável genérica da V.A. X (neste caso a série de espessuras),

- Γ (gama) a função Gama,
- c parâmetro de forma,
- b parâmetro de escala,
- e a constante de Euler (2,71 ...)
- e $E\{x\} = cb$ e $\text{var}\{x\} = b\sqrt{c}$

O levantamento de espessuras de camadas pode apresentar uma amostragem deficiente nas camadas mais finas, pois é, necessariamente, truncado pelo limite da observação, seja

diretamente em afloramentos e testemunhos, seja indiretamente, por exemplo, pela interpretação dos perfis de raios gama. Hinnov e Goldhamer (1991) atribuem a distribuição normal obtida pela transformação logarítmica da espessura das camadas pela amostragem deficiente, tanto nas camadas mais finas como nas mais espessas. Essa inferência não se justifica em face da própria definição de uma variável aleatória log-normal.

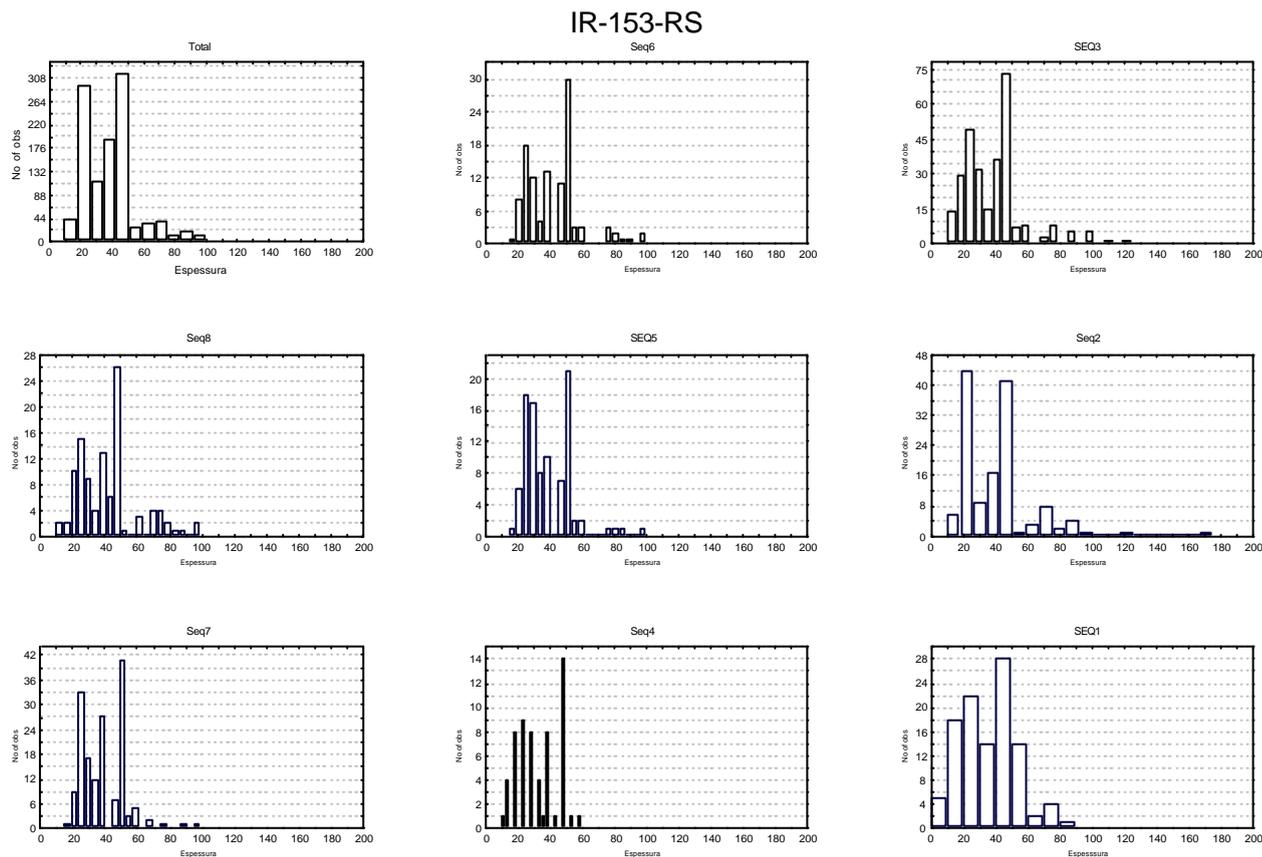
Drumond e Wilkinson (1996) refutam que as espessuras de camadas sedimentares tenham distribuição log-normal. Postulam uma distribuição exponencial, portanto não modal, implicando em processo sedimentar contínuo, do grão à camada, passando por lâminas e conjuntos de lâminas, camadas e conjuntos de camadas. O resultado seria um *continuum* de espessuras e tempo. Essa interpretação implica em ser a sedimentação contínua, sem quebras e, menos ainda, cíclica. Chegam a essa conclusão, analisando e discutindo as frequências das espessuras de estratos e a hierarquização das seções estratigráficas, concluindo que a imposição de um possível sistema hierárquico para as seções sedimentares resulta da análise superficial dos registros estratigráficos globais.

A argumentação de Drumond e Wilkinson (1996) é incoerente porque logo a seguir afirmam que, “no contexto da importância estratigráfica é irrelevante se camadas de turbidito ou qualquer outro grupo de estratos são caracterizados por distribuições exponenciais ou log-normais” (Drumond e Wilkinson, 1996, pág. 4). Na verdade, o que os autores pretendem é mostrar que as espessuras de camadas são caracterizadas pela distribuição exponencial de frequências, o que não se tornariam diretamente evidente devido à sub-amostragem de camadas ou lâminas muito finas. Sendo o processo deposicional um processo estocástico exponencial, não haveria sentido em hierarquizar-se as seqüências de quinta e de quarta ordem nem em inferir-se que a sedimentação, com variações diferentes e distintas seja induzida por variações eustáticas.

A argumentação de Drumond e Wilkinson (1996), entretanto, perde importância ao se analisar o registro geológico, resultante da sedimentação seguida por um mecanismo de preservação das camadas depositadas, em decorrência da alteração da superfície de equilíbrio, como já discutido no item 3.3. No registro ou seção sedimentar, portanto, não há como aceitar-se a inexistência da classe modal na distribuição de espessura das camadas, pois só serão preservadas, isto é, incluídas no registro sedimentar, as camadas ou lâminas deslocadas

para baixo dessa superfície, portanto com espessura diferente de zero.

A fig. 4-8 mostra o resultado do ajuste da distribuição Gama, da normal e da log-normal aos dados de espessura das camadas, encontrados na sondagem CD-07-RS. Na Tabela 4-3, estão anotados os resultados dos testes de ajuste para cada uma das distribuições



pares (*couplets*) ou pacotes (*bundles*), resultantes de deposição episódica.

¹⁷ O teste estatístico de Kolmogorov-Smirnov é não paramétrico, usado para verificar o ajuste de uma distribuição contínua de freqüências, baseado na diferença absoluta entre a distribuição acumulada teórica e a observada. É considerado de maior poder que o teste do qui-quadrado (Sokal e Rohlf, 1969)

¹⁸ O teste estatístico χ^2 (qui-quadrado) compara os desvios entre as freqüências observada e calculada segundo determinada distribuição, nas diversas classes do histograma

A Fig. 4-9 apresenta os histogramas de frequência com os dados da sondagem IR-153-RS, obtidos para a seção total e para as seções das seqüências (Seq) indicadas na Tabela 42. Os histogramas apresentam forte bimodalidade, indicando a presença de duas populações: uma, de camadas mais finas (sedimentos mais finos), com classe modal entre 20 e 30 cm, e outra, de camadas mais espessas (de sedimentos mais grosseiros), com classe modal entre 40 e 50 cm. A intercalação dessas duas populações resulta nas parasseqüências de quinta ordem ou PAC, bem evidentes na figura 4.5

Um aspecto importante pode ser destacado na análise da Fig. 4-9: todas as seqüência, independente do trato de sistema, apresentam um classe modal entre 20 e 30 cm. As seqüências associadas ao trato de sistemas de mar baixo, como Seq2 e Seq3, apresentam moda subordinada entre 70 e 80 cm, enquanto nas associadas a tratos de sistema transgressivo, como Seq1, Seq4 e Seq5, a moda subordinada está entre 40 e 60 cm. Isso mostra que, na formação dos pares (*couplets*) e das pacotes (*boundles*), o acúmulo de camadas, em regime de estabilidade (baixa energia), independe ou depende pouco do trato de sistema considerado.

4.3.6 - Autocorrelação e correlação cruzada

Como já mencionado, a coleta dos dados de posição e espessura das camadas sedimentares, em uma seção estratigráfica, resulta em uma seqüência de observações correspondentes a uma série temporal, com os valores oscilando em torno da média. Muitas vezes, com alguma regularidade, os valores sucessivos de x não são independentes uns dos outros, isto é, os valores de x , em diferentes pontos da série, mostrarão alguma correlação entre si. Desta forma, é possível investigar a estrutura da série, considerando as correlações entre os valores sucessivos de x (Duff et alii, 1967). ▲

Ao geólogo interessa não apenas a análise de dados em séries, mas também a comparação entre duas ou mais séries, consideradas como amostras de uma cadeia de possíveis observações. A correlação cruzada e outras técnicas quantitativas disponíveis para esta comparação são similares, em sua aplicação, ao processo mental de correlação geológica. Neste caso, entretanto, não há uma razão *a priori* para considerar uma posição de comparação melhor que as demais. A aplicação desses métodos apresenta sérias limitações de vez que não podem tratar com distorções de escala em uma seção, quando comparada com outra. Os registros estratigráficos são exemplos de séries de difícil correlação por métodos automáticos, principalmente porque as taxas de sedimentação, de compactação e de subsidência não são constantes (Davis, 1986). ▲

Deve ser mencionado que as séries de valores de espessuras de sedimentos do Permiano, na Bacia do Paraná e do Andar Buracica, na Bacia do Recôncavo, apresentaram resultados surpreendentes, atribuídos à regularidade da sedimentação nestas duas seqüências sedimentares, como adiante será discutido.

4.3.6.1 – Autocorrelação

A identificação de propriedades de curta duração (alta freqüência) em uma série temporal é obtida, através de uma série de quantidades chamadas de coeficientes de autocorrelação de amostragem. Esses coeficientes oferecem uma eficaz ferramenta para apontar o modelo probabilístico que gerou os dados. Dado N pares de observações simultâneas das variáveis X e Y , o coeficiente de correlação¹⁹ comum é dado por

$$\text{Eq. 20} \quad r = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum (x_i - \bar{x})^2 \sum (y_i - \bar{y})^2}}$$

Idéia semelhante é aplicada a séries de observações (séries temporais) para verificar se observações sucessivas são correlacionadas. Denominada correlação de ordem k entre o i -ésimo e o $(i + k)$ -ésimo elementos da série, é medida pelo coeficiente de correlação serial ou de autocorrelação (isto é, a correlação entre os dois termos); sendo k denominado deslocamento (*lag*). Este coeficiente é calculado por:

$$\text{Eq. 21} \quad r_k = \frac{\sum_{i=1}^{N-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})}{\sum_{t=1}^N (x_t - \bar{x})^2}$$

Para evidenciar os padrões repetitivos existentes em uma série, utiliza-se o correlograma. O correlograma (autocorrelograma) é o gráfico em que se representa a função de autocorrelação (FAC), isto é, os coeficientes de correlação serial r_k (e seus erros padrão) contra o deslocamento k , em um intervalo especificado de deslocamentos, permitindo a visualização dos padrões repetitivos, na série, a cada k elementos. Os erros padrão, em geral, são indicados pela amplitude de dois erros padrão para cada deslocamento.

¹⁹ Correlação é a medida da relação ou covariação entre duas ou mais variáveis

A comparação de cada ponto da série, sucessivamente, a todos os outros pontos permite determinar todas as posições de boa correspondência, que se mostrarão no gráfico como padrões que se repetem, a cada k elementos (Davis, 1986).[▲] Ao se examinar o autocorrelograma de uma série de dados geológicos, a ocorrência de picos e padrões, no gráfico, é mais importante que sua significância estatística, particularmente, quando o coeficiente de maior valor corresponde a um deslocamento com significado físico na interpretação da série temporal. Na interpretação do gráfico, é preciso considerar que a autocorrelação de deslocamentos seguidos é formalmente dependente, de maneira que, se o primeiro elemento é altamente relacionado ao segundo e este ao terceiro, então o primeiro elemento deve se relacionar, de alguma forma, com o terceiro.

A. B. Vistelius, geólogo russo considerado o pai da geomatemática, aplicou autocorrelação para estudar seqüências de espessuras de camadas. Obteve correlogramas do Jurássico de Dagestan, do Cretáceo da Georgia e do Terciário de Baku, estudando seqüências de estratos petrolíferos de Baku e seqüências rítmicas de camadas do Cretáceo de Novorsijsk (Mar Negro) (Vistelius 1949a, 1949b e 1952, *apud* Miller e Kahn, 1962).[▲]

A Fig. 4-10 mostra exemplos de autocorrelogramas construídos com os dados de três sondagens para carvão efetuadas na área de Candiota, RS. A análise dos gráficos mostra a ocorrência de grupos de coeficientes associados. Além dos elementos próximos estarem relacionados, como já mencionado, essa associação pode resultar, também, da inércia natural dos processos sedimentares, impedindo mudanças bruscas e promovendo um espalhamento dos coeficientes. Os autocorrelogramas das sondagens SC-125 e SC-40 (Fig. 4-10 a e b) mostram alternância de coeficientes positivos e negativos, indicando que, a determinados deslocamentos, há defasagem e coincidência de valores acima da média com os abaixo da média, voltando a ficar em fase com novos deslocamentos. No autocorrelograma do CD-07 (Fig. 4-9 c), os primeiros 50 deslocamentos têm os coeficientes correspondentes quase todos positivos, indicando que há uma homogeneidade maior nas espessuras dessa sondagem, quando comparadas às duas outras.

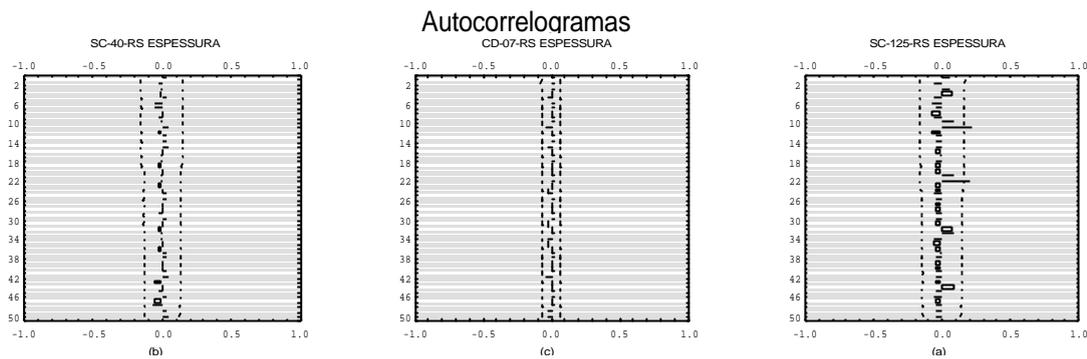


Fig. 4-10 – Autocorrelograma das sondagens SC-125-RS, SC-40-RS e CD-07-RS, sondagens de carvão na região de Candiota, RS (adaptada de Medeiros, 1996, fig. 50)

4.3.6.2 - Autocorrelação Parcial

Outro método útil para examinar dependências seriais é observar a função de autocorrelação parcial. A autocorrelação parcial é similar à autocorrelação, calculando-se a (auto) correlação pelo conceito de *correlação parcial*²⁰ e removendo a dependência para os elementos intermediários (aqueles incluídos no deslocamento ou *lag*). Simplificando, pode-se dizer que a autocorrelação parcial é a correlação de uma série com ela mesma, deslocada de um certo número de observações e controlada para todas as correlações com deslocamentos de ordem menor que o considerado. Por exemplo, a autocorrelação parcial para o deslocamento de 3 representa a correlação da série com ela mesma, deslocada de 3, sem a influência da correlação com os deslocamentos 1 e 2. De certa forma, a autocorrelação parcial fornece uma imagem mais “limpa” das relações existentes entre os elementos de uma série de observações.

A Fig. 4-11 mostra exemplos de autocorrelogramas parciais obtidos com os dados das três sondagens cujos autocorrelogramas estão na Fig. 4-10. A análise dos gráficos mostra a ocorrência de grupos de coeficientes associados que persistem, mesmo na correlação parcial, realçando os efeitos da inércia natural (espalhamento) dos processos sedimentares.

²⁰ O coeficiente de *correlação parcial* mede a correlação entre qualquer par de variáveis quando outras variáveis especificadas são mantidas constantes (Sokal e Rohlf, 1969)

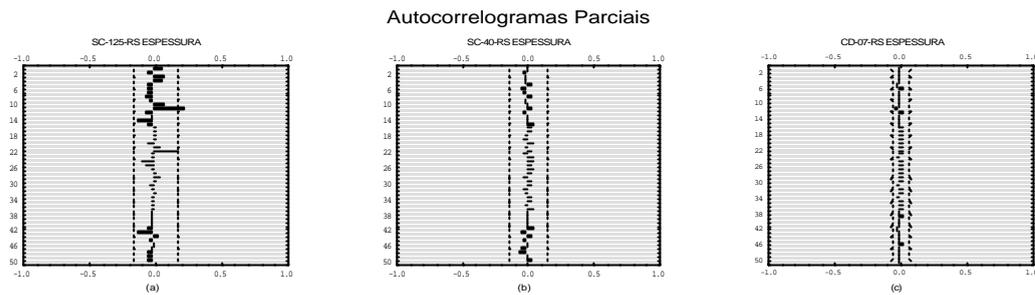


Fig. 4-11 – Autocorrelogramas parciais das sondagens SC-125-RS, SC-40-RS e CD-07-RS, sondagens de carvão na região de Candiota, RS (adaptada de Medeiros, 1996, fig. 51)

Nos gráficos das sondagens SC-125 e SC-40 (Fig. 4-11 a e b) está realçada a alternância de coeficientes positivos e negativos, ainda que os valores não cheguem a atingir as linhas de significância. No gráfico do CD-07 (Fig. 4-11 c), os coeficientes mantêm valores significativos, o que indica uma sedimentação mais homogênea, quando comparada às duas outras.

4.3.6.3 - Correlação cruzada

Assim como se pode comparar uma série temporal com ela mesma, a deslocamentos sucessivos, para identificar dependências, ao longo do tempo, é possível comparar duas séries temporais distintas, para determinar posições de correspondência pronunciada. Dois tipos de informações podem ser obtidos dessa comparação: o valor das relações entre as duas séries e o deslocamento, em tempo ou distância, de máxima equivalência. O processo de comparação a deslocamentos sucessivos é denominado correlação cruzada. O coeficiente é calculado, segundo a mesma equação empregada para o cálculo bivariado:

$$\begin{aligned}
 r_{xy} &= \frac{1}{n} \sum [(x_t - \bar{x})(y_{t+l} - \bar{y})] \\
 &\quad (\text{para } t = 1 \text{ a } N-1; l = 0 \text{ a } k) \\
 r_{xy} &= \frac{1}{n} \sum [(y_t - \bar{y})(x_{t+l} - \bar{x})] \\
 &\quad (\text{para } t = 1 \text{ a } N-1; l = -1 \text{ a } -k)
 \end{aligned}$$

Eq. 22

O coeficiente de correlação $r_{xy}(k)$ representa a correlação entre as duas séries X e Y , estando X deslocada em relação a Y de k observações. Deve-se observar que a função de correlação cruzada não é simétrica em relação ao deslocamento 0 (zero), isto é, correlações diferentes aparecerão, dependendo do deslocamento do eixo- X , para frente ou para trás.

Notar, ainda, que em geral tem-se que $r_{xy}(k) = r_{yx}(-k)$.

O correlograma cruzado (Fig. 4-12) de duas seqüências da sondagem IR-153-RS (Seq.2 e Seq3) mostra a relação entre as duas seqüências e o ponto de máxima equivalência. O valor significativo para o deslocamento -13, isto é, a Seq6 deslocada de -13 CAM em relação à Seq2, tendo a coincidência inicial na base das seqüências, denota que os processos sedimentares têm persistência, ao longo de toda sedimentação permiana. O correlograma apresenta ainda um ciclo de 17 CAM.

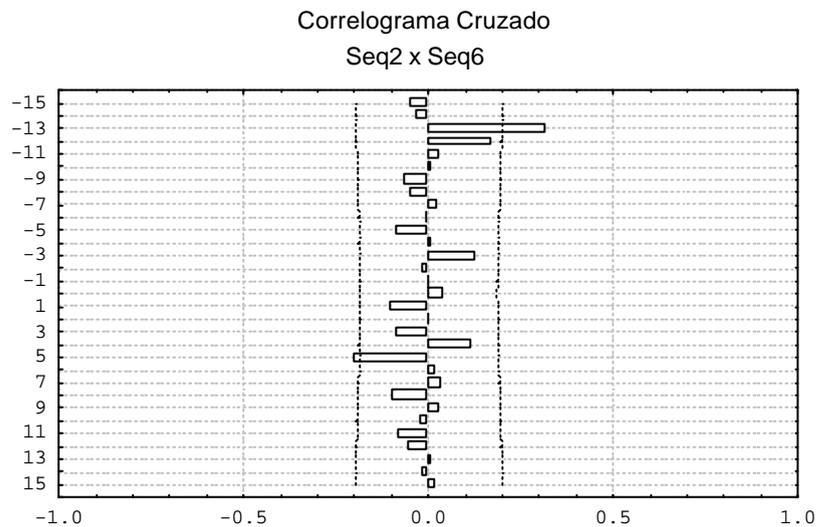


Fig. 412 – Correlograma da correlação entre as seqüências Seq2 e Seq6 da sondagem IR-153-RS, mostrando notável coincidência nos deslocamentos -13 e 4. Ver texto para interpretação

4.3.7 Gráficos de Fischer

“Gráficos de Fischer” ou “diagramas de ciclos de espessura” foram aplicados pela primeira vez, para estudar ciclicidade em calcários de planícies de maré, no Triássico Alpino, depositados próximos à superfície de emersão. Para estudar as variações de espessuras desses carbonatos, denominados “Ciclotemas Lofer”, nos Alpes Italianos, Fischer (1964)  modificou a apresentação tradicional de uma seção litoestratigráfica de forma a torná-la semelhante a uma série temporal, representando a espessura de cada ciclo em relação à subsidência e à duração dos ciclos (considerada como constante). O gráfico assim obtido sugere variação

periódica das espessuras dos ciclos, as quais foram associadas por Fischer às variações climáticas (ciclicidade de Milankovitch) (Fischer, *op. cit.*).

De acordo com Fischer (1964.), a curva aproximada de mudança do nível do mar é obtida, subtraindo-se da espessura de cada ciclo a componente de subsidência e lançando-se o resultado contra o tempo. No gráfico apresentado em seu estudo dos “Ciclotemas de Lofer” já mencionado, a espessura de cada ciclo identificado na seção é representada por uma linha vertical em escala. Ao invés de empilhar as sucessivas espessuras, ele deslocou a base de cada novo ciclo para a direita, colocando-a abaixo do topo do ciclo anterior, representando, assim, a passagem do tempo e a subsidência. Durante a deposição de cada ciclo (Fig. 4-13) (Sadler *et alii*, 1993).

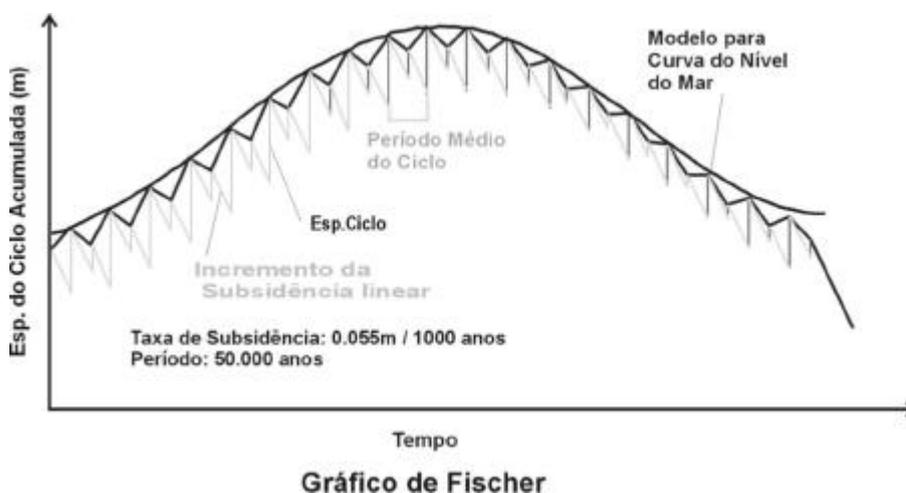


Fig. 4-13 – Gráficos de Fischer, como propostos originalmente. Mostra a curva de variação relativa do nível do mar ou de acumulação de ciclos sedimentares depositados junto a superfície de imersão. O método utiliza as espessuras da seqüência e as taxas de subsidência

4.3.7.1 - Aplicações do Gráfico de Fischer.

A construção dos Gráficos de Fischer baseia-se no conceito de que, considerando-se o nível de mar estático, uma simples variação na espessura das camadas referente à média, estaria relacionada a pulsos da oscilação eustática (Read & Goldhammer, 1988). Originalmente, o uso do Gráfico de Fischer foi limitado a seqüências de alta frequência e

terminadas por horizontes expostos.

Muito embora a envoltória resultante do gráfico de Fischer tenha sido por ele associada a uma representação do “nível do mar relativo”, esta seria apenas uma das interpretações possíveis, já que, após as correções para compactação e isostasia, essa curva poderia representar mudanças eustáticas, variações na subsidência não linear, períodos de ciclos irregulares ou a combinação desses fatores (Fischer, 1964; Hardie *et al.*, 1991).▲

De acordo com Drummond & Wilkinson (1993),▲ a relevância do gráfico de Fischer para a compreensão da origem dos ciclos de escalas métricas reside no fato de muitas seqüências cíclicas exibirem hierarquias distintas de empilhamento, dentro das quais é possível observar que o padrão de acumulação se repete, também, na seqüência individual, à semelhança de uma arquitetura fractal. Para Drummond e Wilkinson, a associação destes padrões a ciclos individuais de origem orbital permite presumir que o registro das variações eustáticas com suas múltiplas frequências forçadas seja inversamente proporcional à hierarquia do empilhamento. Assim, a relação de empilhamento de 1:5 corresponderia à relação de forças orbitais de 100:20.

Chaves, Medeiros e Pereira (1993),▲ observando a existência de ciclos sedimentares na Seqüência Permiana da área de Figueira-Sapopema, Bacia do Paraná, utilizaram o gráfico de Fischer como representação da seção estratigráfica, mostrando os arranjos hierárquicos das seqüências e, juntamente com outras técnicas de análise, como um guia da história da variação do nível do mar. A ferramenta e suas variações foi aplicada no estudo da Seqüência Permiana da Bacia do Paraná e de sedimentos do Andar Buracica na Bacia do Recôncavo (Della Fávera, Chaves *et alii*, 1993,1994, 1995, 1996, 1997).▲

4.3.7.2 - Hipóteses para uso do Gráfico de Fischer.

Os ciclotemas Lofer apresentam ritmos de calcários cíclicos, com grande regularidade (Fischer, 1964),▲ permitindo-lhe duas suposições fortes e simplificadoras, implícitas na construção do gráfico: ciclos de período fixo e subsidência linear, que sugerem ser a ondulação formada pela linha que liga todos os topos dos ciclos (envoltória) uma representação das flutuações eustáticas (Sadler *et alii*, 1993).▲ Tais hipóteses se mostraram muito simplistas e incorretas, visto que seções depositadas em águas muito rasas, sujeitas à

exposição subaérea, como no caso estudado por Fischer, resultam em registros complexos e incompletos (Eichenseer e Leduc, 1996).

As premissas adotadas para o estudo de seções siliciclásticas, entretanto, tornam o uso do Gráfico de Fischer ferramenta importante para revelar a hierarquia estratigráfica, permitindo a compreensão dos arranjos espaciais das litofácies (parasequências) e o empilhamento das sequências de altas frequências. O gráfico construído, respeitando ditas premissas, traz propriedades desejáveis e importantes: 1) sua construção é objetiva e reproduzível; 2) ele não requer informações sobre idade ou subsidência; 3) ele pode ser usado para identificar empilhamentos de algumas sucessões de fácies. Dois ou mais gráficos podem ser correlacionados por inspeção visual e comparados com as variações do nível do mar (Sadler et alii, 1993).

4.3.7.3 - Gráficos de Fischer modificados.

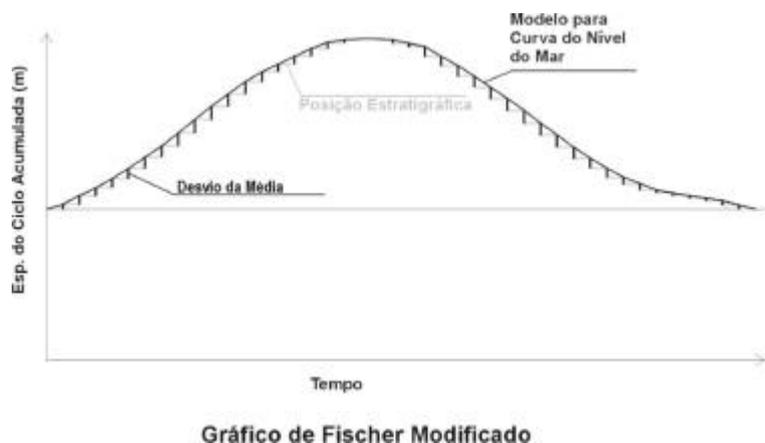


Fig. 4-14 – Gráficos de Fisher modificados. Mostram a curva regional de acomodação para todas as sequências depositadas em condições de subsidência constante e compactação uniforme, revelando a hierarquia estratigráfica e o padrão de empilhamento das parasequências. Para simplificar a construção, apenas a envoltória é apresentada.

As premissas de ausência de tectonismo, exceto a subsidência e a compactação constantes permitem simplificar a construção do Gráfico de Fischer, estimando-se a subsidência em cada intervalo de tempo pela média das espessuras e a variação representada pelos desvios da média. Assim, a envoltória do Gráfico de Fischer é obtida de forma direta, usando-se os desvios da média acumulados, para construir o gráfico (Chaves, Della Fávera, Reis *et alii*, 1994). Com essa modificação, a envoltória do gráfico passa a corresponder à variação do espaço para acumulação, o qual é criado pela subsidência e pelas oscilações do nível do mar. Admitindo-se a subsidência como constante, essa envoltória associa-se, automaticamente, à flutuação do nível relativo do mar.

O gráfico dos desvios acumulados da espessura média, resultante da modificação proposta, representa uma versão simplificada dos Gráficos de Fischer (Sadler *et al.*, 1993) e sua interpretação é feita, de forma idêntica. Para a construção destes gráficos, utiliza-se dois parâmetros simples, períodos cíclicos fixos e subsidência linear. Nestes termos, a deposição de cada pacote sedimentar, identificado no perfil de raios gama, teria decorrido em tempos aproximadamente uniformes e com subsidência constante. Uma vez que cada ciclo teria sido depositado próximo à superfície de equilíbrio, a subsidência linear é estimada pela média dos CAM da seção considerada. Padrões persistentes de aumento e diminuição da espessura, em uma série, são guias potenciais para correlação e podem refletir mudanças ambientais. Uma série de CAM, com espessura maior que a subsidência, é representada por um aclave positivo e é interpretada como pacotes depositados no nível de equilíbrio, característicos de tratos de sistema de nível de mar baixo ou de nível de mar alto, enquanto séries de CAM, com espessura menor que a média são interpretadas como depositadas em tratos de sistema transgressivo.

Uma vez determinados os ciclos e as espessuras correspondentes em uma seção estratigráfica, seja diretamente, nos afloramentos ou testemunhos, ou pela análise de perfis, obtém-se uma série de valores representativos das espessuras das camadas e suas respectivas posições. Para a construção do gráfico de Fischer é necessário calcular a média das espessuras e os correspondente desvios. A acumulada dos desvios é lançada no gráfico, contra o posto (ordem) do ciclo, na ordem estratigráfica, a partir da base da seção. A curva resultante irá formar declives negativos, se houver uma concentração de espessuras delgadas - mais finas que a média - e positivos, no caso contrário. O gráfico mostrará, então, uma forma

evidentemente oscilante, que pode ser visualizada - e comparada - às variações eustáticas. Os eixos desse gráfico modificado corresponderá, na vertical, à espessura média acumulada e, na horizontal, ao número de ciclos encontrados, podendo, também, ser utilizada na abscissa a posição estratigráfica em metros, obtida pela acumulação das espessuras, desde a base (Fig. 4-15)

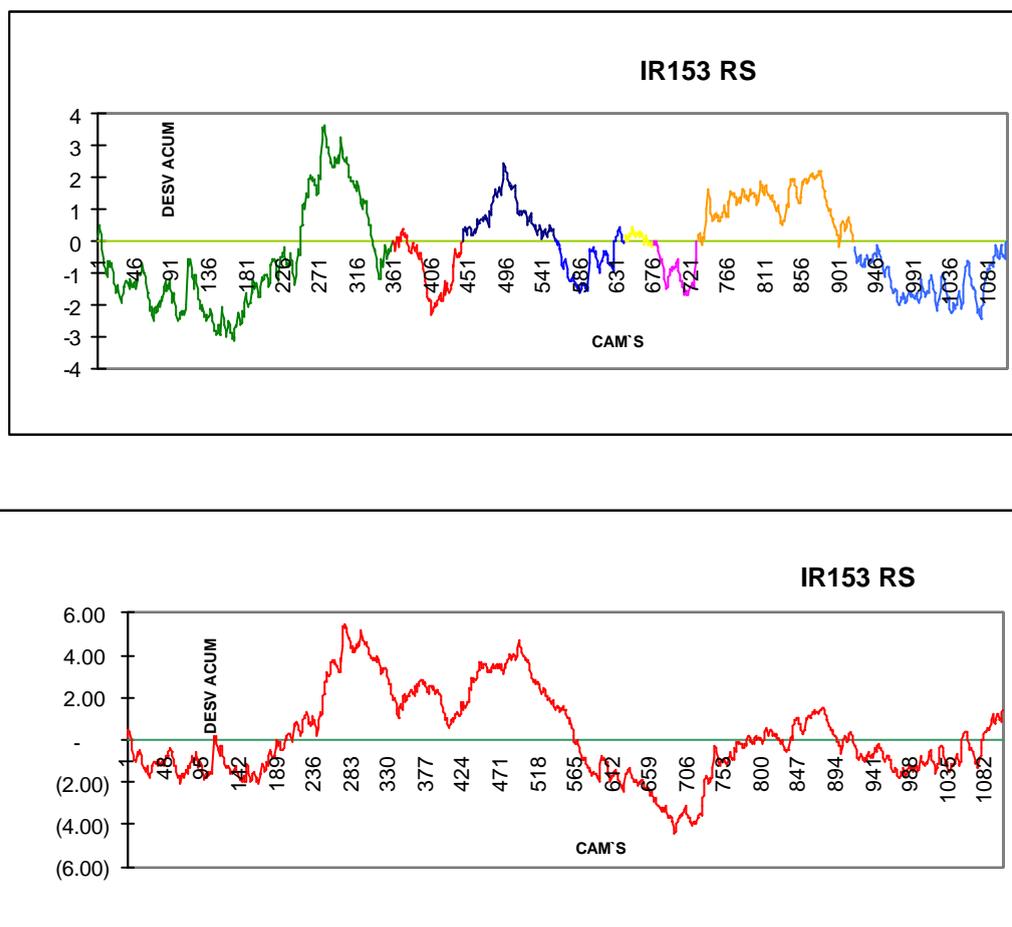


Fig. 4-15 – Gráficos de Fischer da sondagem IR-153-RS – a) gráfico composto segundo as várias Seq's indicadas na tabela 4-2; b) gráfico modificado do total da sondagem.

4.3.7.4 - Gráficos de Fischer composto.

Em decorrência do teorema da média²¹, os Gráficos de Fischer começam e terminam

²¹ **Teorema da média:** A soma dos desvios da média é igual a zero

na linha de base, com valor igual a zero. A operação de acumular os desvios, ao longo de todo o intervalo estudado equivale a um filtro de passa baixa, evidenciando as grandes tendências e atenuando os efeitos de alta frequência. Dividindo-se a série estudada, particularmente atendendo a argumentos geológicos externos, como o topo de uma sequência ou a presença de marcos estratigráficos, é possível construir um gráfico composto, considerando-se a média de cada um dos intervalos. Ainda que as médias não apresentem diferenças significativas, como cada gráfico começa e termina em zero, as curvas ficarão em continuação uma a outra, destacando, porém, os ciclos de mais alta frequência. Esse procedimento equivale ao uso de um filtro de passa alta (fig. 4-15 b).

4.3.7.5 - *Carreiras e aleatoriedade.*

Os gráficos de Fischer apresentam ramos ascendentes, quando ciclos mais espessos que a média estão agrupados e descendentes, quando há grupos de ciclos mais delgados. Antes de interpretar os padrões assim resultantes, vale considerar a possibilidade de que estes padrões tenham resultado de um arranjo por puro acaso, sendo a espessura de cada ciclo independente das que lhe antecedem e das que lhe seguem. As propriedades dos gráficos de Fischer lembram um “passeio aleatório” específico em que a altura varia com o tempo e tem uma restrição adicional, começando e terminando na mesma elevação, formando uma “ponte” (Sadler et alii, 1993). ▲

Cada ciclo da seção estratigráfica pode ser classificado como mais espesso ou mais delgado que a espessura média do intervalo, o que se reflete em desvios da média positivos ou negativos. Assim, define-se uma carreira (*run*) como uma série de um ou mais desvios com sinais iguais seguida ou precedida por um de sinal diferente, sendo a carreira de, no mínimo um ciclo. Não havendo um mecanismo que interfira no empilhamento da seção estratigráfica, espera-se que haja uma alternância dos sinais positivos e negativos, resultado de um arranjo por acaso. O número total de alternâncias ou carreiras (r) é um indicativo da probabilidade de que a seção toda tenha resultado do acaso (Sadler et alii, 1993). Indicando o número de sinais positivos por (n_1) e o de negativos por (n_2), pode-se comparar o valor de (r) com o valor esperado (m_r) de alternâncias ao acaso, aceitando ou rejeitando a hipótese de aleatoriedade. Para um número suficientemente grande de ciclos (para valores de pelo menos um dos (n) maior que 20), pode-se aproximar a distribuição de probabilidades das corridas à distribuição

normal para obter o valor médio esperado das carreiras (m_r) e do desvio padrão (S_r). O valor encontrado para (r) pode ser testado, usando-se o valor de (z) das áreas da distribuição normal (Sokal e Rohlf, 1969): ▲

$$\text{Eq. 24 } z = \frac{r - m_r}{S_r} = \frac{r - [2n_1 n_2 / (n_1 + n_2)] + 1}{\sqrt{[2n_1 n_2 (2n_1 n_2 - n_1 - n_2)] / [(n_1 + n_2)^2 (n_1 + n_2 - 1)]}}$$

sendo (m_r) o número esperado de corridas e (S_r) o desvio padrão produzidos ao acaso com (n_1) ciclos mais espessos e (n_2) ciclos mais delgados. (z) é o teste usual para comparação de das médias, com a função de distribuição normal.

Tabela 4.4

Teste de corrida do Gráfico de Fischer do IR-153-RS (Fig.4-15 a)

r	n_1	n_2	$n_1 + n_2$	$n_1 n_2$	$2n_1 n_2$	m_r	S_r	$r - m_r$	z
456	644	460	1104	296240	592480	537,6	16,144	-80,41	-5,0

Ainda que os testes estatísticos de aleatoriedade possam trazer alguma informação adicional, devem ser usados com muita cautela, pois não consideram um aspecto importante dos Gráficos de Fischer, o valor dos desvios, fator importante para determinar o aspecto ascendente ou descendente da curva de desvios acumulados.

4.3.8 - Análise espectral

Como já mencionado, o estudo quantitativo de uma seção estratigráfica – afloramento, testemunho ou perfil – resulta numa seqüência de medidas, geralmente tomadas a distâncias iguais, em espaço ou tempo, e obedecendo a uma ordem determinada. Medidas equiespaçadas permitem o emprego das técnicas de análise de séries temporais como a análise espectral, método que explora a existência de possíveis padrões cíclicos em uma série temporal, estimando sua função de densidade espectral ou espectro. Seu propósito é decompor uma série temporal complexa em seus componentes cíclicos, em algumas poucas funções senoidais (senos e co-senos) de comprimento de onda específico, funções estas que estimam a função de densidade espectral, indicando a presença de padrões cíclicos em uma série de dados.

A análise espectral foi desenvolvida, inicialmente, por engenheiros eletrônicos e óticos teóricos, que pensavam mais em termos de freqüência do que em seqüência de eventos. O

pensamento geológico, entretanto, está organizado para reconhecer e ordenar eventos em uma seqüência temporal (Schwarzacher, 1975).

A aplicação da análise espectral a processos estocásticos - como o registro geológico - tem por propósito transformar uma série temporal complexa numa série determinística no tempo, ou seja, decompor a série complexa em funções senoidais, subordinadas a comprimentos de ondas particulares. Esse procedimento se assemelha à passagem da luz branca através de um prisma e sua decomposição em espectros particulares. A discussão que se segue visa fornecer os elementos mínimos necessários à análise espectral, com vistas à sua aplicação na interpretação dos padrões de empilhamento de camadas sedimentares. A **função de densidade espectral** é a ferramenta adequada para analisar as propriedades de frequência de uma série temporal, propriedades estas essenciais à compreensão do significado físico dos referidos padrões. O resumo da teoria matemática que se segue é baseado em Chatfield (1996).

4.3.8.1 - A função de distribuição espectral

Antes de apresentar o conceito de função de densidade espectral, é necessário considerar a função de distribuição espectral apresentada de forma heurística, apenas para permitir um melhor entendimento da análise espectral.

A presença de ciclos sedimentares, com uma componente senoidal, na seção estratigráfica, pode ser evidenciada usando-se um modelo derivado da Eq. 3, como:

$$\text{Eq. 25} \quad x_t = A \cos (w t + q) + e_t$$

sendo w a frequência da variação senoidal, A a amplitude da variação, q a fase e e_t indicando uma série aleatória, estacionária. A frequência ω é expressa em radianos e é chamada de frequência angular. A interpretação física da frequência é mais simples se expressa como $f = w / 2\pi$, o número de ciclos por unidade de tempo (Jenkins e Watts, 1968). O período de um ciclo senoidal, também chamado comprimento de onda, é o inverso da frequência, $1/f$ ou $2\pi / w$. A Fig. 4-16 mostra um exemplo de uma função senoidal com $f=1/6$ e o

comprimento de onda 6.

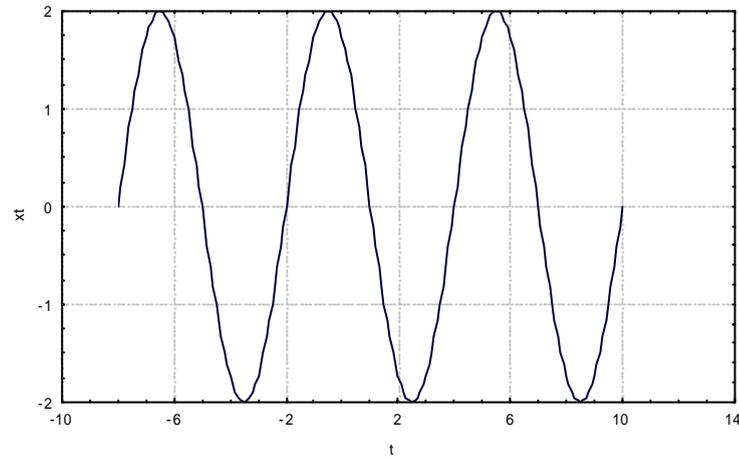


Fig. 4-16 – um gráfico da função $x_t = A \cos (w t + q) + e_t$ com $A=2$, $w = p/3$ e $q = p/6$

O modelo da Eq. 6.1 é muito simples, pois na prática as variações na série temporal ocorrem em várias freqüências diferentes. É comum que séries temporais, particularmente quando representam dados estratigráficos, apresentem variações nas freqüências baixas, médias e altas. Assim, a Eq. 6.1 é generalizada para

$$\text{Eq.26} \quad x_t = \sum_{j=1}^k A_j \cos (w_j t + q_j) + e_t$$

A_j representando a amplitude na freqüência w_j . Os modelos da Eq. 6.1 e da Eq. 6.2 não são estacionários, visto que $E \{ x_t \}$ varia com o tempo. Isso não impede que se trate a série temporal como estacionária, mesmo contendo várias componentes senoidais

Como $\cos (w t + q) = \cos w t \cos q - \sin w t \sin q$, pode-se expressar a Eq. 26 como uma soma de termos em senos e cossenos, na forma

$$\text{Eq. 27} \quad x_t = \sum_{j=1}^k (a_j \cos w_j t + b_j \sin w_j t) + e_t$$

sendo $a_j = A_j \cos q_j$ e $b_j = -A_j \sin q_j$

Fazendo $k \in \mathbb{Z}$, pode-se representar qualquer processo estacionário discreto, medido a intervalos unitários, pela representação espectral do processo, na forma

$$\text{Eq. 28} \quad x_t = \int_0^p \cos w t du(w) + \int_0^p \sin w t dv(w)$$

sendo $u(w), v(w)$ processos contínuos, não correlacionados, com incrementos ortogonais²², definidos para todo o w , no intervalo $(0,p)$. Toda a frequência w , no intervalo citado, pode contribuir para a variação do processo.

O significado físico da série temporal é mais facilmente interpretado pela função de distribuição do espectro de potência $F(w)$. O teorema de Wiener-Khintchine mostra que, em processos de valores reais, para qualquer processo estocástico estacionário com a função de autocovariância $g(k)$, existe uma função monotônica crescente $F(w)$ tal que

$$\text{Eq. 29} \quad g(k) = \int_0^p \cos w k dF(w)$$

A Eq. 29 é chamada a representação espectral da função de autocovariância e tem uma interpretação física direta: é a parcela de variância da série explicada pelas frequências (índice de frequência ou número de onda), no intervalo $(0,\pi)$

A forma normalizada de $F(w)$ é

$$\text{Eq. 30} \quad F^*(w) = F(w)/S_x^2$$

Assim, $F^*(w)$ é a proporção da variância explicada pelas frequências no intervalo $(0,\omega)$.

²² **Conceito de ortogonalidade:** Duas funções $g_1(t)$ e $g_2(t)$ são definidas como ortogonais, sendo (t) variável independente representando tempo ou espaço, no intervalo $a \leq t \leq b$, se

$$\int_a^b g_1(t) g_2(t) dt = 0$$

Desde que $F^*(p) = 1$, e $F^*(w)$ é monotônica crescente, $F^*(w)$ tem propriedades similares a uma função de distribuição cumulativa.

4.3.8.2 - A função de densidade espectral

A função de distribuição espectral de um processo estacionário, discreto e puramente indeterminístico, é uma função contínua, monótona não decrescente no intervalo $(0,p)$ e pode, portanto, ser diferenciada, neste intervalo, com respeito a w . Indicando-se a derivada por $f(w)$, tem-se:

$$\text{Eq. 31} \quad f(w) = \frac{dF(w)}{dw}$$

Esta é a função de densidade espectral (de potência), usualmente abreviado como **espectra** ou espectro, omitindo-se a expressão “de potência”.

Quando existe $f(w)$, a Eq. 30 pode ser expressa na forma

$$\text{Eq. 31} \quad g(k) = \int_0^p \cos wk f(w) dw$$

Fazendo $k = 0$, tem-se

$$\text{Eq. 32} \quad g(0) = S_x^2 = \int_0^p f(w) dw = F(p)$$

O significado físico do espectro é que $f(w)dw$ representa a contribuição à variância das componentes, com frequências compreendidas no intervalo $(w, w + dw)$.

A Eq. 32 expressa $g(k)$, em termos de $f(w)$, como uma transformada cosseno. A relação inversa é dada por

$$\text{Eq. 33} \quad f(w) = \frac{1}{p} \int_{k=-\frac{p}{2}}^{\frac{p}{2}} g(k) e^{-i wk} dk$$

de forma que o espectro é a **transformada Fourier** da função de autocovariância.

4.3.8.3 - Análise de Fourier

A análise espectral é, na essência, a modificação da Análise de Fourier, de forma a permitir sua aplicação em funções estocásticas de tempo, em vez de funções determinísticas. A análise de Fourier, basicamente, visa aproximar uma função por uma soma de termos em senos e cossenos, chamada série de Fourier (Chatfield, 1996) ▲

4.3.8.3.1 - Séries de Fourier unidimensional

Suponha que a variável y assume os valores y_t ($t = 0, 1, \dots, n-1$) para n pontos equi-espaciais. Pode-se definir uma variável auxiliar x que varia em valores de 0 a 360° . Assumido-se que a série espacial é cíclica, com período igual aos n intervalos de amostragem, o valor de y para $x = 360^\circ$ é igual ao de $x = 0^\circ$.

Para cada valor de y_t , existe um valor correspondente $x_t = t \cdot 360^\circ/n$. A série finita de Fourier para y agora satisfaz:

$$\text{Eq. 34} \quad y = a_0 + (a_1 \cos x + b_1 \sin x) + (a_2 \cos 2x + b_2 \sin 2x) + \dots + (a_m \cos mx + b_m \sin mx)$$

onde $m = \frac{1}{2}(n-1)$, se n é ímpar e $m = \frac{1}{2}n$, se n é par. Pode-se mostrar que:

$$\begin{aligned} a_0 &= \frac{1}{n} \sum_{t=0}^{n-1} y_t = \text{media} \\ a_i &= \frac{2}{n} \sum_{t=0}^{n-1} y_t \cos ix_t \\ b_i &= \frac{2}{n} \sum_{t=0}^{n-1} y_t \sin ix_t \end{aligned}$$

Eq. 35 -

Há tantos coeficiente quantos dados existam, Se n é par, b_m desaparece e

$$\text{Eq. 36} \quad a_m = \frac{1}{n} \sum_{t=0}^{n-1} y_t \cos mx_t$$

Um exemplo simples ilustra o cálculo das coeficientes a_i e b_i . Suponha-se que uma série especial assume quatro valores: {3,2,3,5}

De acordo com a Eq. 2, $a_0 = 13/4 = 3.25$, $a_1 = 0$, $b_1 = -3/2 = -1.5$, $a_2 = -1/4$. Então, a função ajustada é:

$$y = 3.25 - 1.5 \sin x - 0.25 \cos 2x$$

que reproduz, exatamente, a série {3,2,3,5}, para $x = 0^\circ, 90^\circ, 180^\circ, 270^\circ$, respectivamente.

Por outro lado, pode-se representar uma série observada apenas pelo conjunto dos primeiros termos da série de Fourier:

$$\text{Eq. 37} \quad \hat{y}_p = a_0 + (a_1 \cos x + b_1 \sin x) + \dots + (a_p \cos px + b_p \sin px)$$

sendo $p \ll m$. \hat{y}_p é chamada, também, de tendência harmônica, sendo constituída apenas de ondas de baixa-frequência. Na representação da função original as ondas de alta-frequência são desconsideradas. A função \hat{y}_p tem a propriedade dos mínimos quadrados, podendo-se ilustrar, numericamente, com o exemplo anterior. Quando a série é {3, 2, 3, 5}, a função $\hat{y} = 3.25 - 1.5 \sin x$ é a solução de mínimos quadrados para a expressão $y = a_0 + a_1 x_1 + b_1 x_2$ que contém três coeficientes e duas variáveis $x_1 = \cos x$ e $x_2 = \sin x$.

Corrigindo as variáveis, quanto à média, define-se duas matrizes:

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \\ -1 & 0 \\ 0 & -1 \end{pmatrix}; \quad \mathbf{Y} = \begin{pmatrix} -0.25 \\ -1.25 \\ -0.25 \\ 1.75 \end{pmatrix}$$

com a solução

$$\begin{pmatrix} a_1 \\ b_2 \end{pmatrix} = (\mathbf{X}' \mathbf{X})^{-1} \mathbf{X}' \mathbf{Y} = \begin{bmatrix} 0 \\ -1.5 \end{bmatrix}$$

Como $\bar{y} = 3.25$, tem-se $\hat{y} = 3.25 - 1.5 \sin x$ como a primeira parte da função ajustada à série do exemplo. Os valores calculados formam a série $\hat{y} = \{3.25, 1.75, 3.25, 4.75\}$.

4.3.8.4 - Análise do periodograma.

Na litoestratigrafia, o interesse está, principalmente, em séries de dados discretos. Se n é par e a origem é escolhida, no centro da série, a Eq. 1 pode ser escrita como:

Eq. 39 -
$$x_t = a_0 + 2 \sum_{p=1}^{\frac{1}{2}n-1} a_p \cos \frac{2p\pi t}{n} + b_p \sin \frac{2p\pi t}{n} + a_{\frac{1}{2}n} \cos p t$$

com $t = 0, 1, \dots, n$ e sendo:

Eq. 40 -
$$\left. \begin{aligned} a_p &= \frac{1}{n} \sum_{t=-\frac{1}{2}n}^{\frac{1}{2}n-1} x_p \cos \frac{2p\pi t}{n} \\ b_p &= \frac{1}{n} \sum_{t=-\frac{1}{2}n}^{\frac{1}{2}n-1} x_p \sin \frac{2p\pi t}{n} \end{aligned} \right|$$

com $p = 0, 1, 2, \dots, (n/2) - 1$

Fazendo A_p amplitude e f_p a fase²³ da série de Fourier, a Eq. 7.9 é re-escrita como

Eq. 41 -
$$y_t = A_0 + 2 \sum_{p=1}^{\frac{1}{2}n-1} A_p \cos \frac{2p\pi t}{n} + f_p \frac{\pi}{n} + A_{\frac{1}{2}n} \cos p t$$

Onde

Eq. 42 -
$$A_p = \sqrt{a_p^2 + b_p^2} \text{ e } f_p = \arctan(-b_p/a_p)$$

Usando a notação de números complexos (coordenadas polares), pode-se escrever:

Eq. 43 -
$$S_p = A_p e^{If_p t} = a_p - I b_p$$

com a transformada de Fourier (caso discreto):

Eq. 44 -
$$x_p = \sum_{t=-\frac{1}{2}n}^{\frac{1}{2}n-1} S_p e^{-\frac{I p \pi t}{n}}$$

e a transformada inversa de Fourier:

²³ a amplitude A é a altura máxima da curva; w é a frequência angular ou número de ondas sobre a distância $2p$ ou 360° ao longo do eixo X; o ângulo f é a fase.

Eq. 45 -
$$S_p = \frac{1}{n} \sum_{p = -\frac{1}{2}n}^{\frac{1}{2}n-1} \dot{a} y_p e^{\frac{-I 2p pt}{n}}$$

onde $-\frac{1}{2}n \leq t \leq \frac{1}{2}n - 1$.

A exemplo da técnica de análise de variância, a soma total dos desvios ao quadrado, $\sum_{t=1}^n (x_t - \bar{x})^2$ pode ser particionada em dois componentes, a componente periódica, com frequência w_p , e a componente residual. Para $p \neq n/2$, a contribuição do p-ésimo número de onda à soma de quadrados total é dada por $P_t = n(a_p^2 + b_p^2)/2$. Pela Eq. 42, isto é igual a $P_t = nA_p^2/2$. O gráfico de P_t pela frequência é chamado periodograma (Fig. 4-17) e destaca os índices de frequência que mais contribuem para explicar a variância total. P_t é a estimativa “aproximada” para cada frequência. Blakman e Tukey (1958 *apud* Agterberg, 1974) mostraram que as estimativas P_t estão sujeitas a distorções que podem ser eliminadas, em grande parte, por médias móveis.

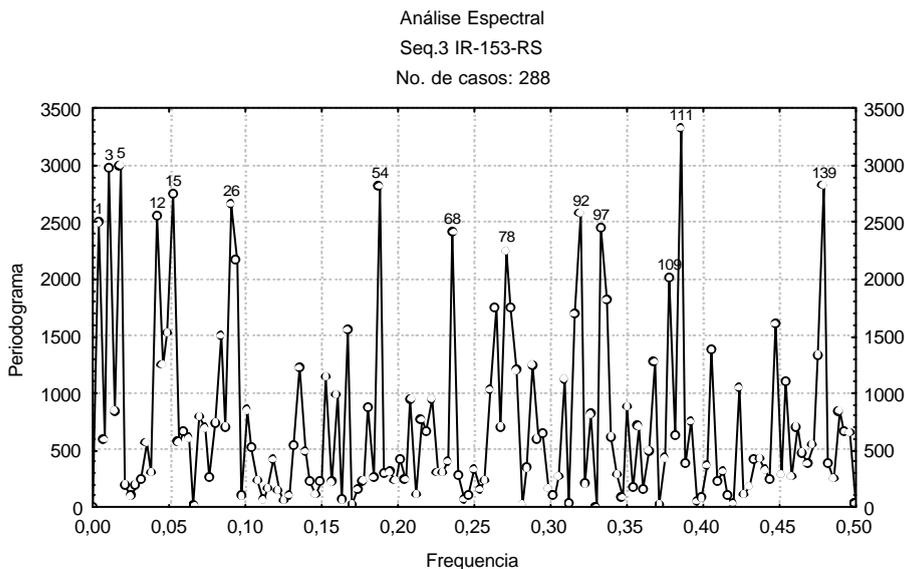
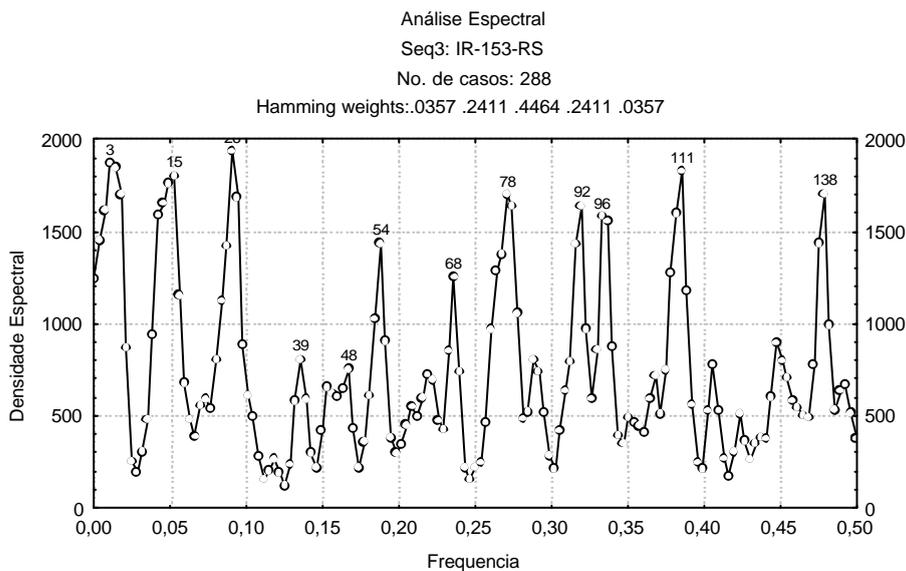


Fig. 4-17 –Exemplo de periodograma: Periodograma da seqüência Seq3 do IR-153-RS, destacando valores maiores que 2000.

4.3.8.5 - Análise da densidade espectral

Como mencionado, anteriormente, os valores do periodograma podem apresentar variações aleatórias substanciais. Uma imagem mais clara das periodicidades subjacentes pode ser obtida quando se examina as densidades espectrais, ou seja, as regiões de frequências adjacentes, as que mais contribuem para o comportamento periódico da série. As estimativas de densidade espectral são calculadas pela suavização do periodograma, empregando-se uma média móvel ponderada em uma janela de suavização, sendo o tipo mais utilizado a suavização com a janela de Hamming.²⁴ (Fig. 4-18). Outros tipos de suavização podem ser utilizados como as janelas de Daniel (ou de pesos iguais), a de Tukey (cosseno), a de Parzen (potência), todas disponíveis no programa STATISTICA. Em geral os resultados da aplicação das diferentes janelas são semelhantes, mas sempre é interessante experimentar as diversas opções, variando o tamanho da janela e examinar os gráficos resultantes



²⁴ Em Séries temporais, a suavização de Hamming é a transformação dos valores do periodograma pela média móvel ponderada. Na janela de Hamming (nomeda em homenagem a R.W. Hamming), para cada frequência, os pesos para o cálculo da média movel ponderada são calculados como

$$w_j = 0.54 + 0.46 * \cos(p * j/p) \quad (j = 0, 1, \dots, p)$$

$$w_{-j} = w_j \quad (j \neq 0)$$

sendo $p = (m - 1)/2$

A função Hamming atribui o maior peso à observação no centro da janela que esta sendo suavizada. Notar que os valores serão padronizados de forma que a soma dos pesos seja igual a um.

Fig. 4-18 –Exemplo de densidade espectral: Densidade espectral da seqüência Seq3 do IR-153-RS. Suavização Hamming com janela de 5 posições.

4.3.8.6 - *Discussão da aplicação.*

A análise espectral é uma ferramenta exploratória adequada para indicar a existência de ciclos em uma série temporal. Sua aplicação no estudo de séries obtidas com espessuras de camadas sedimentares, na forma indicada na seção 4.3.1, tem se mostrado útil para revelar os padrões cíclicos de empilhamento encontrados em seções estratigráficas e um auxiliar importante para se entender o significado físico desse empilhamento.

Como discutido anteriormente, variações na natureza e espessura das camadas de sedimentos siliciclásticos resultam, principalmente, de causas externas, como subsidência (tectonismo), variações do nível do mar e aporte (clima). No estudo de seções estratigráficas em que o tectonismo é representado apenas pela subsidência, é possível identificar, entre as causas mais prováveis para padrões cíclicos de empilhamento, as variações orbitais, responsáveis pelas variações relativas do nível do mar e pelas diferenças no aporte dos sedimentos.

A identificação visual dos ciclos sedimentares de alta frequência em rochas siliciclásticas é, em geral, imediata (q.v. Fig. 4-1 e 4-2). A associação destes ciclos em em seqüências de quinta e quarta ordem (no conceito dos pesquisadores da Exxon) é pesquisada pela análise espectral da série de espessuras encontradas na seção estratigráfica. Os resultados desta análise são apresentados nos gráficos do periodograma (Fig. 4-17) e da densidade espectral (Fig. 4-18). Quando o eixo vertical desses gráficos representa as amplitudes relativas das frequências, é possível comparar os periodogramas (Merriam, 1997).[▲] O eixo horizontal representa as frequências ou, de forma equivalente, o número de onda correspondente.

No periodograma (Fig. 4-17), um número limitado de frequências pode ser identificado pelo valor proeminente do periodograma. As famílias de frequências mais importantes são evidenciadas, através da densidade espectral (Fig. 4-18). Os períodos identificados correspondem , em geral, a espessuras na faixa de centímetros a metros. Calculando-se as razões entre estes períodos, é possível identificar-se as razões mais próximas àquelas entre os períodos de Milankovitch (estimativas para o Permiano Inferior (Tabela 4.1), no caso do exemplo considerado). Para o caso da Seq3 do IR-153-RS, foram selecionadas os

períodos 12,00 : 11,08 : 5,33 : 4,24 : 3,69 : 2,59 : 2,00 cujas razões são 100 : 92,3 : 44,4 : 35,3 : 30,8 : 21,6 : 17,4, uma aproximação aceitável das razões para os ciclos de Milankovitch, respectivamente, 100 : 95 : 44,3 : 35,6 : 30 : 21,2 : 17,5 ka. Desta forma, faz-se a associação da ciclicidade identificada pelos períodos selecionados com as influências das variações decorrentes dos ciclos de Milankovitch.

Com base nesse raciocínio, associa-se alguns dos ciclos identificados no periodograma da seqüência de terceira ordem estudada com os ciclos de Milankovitch. A análise dos periodogramas se apresenta com algum ruído, em decorrência da própria natureza do fenômeno estudado, particularmente nas alta frequências. Entre as causas desses ruídos, alguns fatores podem ser mencionados:

1. – As premissas propostas para aplicação da metodologia em discussão (seção 4.3.1) são aceitáveis, na média, sendo imprecisas no estudo de ciclicidade de alta frequência.
2. - O processo sedimentar apresenta um retardo na resposta a causas externas de variação, como já mencionado (ver seções 4.3.6 e subseções).
3. – A análise espectral resolve os dados da série temporal em componentes harmônicas discretas, o que pode introduzir discrepâncias, devido a erros de arredondamento (Yang e Baumfalk, 1994). ▲
4. – Os ciclos de Milankovitch (em termos de tempo) só podem ser registrados com completude (em termos de espessura) quando o processo sedimentar for contínuo e a taxa de acúmulo dos sedimentos for constante. Mudanças na taxa de acumulação dos sedimentos ou descontinuidades na seqüência podem causar as discrepâncias observadas (Yang e Baumfalk, op. cit.).
5. Os ciclos de Milankovitch não ficam igualmente registrados na seção estratigráfica devido ao fato de que sua importância e influência variam segundo os sítios geológicos.

Uma vez identificados os ciclos de Milankovitch, as estimativas do tempo de duração das diversas seqüências é imediata. Assim, no exemplo da Seq3 , dos picos apresentados no

periodograma (Fig. 4-17), o ciclo com número de onda 24, período de 12 CAM, foi reconhecido como correspondente a 100 ka, dando como estimativa de duração da sequência $24 \times 100 \text{ ka} = 2.400 \text{ ka}$. Deve ser destacado que esta estimativa indica o tempo mínimo representado no registro sedimentar, considerando os hiatos uniformemente distribuídos na seção estratigráfica. Na Tabela 4.5, estão as estimativas de duração mínima de toda a seção, baseadas nos diversos picos identificados como os picos de Milankovitch.

Tabela 4.5
Seq3 do IR-153-RS
Picos identificados com os ciclos de Milankovitch
e estimativas do tempo de deposição da seção total.

# de onda	Período (CAM)	Milankovitch (ka)	Estimativa (ka)
24	12,00	100,0	2.400,0
26	11,08	95,0	2.470,0
54	5,33	44,3	2.392,2
68	4,24	35,6	2.420,8
78	3,69	30,0	2.340,0
111	2,59	21,2	2.353,2
138	2,00	17,5	2.415,0
Média			2398,7

A média das estimativas indica que 2,4 Ma é uma estimativa razoável para o tempo de deposição da Seq3. A taxa de acumulação média para a seqüência é, também, um cálculo direto, tomando-se a espessura do intervalo (tabela 4.2) pelo tempo estimado para a deposição, no caso 115,65 m em 2,4 Ma ou 4,8 cm/ka

Na Tabela 4-6, estão os resultados das análises efetuadas nas diversas seqüências identificadas no IR-153-RS, considerando o número de ordem que coincide com o ciclo de 30 ka. Na mesma tabela está o cálculo do tempo mínimo e a respectiva taxa de acumulação. Há, ainda, a estimativa do tempo mínimo e taxa de acumulação obtidos por soma das seqüências individuais e pela estimativa da sondagem completa. Como a Seq4 tem apenas 62 CAM e está separada da Seq5 pela SIM, o cálculo foi feito para as duas seqüências em conjunto.

Tabela 4-6
IR-153-RS
Picos identificados com ciclo de 30.000
(obliquidade) e estimativa da taxa de acumulação.

seq	# de ordem	Período (CAM)	CAM (cm)	Tempo (anos)	Espessura (cm)	Tx. Acum. (cm/ka)
8	30	3.58	43.3	900.000	4500	5,00
7	48	3.33	39.2	1.440.000	6265	4,30
6	41	2.73	54.8	1.230.000	6135	4,99
4-5	58	4.37	36.3	1.740.000	7000	4,02
3	68	4.24	44.7	2.040.000	12860	6.30
2	35	3.99	45.9	1.050.000	6340	6.03
1	27	4.00	26.8	810.000	2920	3.60
soma	307	26.24	41.5	9.210.000	46020	4.99
total	299	3.6	41.6	8.970.000	46020	5.13

Vale notar que, na Tabela 4-6, a estimativa de tempo da seção total difere da obtida pela soma dos valores representativos de cada seqüência. Isto decorre de a avaliação global ser subestimada, levando a uma taxa de acumulação mais elevada que as seqüências consideradas, isoladamente.

5. O problema de correlação em geologia

A ordenação relativa dos eventos da história da Terra é a tarefa primordial do geólogo, representando o coroamento de sua atividade profissional. Correlação é um dos mais difundidos e abstratos empreendimentos da mente e se refere ao estabelecimento de relações no espaço e no tempo de eventos inter-relacionados.

O estudo isolado de uma seção estratigráfica é facilitado pela evidência física das relações verticais. O escopo da Estratigrafia, entretanto, é mais amplo e visa ao estabelecimento de um modelo tridimensional para a geologia de uma determinada área. As características dos fácies, as superfícies notáveis e os tratos de sistema variam consideravelmente, de acordo com a localização paleogeográfica em uma bacia, em decorrência de mudanças da fisiografia da bacia e da morfologia da costa, exigindo o entendimento das inter-relações entre mudanças do nível do mar, fisiografia da costa, fluxo de

sedimentos e processos sedimentológicos (Posamentier e Allen, 1996).

A comparação de duas ou mais seções estratigráficas, estabelecendo suas equivalências, é denominada de *correlação geológica*, indicando o procedimento de ordenação, no tempo, de eventos geológicos, de natureza tectônica ou sedimentar. Estes eventos incluem os de sedimentação propriamente ditos, e os eventos bio-estratigráficos, quimo-estratigráficos etc. É o procedimento básico para o estudo da geologia de uma área ou bacia, através da combinação de bioestratigrafia, paleoecologia, litoestratigrafia, geocronologia (sismoestratigrafia), produzindo o histórico deposicional (Stam et alii, 1987) ou análise geo-histórica (Van Hinte, 1978, Lerch, 1990), representando a subsidência e a sedimentação, no tempo.

A resolução do problema da correlação geológica consiste em fazê-la a mais completa possível, comparando todos os eventos disponíveis e correlacionando cada horizonte estratigráfico. O pré-requisito para uma correlação global seria uma boa calibração de idade, por geocronologia ou através de fósseis. A falta destes elementos, entretanto, não impede que se estabeleça algum tipo de relação entre a coluna geológica local e a global.

Na comparação entre seções, a identificação de padrões é o objetivo, sendo mais importante que os desvios eventuais representativos de “ruídos” que devem ser eliminados. Os padrões podem ser utilizados para interpolações, ligando os eventos a uma escala linear de tempo absoluto.

A perspectiva do tempo linear esclarece a história geológica, possibilitando a reconstrução “dinâmica” da bacia, por exemplo o tempo da maturação e da migração do petróleo. Permite, ainda, o cálculo estimado do tempo decorrido em uma seção ausente por inconformidade (erosão ou não deposição).

Localmente a taxa de sedimentação facilita estimar-se o intervalo de tempo decorrido para depositar uma seção de determinada espessura e composição. **Regionalmente**, necessita-se de uma escala numérica de tempo absoluto.

Os “exploracionistas” podem estabelecer uma cronoestratigrafia numérica para comparar seções estratigráficas, principalmente seções de poços, calculando estimativas para

o tempo representado no registro sedimentar ou decorrido na ausência deste registro (Van Hinte, 1978), permitindo um novo tipo de representação cronoestratigráfica, através de isócronas (Agterberg, 1990).

A análise exaustiva dos diferentes aspectos envolvidos na correlação geológica fogem ao escopo deste trabalho que se restringirá ao estudo das possibilidades e implicações do emprego da metodologia, aqui apresentada, para o estudo de sedimentos siliciclásticos, como base para o desenvolvimento do modelo tridimensional do ambiente sedimentar de determinada região e, mesmo, o possível uso das relações estabelecidas localmente para correlações regionais.

5.1 – Correlação e Modelos Sedimentares.

O emprego de descrições quantitativas de ciclos sedimentares identifica a importância de três atributos: a dimensão do ciclo, representada por sua espessura e distribuição regional, sua complexidade e sua regularidade. Dependendo das taxas de acumulação, a espessura de um ciclo é mais ou menos relacionada com o intervalo de tempo que ele representa. A distribuição regional dos ciclos é equivalente à sua dimensão lateral e determinada pelo ambiente sedimentar e pelos processos deposicionais.

A definição de ciclos sedimentares, aqui utilizada, é abrangente e compreende mesmo feições sedimentares como lâminas ou estratificação, desde que sejam repetitivas. A importância dos ciclos na análise estratigráfica se relaciona com a sua possibilidade de ser reconhecido, regionalmente. Da mesma forma, é importante que haja um equilíbrio entre a formação das camadas e das superfícies de acamamento. Camadas formadas lentamente e alternadas com intervalos ainda maiores de não deposição, não informam sobre tempo e estão no limite da resolução estratigráfica.

A análise quantitativa dos ciclos sedimentares e sua interpretação em termos de tempo requer um procedimento estratigráfico de medida adequada que permita hipótese sobre as taxas de acumulação. A metodologia proposta neste trabalho se mostra eficiente para o estudo de seções estratigráficas isoladas. Para a correlação entre seções, entretanto, é necessário algum tipo de regularidade que possibilite o estabelecimento de relações. Dos três tipos de regularidade: sequência, espessura e tempo, são estudados, principalmente, os intervalos

regulares de tempo, e as demais regularidades só interessam por facilitar que sejam interpretadas como representativas de regularidade no tempo.

Sob condições estáveis de sedimentação, é sempre mais provável que ciclos da mesma espessura representem intervalos iguais de tempo. Qualquer outro mecanismo implicaria em que as flutuações da taxa de acumulação se combinassem, de forma acidental, formando ciclos da mesma espessura, o que contraria a regra da navalha de Occam²⁵. A regra que relaciona tempo de deposição e espessura das camadas foi primeiro formulada por Sander e afirma que é muito improvável que camadas da mesma espessura resultem de oscilações acidentais da taxa de sedimentação, operando em intervalos de tempo que variam, de forma acidental (Sander, 1930, *apud* Schwarzacher, 1993).

A distribuição das espessuras dificilmente leva a evidências definitivas sobre a origem das camadas mas sempre podem ser investigadas se não estão contraditórias com as hipóteses ou modelos escolhidos para explicar a formação do conjunto de camadas sedimentares.

O empilhamento de rochas bem distintas, quase sempre separadas por discordâncias, leva ao mais simples modelo de correlação geológica, o de estratigrafia de "camada de bolo" – aplicável somente a rochas sedimentares depositadas com taxa de sedimentação constante em grandes distâncias – permitindo a correlação de extensas seqüências estratigráficas. Este modelo foi aplicado já no século 18, na Itália, em 1759, por Arduino ao identificar rochas do Terciário (Harland *et alii*, 1990) e por White na Bacia do Paraná, no início deste século (White, 1908).

A correlação de unidades lito-estratigráficas formalmente definidas, entretanto, é dificultada pela recorrência, no tempo, de condições de sedimentação que resultam em rochas semelhantes. Na verdade, a correlação destas unidades só é possível quando se pode verificar ou inferir continuidade lateral entre as camadas. A correlação de estratos que têm diferentes espessuras em diferentes localidades implica em inferências genéticas ou de tempo, fugindo, assim, da definição formal de unidades lito-estratigráficas. Diferentes motivos levam à diferença de espessura, como mudanças nas taxas de sedimentação, compactação diferencial,

²⁵ Navalha de Occam: princípio filosófico de não multiplicar entidades desnecessariamente; princípio da parcimônia. Em geologia, implica em buscar sempre a explicação mais simples para o fenômeno observado.

variações de fácies etc., além de resultados de eventos erosionais ou de não deposição.

É necessário, portanto, estabelecer-se a estrutura espacial da correlação, sendo, entretanto, difícil de se encontrar áreas com dados suficientes para calculá-la. Normalmente, se essa área é encontrada, a estrutura observada é tão clara que já não há necessidade de teste. Por outro lado, quando se dispõe de um grande volume de informações concentradas, possibilitando formular um modelo detalhado para uma pequena área, esse mesmo detalhe pode funcionar como ruído quando, se deseja generalizar a correlação para toda a bacia.

Na verdade, a escolha do modelo de sedimentação não parece muito crítica. A experimentação tem mostrado que modelos simples, bidimensionais, podem produzir estruturas de correlação próximas às observadas (Schwarzacher, 1985b). ▲

A estruturação de modelos sedimentares, no campo teórico, é um exercício acadêmico que pode ser instrutivo e um excelente meio de testar os modelos conceituais, ajudando mesmo a melhor entender as implicações destes e orientar as observações de campo.

Finalmente, é importante lembrar que a correlação litológica não é mensurável, está certa ou errada. A prova de que a correlação está correta é obtida mostrando-se que determinado horizonte é único na coluna estratigráfica; podendo ser traçado lateralmente de localidade a localidade (Agterberg, 1990). ▲

5.2 – Correlação quantitativa

O emprego de métodos numéricos para analisar possibilidades de correlação geológica é problemático e só alcança sucesso em condições excepcionais. Quando é possível utilizá-los, entretanto, permitem o entendimento dos processos geológicos envolvidos e justificam, plenamente, o esforço para seu emprego.

As correlações geológicas mais problemáticas, principalmente nos sedimentos siliciclásticos, se apresentam quando se trata com mudanças ou variações de fácies complexas ou quando estão presentes ciclos sedimentares. Neste caso, entretanto, a metodologia aqui discutida tem apresentado possibilidades interessantes.

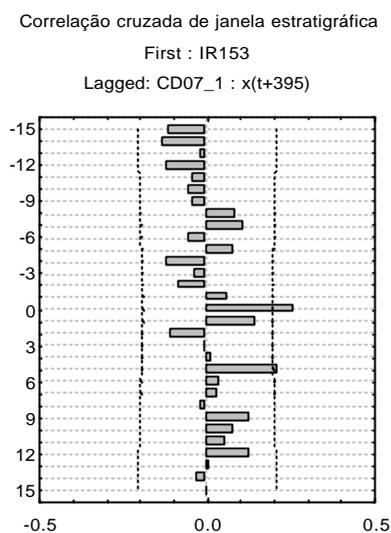
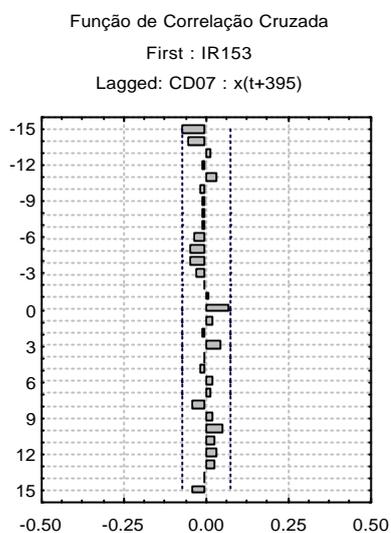
A litoestratigrafia e, em grande parte, a cronoestratigrafia, quando consideradas sob a

ótica da estratigrafia de seqüências, visam, em primeiro lugar, à geometria dos corpos de rocha, associada diretamente aos mecanismos de formação dos sedimentos. Os processos de sedimentação envolvem uma parcela estocástica e a geometria das unidades de rocha por eles formadas reflete essa participação. Essa componente estocástica que se reflete nas variações de taxa de aporte e de acumulação, de local para local, constitui a maior dificuldade e incerteza nos procedimentos numéricos de correlação (Schwarzacher, 1985b). ▲

O método de comparação quantitativa de aplicação mais imediata é o de correlação cruzada (ver seção 4.3.6.3). É importante lembrar que, no caso de comparação de séries temporais relativas a informações estratigráficas, não há um ponto inicial de coincidência entre as duas séries, a menos que se tenha correlação geológica entre as mesmas. A fig. 5-1 é um exemplo de correlação cruzada entre os poços IR-153-RS e CD-07-RS, tomando como referência a SIM contida na formação Palermo (Postos 597 e 202, respectivamente). O resultado confirma a existência de padrões semelhantes nos dois poços, indicados pela correlação positiva e significativa no deslocamento zero.

É importante destacar que os dados dos dois poços mencionados foram obtidos pela leitura de perfis em escalas diferentes (1:100 no IR-153 e 1:500 no CD-07). Desta forma, se pode concluir que os padrões existentes persistem por intervalos suficientes para serem detectados por um método não robusto como o da correlação cruzada. A observação da Fig. 5-1 mostra, ainda, uma tendência persistente à defasagem, com um deslocamento de 15 (correlações negativas), podendo estar relacionada com as diferenças de escala dos perfis das duas sondagens consideradas.

O correlograma da figura 5-1 foi obtido usando-se a seção completa levantada no IR-153-RS (1104 CAM) com a do CD-07-RS (752 CAM). Isso, naturalmente, produz um maior nível de ruído que pode ser reduzido, tomando-se uma janela, em torno do ponto de correlação, no caso, a SIM. Tomando-se uma janela de cerca de 100 CAM, acima e abaixo desta superfície, aumenta os índices de correlação (Fig. 5-2), confirmando a coincidência de padrões deposicionais existente entre as duas sondagens. O índice de correlação positivo obtido com cinco deslocamentos positivos, mostra a persistência das seqüências de quinta ordem na seção estudada.



<p><i>Fig. 5-1 – Correlograma cruzado das sondagens IR-153-RS e CD-07-RS, tendo como ponto de coincidência a SIM contida na formação Palermo (respectivamente 597 e 202), destacando os valores da correlação nos deslocamentos 0 e ± 15</i></p>	<p><i>Fig. 5-2 – Correlograma cruzado de janela de 200 CAM em torno da SIM das sondagens IR-153-RS e CD-07-RS. Nota-se a correlação positiva e significativa nos deslocamentos 0 e 5, indicando seqüências de quinta ordem nas duas sondagens.</i></p>
---	--

6. Seqüência Siliciclástica Permiana da Bacia do Paraná

Em termos globais, o período Permiano é relativamente mal estudado, quando comparado a outros períodos da Escala Geológica de Tempo. A sua divisão em duas ou três partes ainda não foi resolvida. Segundo Harland (Harland et alii, 1990a.), esta confusão ainda está por ser decidida, em nível internacional, e decorre, em parte, do fato de as seções russas do Permiano tardio, ainda que melhores do que as do oeste da Europa, não apresentarem qualidades adequadas para um padrão, com poucas ocorrências claras para correlação. A escala mais recente mostra algumas simplificações e alterou a duração do período para 41,8 Ma., de 290 a 249,2 Ma mas ainda se ressentem da falta de informações (Gradstein e Ogg, 1996). A curva de nível eustático do mar (Ross C.A. e Ross, J.R.P., não publicado, *apud* Harland et alii, 1990b) para o Permiano (Fig. 6.1) apresenta uma fase transgressiva que se desenvolve de 270 Ma a 248 Ma, com rápida regressão 256 Ma (topo do Kunguriano?) e outra, bem mais pronunciada, em 252,1 Ma (topo do Ufiniano-Kazaniano?)

A bacia do Paraná é uma ampla sinéclise, com cerca de 1.700.000 Km², situada na porção centro sul do Brasil. Faz parte de uma depressão ainda mais ampla que compreende regiões do Paraguai, Argentina, Uruguai e África do Sul, que juntas formavam parte do paleocontinente do *Gondwana* (Milani & Zalan, 1998).

Em termos geológicos, três ciclos principais caracterizam o seu preenchimento sedimentar: a porção siluro-devoniana, com sedimentos marinhos e litorâneos; o preenchimento permo-triássico, desde marinho até lacustre; e a porção jurássico-cretácica, composta de uma espessa seção de lavas basálticas e arenitos flúvio-eólicos (Milani *et alii*, 1994) (fig. 6-1).

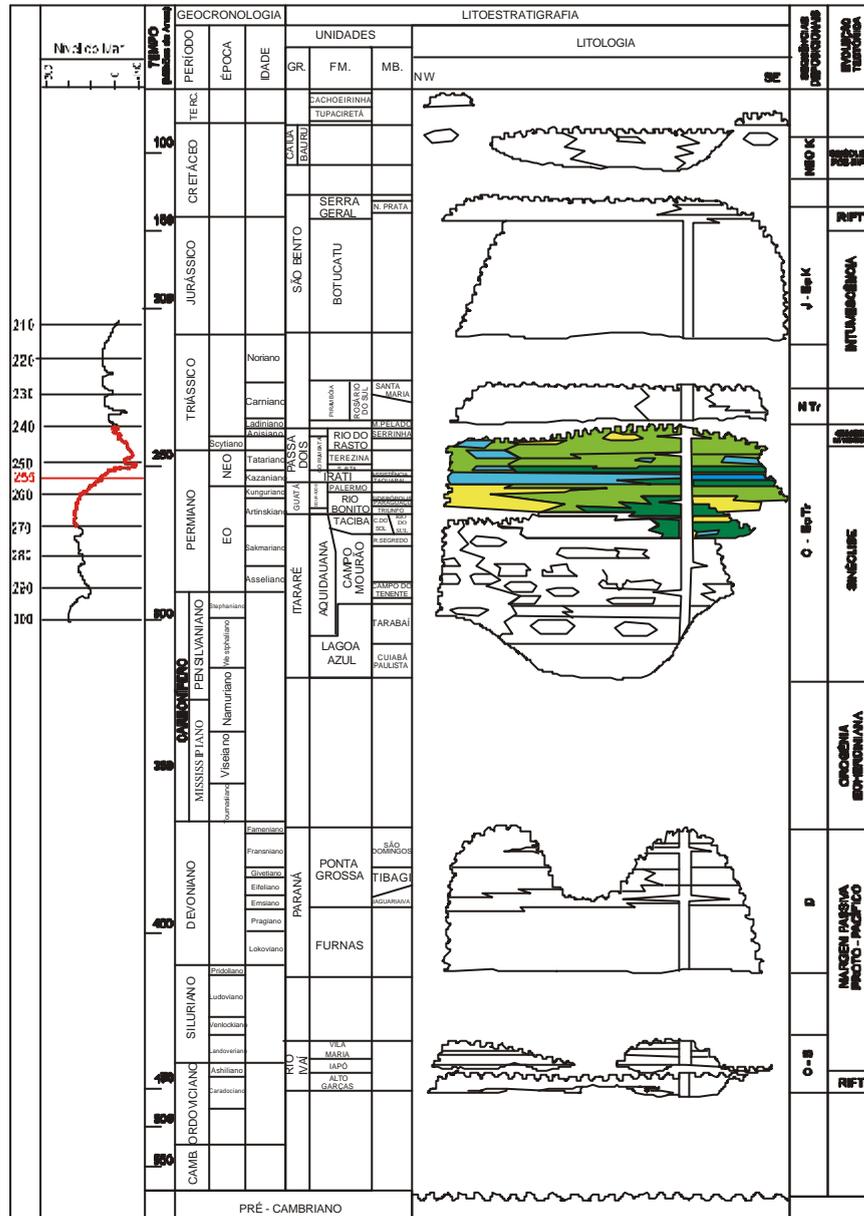


Figura 6-1 – Coluna estratigráfica de referência adotada nos exemplos discutidos para a bacia do Paraná. Adaptada de Milani e Zalan, 1998, com a curva de nível eustático do mar de Ross C.A. e Ross, J.R.P., (não publicado, apud Harland et alii. 1990b) e idades segundo Gradstein e Ogg, (1996). (adptado de Medeiros, 1996).

Em termos de configuração tectono-sedimentar, a bacia do Paraná é uma depressão, com margem em rampa. Foi sempre rasa, e em decorrência, não apresenta uma geometria de fundo onde se possa diferenciar uma bacia profunda, separada de uma plataforma rasa por um talude continental (Scherer, 1992). ▲

A bacia do Paraná tem em seu registro sedimentar os testemunhos de uma das mais notáveis glaciações continentais da história da Terra, no Permiano. Esta glaciação influenciou, consideravelmente, na configuração geológica das rochas do segundo ciclo sedimentar. O estudo desta seção se reveste de grande importância, particularmente, face à deficiência de informações que permitam sua correlação, em nível internacional. Aplicando a estratigrafia de sequências e a análise de ciclicidade, os sedimentos permianos vêm sendo objeto de estudo do Laboratório de Correlação Geológica e Análise de Bacias da UERJ, dando origem a vários relatórios técnicos (Della Fávera, Chaves *et alii*, 1992, 1993, 1995, 1996, 1997, 1998, Medeiros, Della Fávera, Chaves *et alii*, 1999) e artigos e comunicações. ▲

6.1 - Arcabouço Tectônico

Durante o Ciclo Tectônico Brasileiro, se processaram a colisão e a sutura de diversos núcleos cratônicos e suas correspondentes faixas móveis, levando à formação do que viria a ser o continente Gondwana (Zalán *et al.*, 1990). ▲ A área em estudo se encontra localizada sobre a Faixa Móvel Tijuca e o Cinturão Magmático Dom Feliciano. Estas feições tectônicas se desenvolveram naquele ciclo e ocorrem, atualmente, no sul do Brasil.

A porção da crosta continental que veio a ser formada pela sutura deste conjunto de cratons e faixas móveis atuou como substrato, permitindo a instalação e o desenvolvimento, no sul do Brasil, de uma bacia sedimentar intracratônica entre o Siluriano e o Cretáceo. Por sua própria origem, o embasamento dessa bacia intracratônica - a bacia do Paraná - formado por variada composição litológica, apresenta inúmeras zonas de fraqueza que, se entrecruzando, fragmentam o embasamento em uma miríade de blocos. Segundo Zalán *et alii* (1990), a reativação desses falhamentos resultou da dissipação dos esforços intraplaca, ocasionando, em consequência, uma forte influência na distribuição das fácies sedimentares. Durante o Permiano, entretanto, essa movimentação é pouco evidente, sugerindo, inclusive, que o único efeito tectônico importante seja mesmo a subsidência (Milani e Ramos, 1998). ▲

6.2 - Arcabouço Estratigráfico

O arcabouço cronoestratigráfico da bacia do Paraná foi inicialmente estabelecido por White (1908), que propôs a primeira subdivisão formal. Após esse trabalho, diversas outras colunas foram construídas, associando modificações que os seus autores julgaram importantes para aprimorar o conhecimento da bacia.

A adoção de uma coluna estratigráfica formal neste trabalho visa, unicamente, facilitar a identificação dos intervalos trabalhados e associar as modificações encontradas às mudanças observadas em escala bacinal. Optou-se por adotar a coluna estratigráfica estabelecida por Milani *et alii* (1994) (Fig. 6.1), onde as grandes unidades com representação regional estão relacionadas aos megaestágios evolutivos da bacia.

Segundo Milani *et alii* (*op. cit.*), foi durante o Eocarbonífero que a bacia do Paraná experimentou um grande episódio de instabilidade, resultado de uma conjugação de fatores climáticos e tectônicos, que originou a discordância de maior hiato (45Ma.) observada na bacia. Após o final da glaciação, no Westphaliano, a sedimentação é retomada com a deposição do grupo Itararé, que corresponde à porção basal da sequência carbonífera-eotriássica.

A coluna litoestratigráfica pode ser utilizada, com proveito, como descritora de fácies, mesmo aplicando-se a estratigrafia de sequências. Na verdade a grande divergência, que deve ser sempre lembrada, neste trabalho, é com relação aos contatos entre as fácies, os quais, comumente, na bacia do Paraná, não são síncronos, como se admitiria na litoestratigrafia clássica.

6.3 - Evidências de ciclicidade na área de Figueira-Sapopema

A área de Figueira-Sapopema foi objeto de estudo do LABCG, durante o II Curso de Projetos de Análise de Bacias (IICPAB), em 1993 (Della Fávera; Chaves; Pereira *et alii*, 1993). Os resultados foram divulgados, também, em diversas comunicações em congressos internacionais e nacionais (Chaves; Medeiros; Pereira, 1993; Della Fávera; Chaves; Pereira; *et alii*, 1993; Chaves; Della Fávera; Medeiros; Pereira, 1994; Chaves; Della Fávera; Reis *et alii*, 1994; Della Fávera; Chaves; Reis *et alii*, 1994; Chaves; Della Fávera; Medeiros; *et alii*, 1995; Chaves & Della Fávera, 1996).

Esta área apresenta notável situação geológica de grande interesse econômico, com jazidas de carvão e minério de urânio. Em termos de estratigrafia de seqüências, a seção permiana da área se caracteriza por duas seqüências de segunda ordem. A seqüência inferior, objeto do estudo, é composta por depósitos glacio-lacustrinos depositados em discordância, na borda da bacia, decorrente do rebaixamento do nível do mar associado às glaciações. Durante o trato de sistema de nível de mar baixo (*lowstand*), se instala um sistema de rios entrelaçados (*lowstand wedge*), desenvolvendo um sistema de ilhas de barreira-laguna, com a formação de *braid deltas* e turfeiras na sua margem, controlando as ocorrências de carvão. **Superfícies transgressivas** observadas mesmo dentro da seqüência deltaica, desenvolvem características grafo-elétricas que permitem identificar marcos, sendo os mais notáveis os denominados Marco Verde e Marco Vermelho. A superfície de inundação máxima (**SIM**) da seqüência localiza-se acima, dentro da formação Palermo. Acima desta superfície, tem-se o trato de sistemas de mar alto (*highstand*) que culmina no topo da formação Irati, limite superior da seqüência de segunda ordem (Della Fávera; Chaves; Pereira *et alii*, 1993). ▲

Padrões repetitivos de sedimentação ficam evidentes nas rochas expostas, na área de mineração da Companhia Carbonífera Cambuí, em Figueira, PR. Tais padrões podem ser identificados, nas diversas litologias, seja em siltitos (Fig. 6-2), seja nos próprios arenitos e

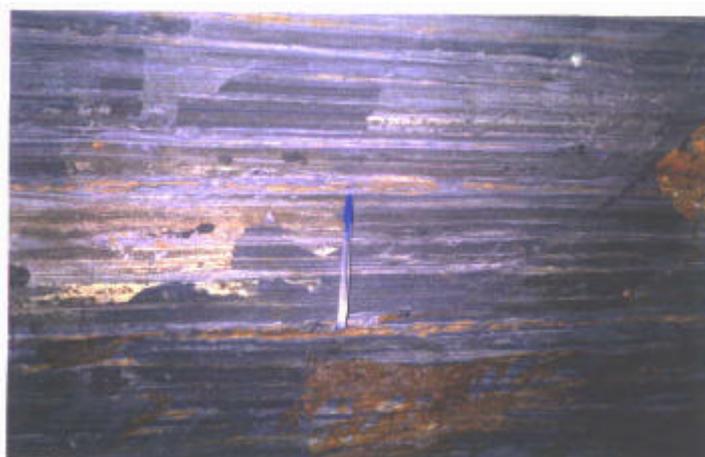


Fig. 6-2 – Ritmos sedimentares em siltitos lagunares imediatamente sobrepostos ao carvão. Mina “Plano Inclinado” da Cia. Carbonífera Cambuí (Foto Hernani Chaves).



Fig. 6-3 – Ritmos sedimentares em arenitos deltaicos. Intervalo entre o Marco verde e o diamictito. Mina de céu aberto da Cia. Carbonífera Cambuí (Foto Hernani Chaves).

6.3.1 - Ciclicidade na área de Figueira-Sapopema

Para análise e quantificação da sedimentação episódica, foram estudadas seis sondagens, no Projeto desenvolvido pelo LABCG, em 1993. Para ilustrar a aplicação da metodologia aqui proposta, foram selecionados duas, uma ao Sul, na área de Figueira – o FI-385-PR – e outra ao Norte, na área de Sapopema – o SP-58-PR - distando cerca de 23.000 m entre eles. Os gráficos XY (Fig. 6-4) das espessuras das CAM, identificadas no perfil de raios gama das duas sondagens, tornam bem evidentes as oito parasequências identificadas na área (Della Fávera ; Chaves; Pereira *et alii*, 1993). Estas parasequências são aqui interpretadas como sequências de quarta. ordem, as quais se agrupam em cinco sequências de terceira ordem, sendo que no SP-58 há duas sequências com afinamento para cima (*thinning upward*) sendo as demais, nas duas sondagens com espessamento para cima (*thickening upward*). Cada parasequência, por sua vez, pode ser dividida em *PAC* (*punctuated aggradational cycles*). Os gráficos de Fischer evidenciam, ainda, a natureza regional dos processos sedimentares, mostrando padrões correlacionáveis nas duas sondagens, mesmo em nível dos *PAC*.

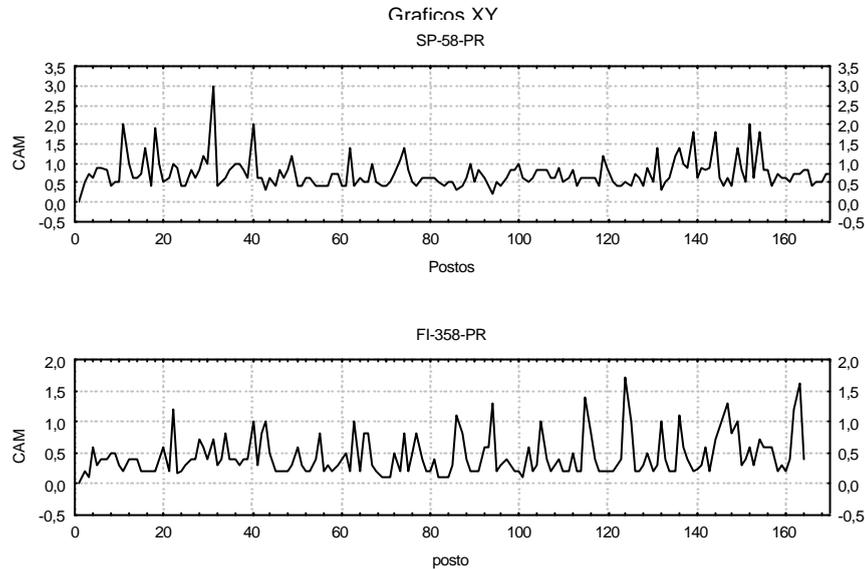


Fig. 6-4 – Gráficos XY das espessuras de CAM identificadas no perfil raios gama da sondagem FI-385-PR e da SP-58-PR.

Os autocorrelogramas simples e os parciais das referidas sondagens (Fig. 6-5) mostram a presença de pacotes correlacionáveis, com cerca de cinco camadas – os *PAC* – e outros pacotes, com nove camadas e ainda outros, com treze, esses mais evidentes nos correlogramas do SP-58. Essas associações são confirmadas, de forma notável, no correlograma cruzado das duas sondagens, obtidas com a coincidência das superfícies de inundação máxima (Fig. 6-6). Após a coincidência, o gráfico mostra correlações significativas, com deslocamento (*lag*) 13, permitindo associar esses ciclos sedimentares com seqüências de quarta ordem. No correlograma cruzado, há indicações, ainda, de correlações positivas e negativas, com deslocamentos menores, em torno de cinco, provavelmente associadas com seqüências de quinta ordem, na pilha sedimentar.

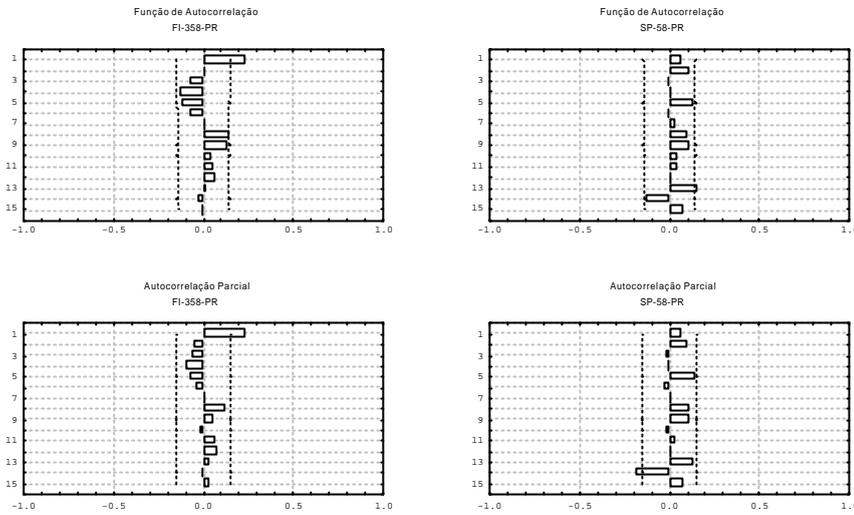


Fig. 6-5 – Autocorrelogramas simples e parciais das espessuras das CAM identificadas no perfil raios gama da sondagem FI-385-PR e da SP-58-PR.

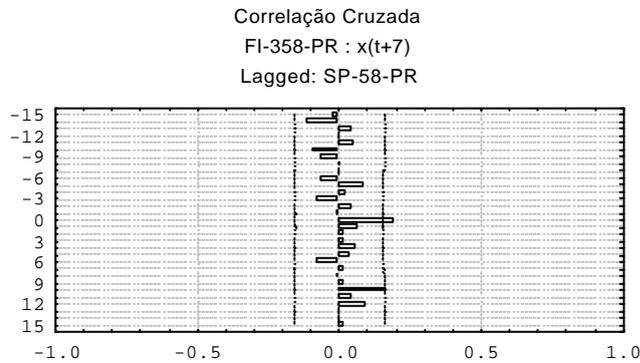


Fig. 6-6 – Correlograma cruzado das observações nas sondagens FI-385-PR e da SP-58-PR deslocados de forma a obter-se máxima coincidência com deslocamento (lag) zero.

Os periodogramas (Fig. 6-7) , resultado da análise espectral das espessuras das camadas nas duas sondagens, mostram picos destacados, em torno de onze a treze camadas. Os comprimentos de onda relacionados a estes picos, marcados com a letra **M** nos periodogramas, foram associados ao ciclo de 100 Ka anos, na série de Milankovitch. As tabelas 6.1 e 6.2 mostram as razões entre os períodos correspondentes aos números de onda e as estimativas dos intervalos de tempo registrados em cada uma das seções estratigráficas amostradas nas sondagens, como discutido no item 4.3.8.6. Como mencionado anteriormente,

vale destacar que as estimativas representam o tempo mínimo indicado no registro sedimentar, considerando os hiatos uniformemente distribuídos na seção estratigráfica.

Tabela 6-1
FI-385-PR
Picos identificados com os ciclos de Milankovitch e estimativas do tempo de deposição da seção total

# de onda	Período (CAM)	Razão	Milank. (ka)	Estimativa (ka)	# de onda	Período (CAM)	Razão	Milank. (ka)	Estimativa (ka)
1	164,00	14,000			38	4,32	0,368		
6	27,33	2,333			42	3,90	0,333	35,6	1.352,0
9	18,22	1,556			48	3,42	0,292		
12	13,67	1,167	123,0	1.476,0	56	2,93	0,250	30,0	1.440,0
14	11,71	1,000	100,0	1.400,0	59	2,78	0,237		
16	10,25	0,875			63	2,60	0,222		
22	7,45	0,636	67,0	1.474,0	66	2,48	0,212	21,2	1.399,0
26	6,31	0,538			72	2,28	0,194	19,0	1.368,0
30	5,47	0,467	45,0	1.350,0					

Periodogramas

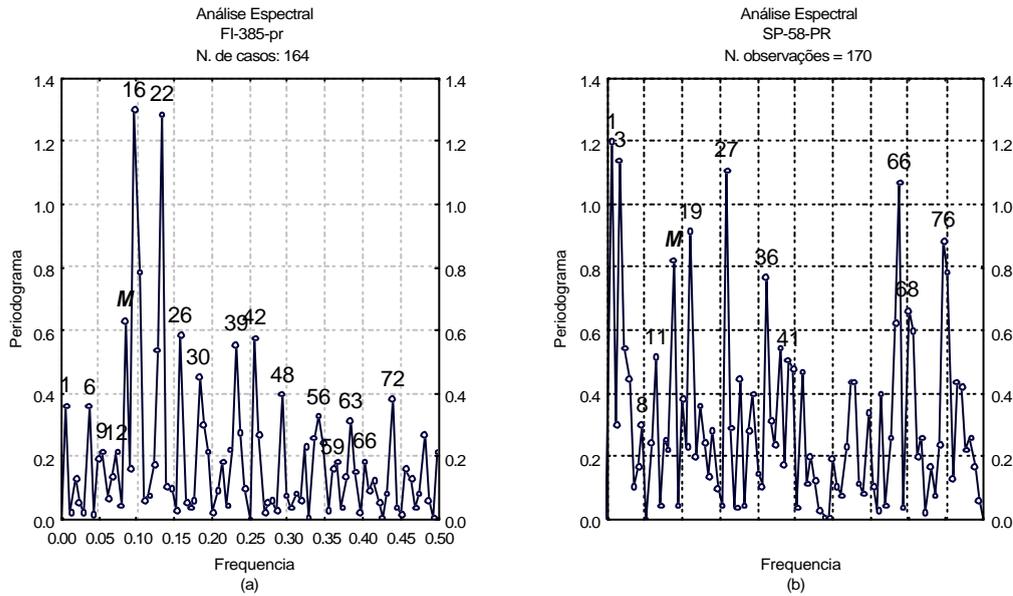


Fig. 6-7 – Exemplos de periodogramas da área de Figueira-Sapopema (PR). O pico da harmônica identificada com o ciclo orbital de 100 ka está identificado por M . a) FI-385-PR; b) SP-58-PR.

Pelos resultados apresentados, 1,4 milhões de anos parece ser uma estimativa adequada para a deposição da seção amostrada, na sondagem FI-385-PR (Tab. 6-1), com um total de 72,80 m. A taxa de acumulação média para a sondagem é um cálculo direto, tomando-se a espessura do intervalo pelo tempo estimado para a deposição, no caso 72,80 m em 1,4 Ma ou 5,2 cm/ka

Tabela 6-2
SP-58-PR
Picos identificados com os ciclos de Milankovitch
e estimativas do tempo de deposição da seção total

# de onda	Período (CAM)	Razão	Milankovitch (ka)	Estimativa (ka)
1	170,00	15,000		
3	56,67	5,000		
8	21,25	1,875		
11	15,45	1,364		
15	11,33	1,000	100,0	1.500,0
19	8,95	0,789		
27	6,30	0,556		
36	4,72	0,417	42,3	1.521,0
41	4,15	0,366	35,6	1.460,0
66	2,58	0,227		
68	2,50	0,221	21,2	1.442,0
76	2,24	0,197	19,0	1.444,0

Da mesma forma, as estimativas para o SP-58-PR indicam que 1,5 Ma é um valor razoável para o tempo de deposição da seção amostrada nesta sondagem, com um total de 122,4 m. A taxa de sedimentação média para a sequência é, também, um cálculo direto, tomando-se a espessura da intervalo pelo tempo estimado para a deposição, no caso 122,4 m em 1.5 Ma ou 8.16 cm/ka

A sondagem SP-58-PR tem seção maior, com seis camadas a mais que o FI-385-PR, o que justifica a diferença de 100 Ka a mais em sua seção, aceitando-se 1,5 Ma como a estimativa mínima de registro para o tempo de acumulação do intervalo estratigráfico amostrado nas sondagens realizadas na área de Figueira-Sapopema, isto é, a sequência de segunda ordem da base do Permiano. A diferença encontrada, nas duas sondagens, na taxa de acumulação decorre da posição das sondagens relativamente aos sistemas deposicionais. Nesta área, essas taxas devem variar, pelo menos, de 5 a 9 cm/ka, o que é compatível com deposição deltaica ativa.

6.4 - Área do Distrito Carbonífero de Santa Catarina

Os projetos desenvolvidos durante o IV e o V Cursos de Projetos de Análise de Bacias, em 1995 e 1996, respectivamente, estudaram a seção Permiana do Distrito Carbonífero de Santa Catarina (Della Fávera, Chaves, Medeiros *et alii*, 1995 e Della Fávera, Chaves, Azevedo-Soares *et alii*, 1996), tendo sido apresentados os resultados em comunicações em congressos internacionais e nacionais (Chaves, Della Fávera, Medeiros *et alii*, 1995; Chaves & Della Fávera, 1996; Della Fávera & Chaves, 1996, Albuquerque, Medeiros; Chaves, 1997)

O Distrito Carbonífero de Santa Catarina é uma das principais e das mais velhas áreas produtoras de carvão, no Brasil. A mineração desenvolve-se nas proximidades da cidade de Criciúma, no Estado de Santa Catarina, de onde o carvão é extraído desde 1895.

Nesta área, o carvão ocorre na formação Rio Bonito, que é dividida, da base para o topo, nos membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis. Usando o método da estratigrafia de seqüências, pode-se quebrar esta formação em duas seqüências de terceira ordem. A inferior, compreendendo os membros Triunfo e Paraguaçu, tem seu limite marcado por uma discordância, na base da formação Rio Bonito, de acordo com dados obtidos no Rio Grande do Sul. A superfície de inundação máxima desta seqüência está marcada num intervalo argiloso dentro do membro Paraguaçu. Seu limite superior é chamado de marco *N*, e assinala uma importante diferença estrutural entre os dois pacotes, cuja origem ainda é discutível. A seqüência superior corresponde ao membro Siderópolis, cujo limite superior supõe-se ser a base da formação Irati. Sua superfície de inundação máxima encontra-se na formação Palermo.

A natureza da sedimentação é siliciclástica e orgânica, englobando arenitos quartzosos, siltitos argilosos, folhelhos e rochas carbonosas, inclusive o carvão. Todo o conjunto indica origem relacionada a sedimentos periglaciais, depósitos deltaicos associados a sistemas de barreiras - lagunas, e ligados à cordões litorâneos e à plataforma dominada por tempestades.

Vale comentar a excelente correlação demonstrada entre os perfis das sondagens da área de Santa Catarina com os da área de Figueira-Sapopema. Observa-se pela correlação que os membros Siderópolis e Paraguaçu, nesta área desaparecem em direção ao norte e passam,

litoestratigraficamente, à formação Palermo. No entanto, as correlações de parasequências continuam a se fazer com qualidade razoável. Graças a esta correlação, foi possível transferir os marcos Verde e Vermelho da área de Figueira-Sapopema para a área de Criciúma (Della Fávera, Chaves, Medeiros et alii, 1995). ▲

6.4.1 – Ciclicidade no Distrito Carbonífero de Santa Catarina

Na área sul de Santa Catarina, ciclos e ritmos expressos pela variação da espessura das camadas sedimentares são observados em perfis, afloramentos e testemunhos. Para analisar o comportamento das variações na sedimentação com o tempo e identificar possíveis padrões de ciclicidade, foram escolhidos os perfis de duas sondagens – PN-14-SC e PN33-SC - das sete estudadas em 1995, por amostrarem seções mais completas. A espessura das CAM e seu arranjo sequencial formam o conjunto básico de variáveis analisadas.

Nos gráfico XY do PN-14-SC e PN-33-SC (fig. 6-7) observa-se nítida presença de ritmos, ao longo de todas as seções amostradas, constatando-se a ocorrência de associações de quatro a cinco espessuras, tanto em ciclos de espessura crescentes como decrescentes. Sendo as CAM associadas a camadas, esses ciclos formam parasequências ou sequências de ordem imediatamente superior, segundo a conceituação da Exxon. Na mesma figura, os gráficos de Fischer evidenciam as correspondências dos ciclos sedimentares nas duas sondagens.

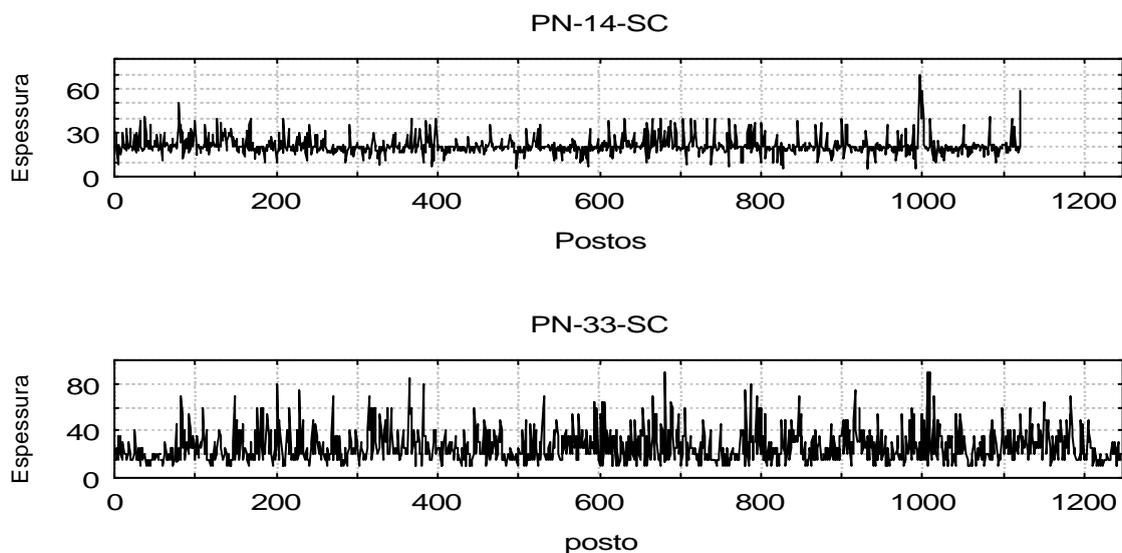


Fig. 6-8 – Gráficos XY das espessuras de CAM identificadas no perfil raios gama da sondagem PN-14 e da PN-33-SC, mostrando parasequências de dois ou três níveis de hierarquia estratigráfica.

Como já mencionado, os sedimentos permianos das bacia do Paraná apresentam intercalações sedimentares bem definidas permitindo que a análise de autocorrelação e a de correlação cruzada apresentem resultados surpreendentes. Os autocorrelogramas parciais das duas sondagens citadas (fig. 6-8a e 6-8b) mostram picos significativos com quatro e entre oito e treze deslocamentos, o que indica a presença, nos dois poços, de conjuntos de pacotes que podem ser associados a seqüências de quinta e quarta ordem, respectivamente. O correlograma cruzado das mesmas sondagens (Fig. 6-8d) confirma a persistência regional dos processos sedimentares, gerando paraseqüências de quarta e quinta ordem, sem que isso implique em que esses pacotes sejam correlacionáveis no sentido geológico, individualmente.

Como já mencionado, é excelente a correlação geológica entre os perfis de sondagens do Distrito Carbonífero de Santa Catarina e de sondagens da área de Figueira-Sapopema no Paraná. Surpreendentemente, face à variação de escalas adotadas, essa correlação acontece em correlação cruzada de sondagens das duas áreas (Fig. 6-8c e 6-8e). O correlograma cruzado do FI-385-PR com o PN-14-SC, mostra sugestão de correlação, em torno de 4 a 5 deslocamentos e correlação significativa, com 14 deslocamentos, indicando que os processos sedimentares, durante o Permiano, foram persistentes não apenas em nível regional mas se estenderam por boa parte da bacia. O correlograma cruzado do SP-58-PR com o PN-14-SC, por sua vez, mostra um padrão peculiar, com índices de correlação significativa, entre os níveis de deslocamento -3 e 5, e, ainda no nível 12. Uma explicação para o padrão de correlação observado seria a confirmação da existência de um processo bem definido, com amplitude bacinal, levando à formação dos pares e pacotes sedimentares. Fica evidente a existência de paraseqüências envolvendo esses grupos de camadas.

O resultado da análise espectral das duas sondagens (Fig 6-9a e 6-9b) evidencia as harmônicas mais proeminentes em cada uma delas. As tabelas 6.1 e 6.2 indicam as razões entre os períodos correspondentes aos números de onda e as estimativas dos intervalos de tempo registradas em cada uma das seções estratigráficas amostradas nas sondagens, como discutido no item 4.3.8.6. A comparação dos períodos sedimentares com os períodos astronômicos da Banda de Milankovitch, através das razões, indica que se pode atribuir às variações do nível do mar e climáticas uma boa parte dos ciclos sedimentares observados.

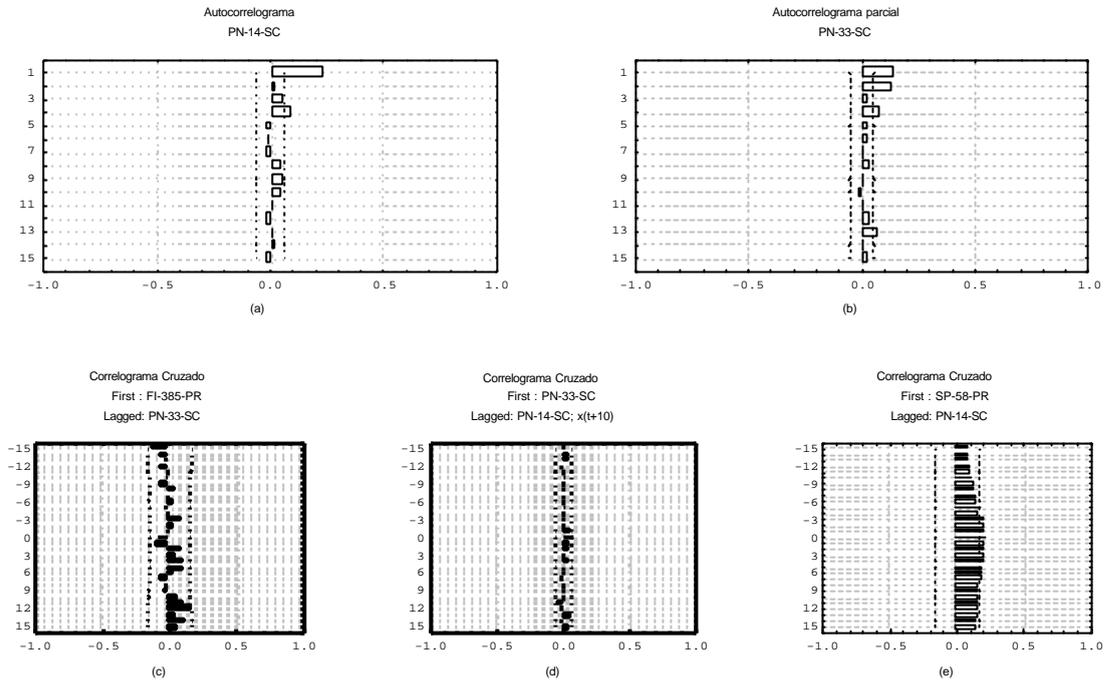


Fig 6-9 – Correlogramas Parciais e Cruzados – a) correlograma parcial do PN-14-SC mostrando correlação significativa com 4 e 9 deslocamentos; b) correlograma parcial do Pn-33-SC com correlação significativa com deslocamentos 4, 8 e 13; c) correlograma cruzado do FI-385-PR com o PN-14-SC, mostrando sugestão de correlação em torno de 4 a 5 deslocamentos e correlação significativa com 14 deslocamentos; d) correlograma cruzado do PN-14-SC com o PN-33-SC, mostrando correlação significativa nos níveis de deslocamento zero e 13 e 15; e) correlograma cruzado do SP-58-PR com o PN-14-SC, mostrando um padrão peculiar, com índices de correlação significativa entre os níveis de deslocamento -3 e 5, e, ainda no nível 12 (interpretações discutidas no texto).

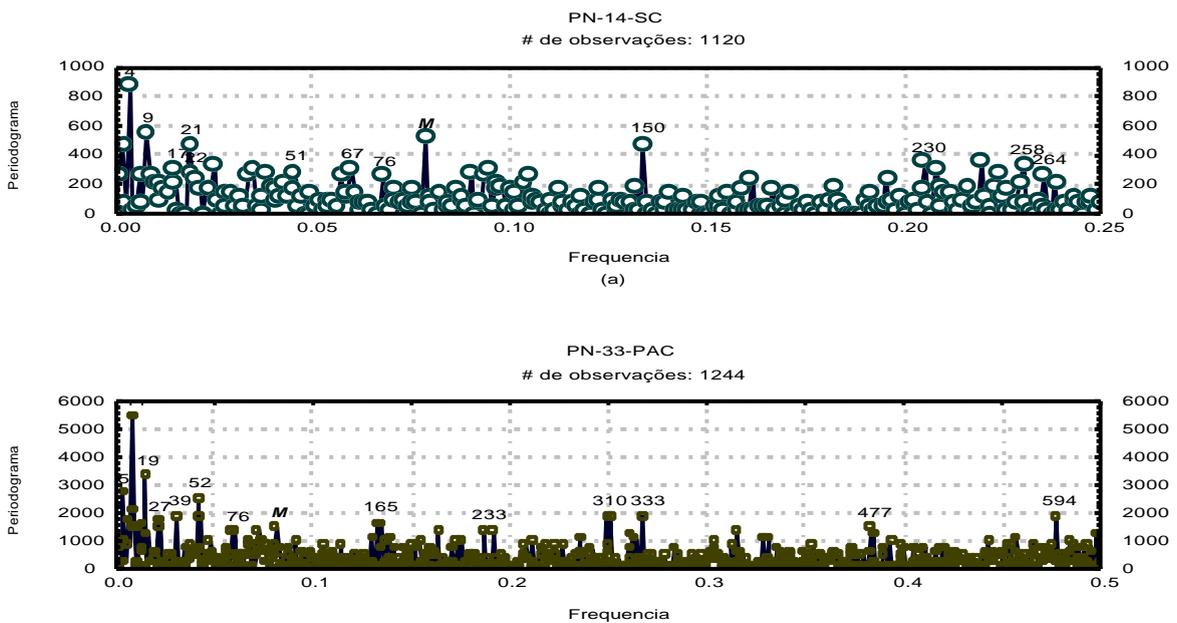


Fig. 6-10 – Exemplos de periodogramas da área do Distrito Carbonífero de Santa Catarina. O pico da harmônica identificada com o ciclo orbital de 100 ka está identificada por M . a) PN-14-SC; b) PN-33-SC.

Tabela 6-3
PN-14-SC
Picos identificados com os ciclos de Milankovitch
e estimativas do tempo de deposição da seção total

# de onda	Períodos (CAM)	Razão	Milank. (ka)	Estimativa (ka)
4	280,00	22,000	2000,0	8.000,0
9	124,44	9,778		
10	112,00	8,800		
17	65,88	5,176		
21	53,33	4,190	413,0	8.673,0
22	50,91	4,000	400,0	8.800,0
51	21,96	1,725		
67	16,72	1,313		
76	14,74	1,158		
88	12,73	1,000	100,0	8.800,0
150	7,47	0,587		
230	4,87	0,383		
233	4,81	0,378		
246	4,55	0,358	35,6	8.757,6
251	4,46	0,351	35,0	8.785,0
258	4,34	0,341		
264	4,24	0,333		
297	3,77	0,296	30,0	8.910,0

Pelas correspondências encontradas entre os ciclos sedimentares e os astronômicos, 8,8 Ma é uma estimativa adequada para o tempo total de deposição amostrado na sondagem PN-14-SC, com 237,5 m de espessura. A taxa de acumulação média, portanto, é de 2,70 cm/ka.

Para as conclusões finais da análise, entretanto, utilizou-se somente o furo PN-33-SC, por ser o que amostrou maior seção estratigráfica, com um total de 327,3 m. Como estimativa do tempo de deposição, assume-se o valor de 10,2 Ma, obtidos pela correspondência da harmônica com número de ordem 76 (indicada por *M* na Fig. 6-10b). A taxa de sedimentação média para esta seção é de 3,2 cm/ka

Tabela 6-4
PN-33-SC
Picos identificados com os ciclos de Milankovitch
e estimativas do tempo de deposição da seção total

# de onda	Período (CAM)	Razão	Milankovitch (ka)	Estimativa (ka)
5	248,80	20,400	2000.0	10.000,0
11	113,09	9,273		
19	65,47	5,368		
27	46,07	3,778	400.0	10.800,0
39	31,90	2,615		
52	23,92	1,962		
76	16,37	1,342	123.0	9.348,0
102	12,20	1,000	100.0	10.200,0
165	7,54	0,618	67,0	11.055,0
168	7,40	0,607		
233	5,33	0,437	44.3	10.322,0
310	4,02	0,329	35.0	10.850,0
313	3,97	0,325		
333	3,74	0,306	30.0	9.990,0
477	2,61	0,214	21.2	10.112,4
594	2,09	0,172	17.5	10.421,7

6.5 Área de Candiota RS

Estudando a geologia da área de Candiota, em 1992, verificou-se, pela primeira vez, a possibilidade de aplicar métodos quantitativos ao estudo da sedimentação cíclica em sequências siliciclásticas, como as que se encontram na área (Della Fávera, Chaves, Pereira *et alii*, 1992). Desde então, diversas pesquisas foram desenvolvidas pelo Laboratório de Análise de Bacias e Correlação Geológica da UERJ, estudando o ambiente sedimentar e as evidências de ciclicidade em depósitos de carvão no Rio Grande do Sul. Na área de Candiota mesmo, foram realizadas novas pesquisas na mina de Seival (Della Fávera, Chaves, Medeiros, Rodrigues, *et alii*, 1997) e duas teses de mestrado (Medeiros, 1996 e Costa, 1999). Foram analisadas, ainda, na parte sul da Depressão Central do Rio Grande, as Minas de Recreio e Recreio Novo e as áreas de Guaíba e Gravataí e o Paleovale de Mariana Pimentel em dois projetos do CPAB – Curso de Projetos em Análise de Bacias (Della Fávera, Chaves, Medeiros, Guimarães, 1998 Medeiros, Della Fávera, Chaves, 1999), três monografias de fim de curso (Prevati, 1999, Silva, 1999, Carneiro, 1999). Os resultados destas pesquisas foram divulgados, ainda, em vários congressos internacionais e nacionais.

O estado do Rio Grande do Sul possui reservas estimadas de 28 bilhões de toneladas de carvão, representando 87% das reservas nacionais. Cerca de 50% dessa reserva é

representada pela jazida de Candiota.

Os exemplos apresentados na discussão da metodologia de análise da ciclicidade (Cap. 4), na maior parte, baseiam-se em dados de sondagens de carvão realizadas na Depressão Central do Rio Grande (IR-153-RS) e na área da Depressão de Candiota (CD-07, SVZ-07, SC-40 e SC-125-RS). Nesta seção serão discutidos, ainda, os resultados obtidos com os dados do CD-07-RS e do HN-05-RS

Visando completar os exemplos de caráter mais amplo, mostrando as implicações regionais do método aqui proposto, apresenta-se apenas um resumo dos estudos de cunho regional, na área de Candiota, uma vez que as aplicações de estratigrafia quantitativa de alta resolução nas áreas da Depressão Central, foram feitas em escala local e estão muito bem resumidas em Medeiros, *et alii* 1999. ▲

As feições tectônicas observadas na área são reativações mesozóicas das zonas de fraqueza formadas durante o Proterozóico. A estruturação regional se apresenta como uma homoclinal, com mergulho suave para WSW, sendo o sistema de falhas N 50°-60° E o mais importante (Menezes Filho e Rodrigues, 1983). ▲

Estudando a região de Candiota, Alves (1994) e Menezes (1994) ▲ sugerem que a movimentação da Falha da Sotéia seria contemporânea à sedimentação, limitando a leste a área de deposição permiana da Depressão de Candiota. Trabalhando na mesma área, Medeiros (1996) ▲ discorda e mostra que as movimentações tectônicas são posteriores à deposição permiana.

Na região da Depressão de Candiota, a deposição dos sedimentos de idade permiana iniciou-se, preenchendo vales escavados pelas geleiras. Os sedimentos iniciais correspondem a diamictitos do Grupo Itararé, seguindo-se os arenitos e siltitos basais da formação Rio Bonito, já dentro do trato de sistemas transgressivo, os quais colmataram os vales.

Com a restauração da configuração de vale em rampa, ocorre o desenvolvimento de um complexo de ilhas de barreiras/lagunas paralelamente a costa, propiciando o desenvolvimento das turfeiras que darão origem aos depósitos de carvão, resultado da ação de tempestades ou episódios de deposição catastrófica sobre estas turfeiras (Della Fávera e

Chaves, no prelo). ▲

Por sobre os últimos arenitos com estruturas hummocky, que formam as ilhas de barreira, observa-se um afogamento cujo ápice é encontrado nos siltitos arenosos da formação Palermo. Após a superfície de inundação máxima (SIM), tem início o trato de mar alto, englobando a porção superior da formação Palermo e cujo limite superior provavelmente se encontra, na base da formação Irati.

Os gráficos obtidos com a análise da interpretação do perfil raios gama da sondagem CD-07-RS (Fig. 6-11) mostram o histograma (Fig.6-11a), com uma distribuição assimétrica e a classe modal entre 30 e 40 cm, mas sem evidências de bimodalidade, bastante comum nos registros da sedimentação permiana. O autocorrelograma parcial (Fig. 6-11b), entretanto, mostra de forma bem evidente, a formação de pares (*couplets*) indicados pela correlação negativa com um deslocamento. Os pacotes (*bundles*) também são indicadas pela correlação positiva, ainda que não significativa com seis deslocamentos. Os PAC também estão presentes, indicados por coeficientes de correlação positiva, com treze e quinze deslocamentos. Finalmente, o periodograma sugere a presença de forte sedimentação cíclica, presente nas baixas e altas frequências, o que completa o quadro, com as informações do autocorrelograma, de forma coerente. A relação das harmônicas encontradas com os ciclos astronômicos da “Banda de Milankovitch” é mostrada na Tabela 6-5.

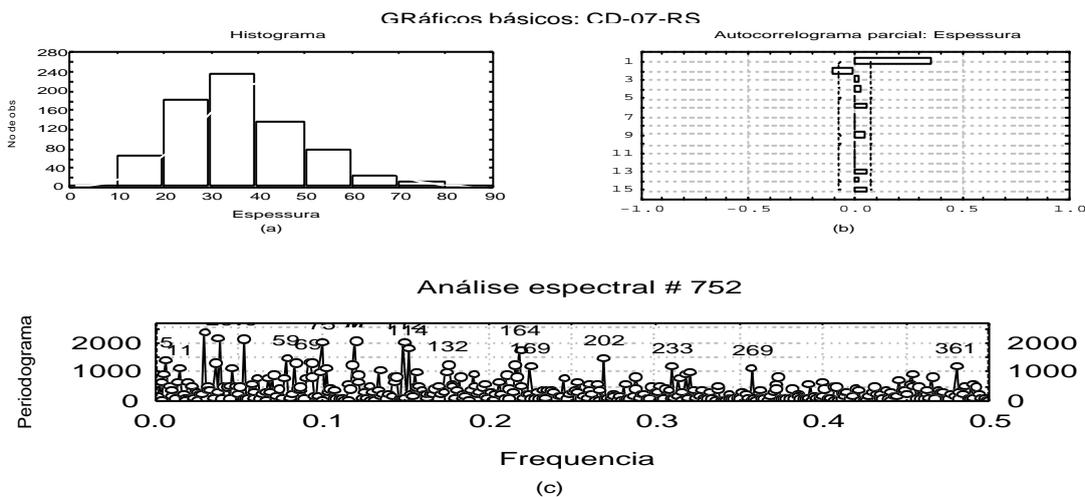


Fig. 6-11 – Gráficos básicos da sondagem CD-07-RS: a) histograma; b) autocorrelograma parcial; c) periodograma, indicando os picos relacionados a ciclos astronômicos de excentricidade com 100 ka anos (**M**) e 400 ka anos (**4M**). Ver texto para discussão.

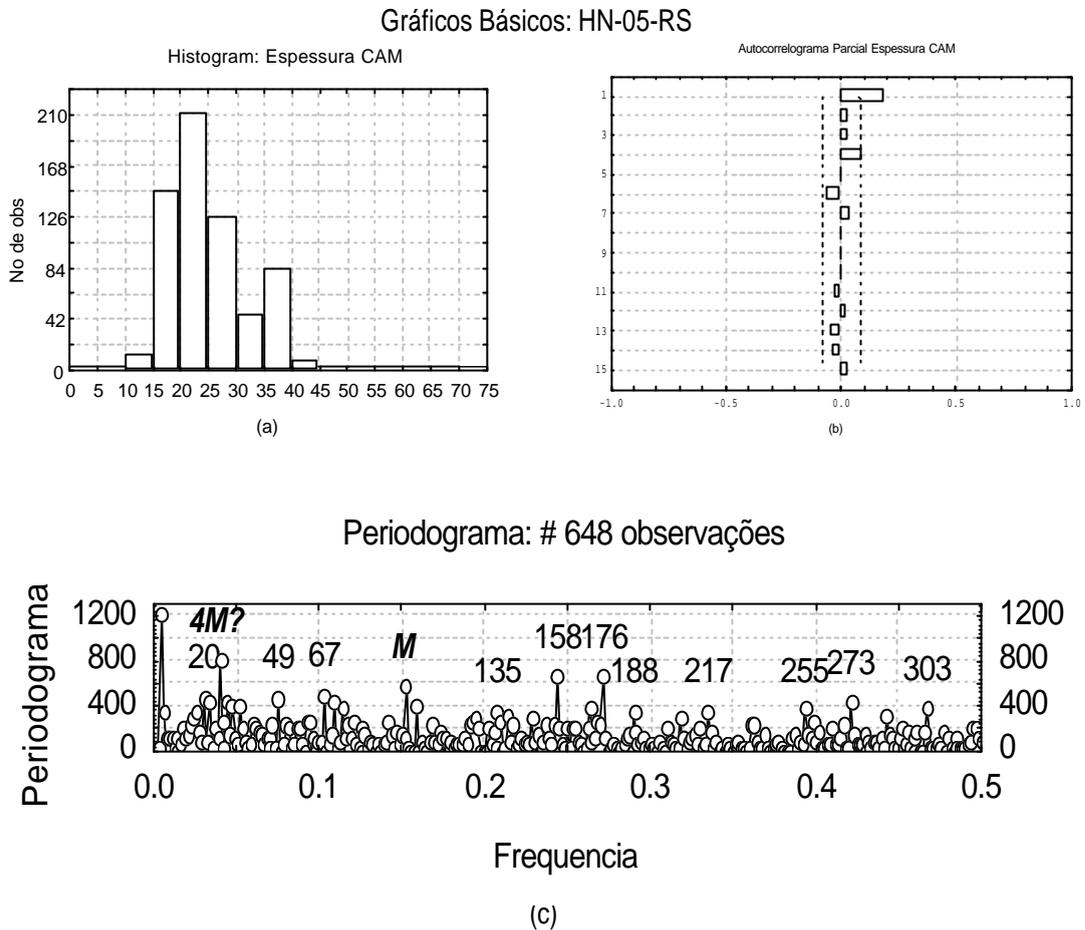
Tabela 6-5
CD-07-RS
Picos identificados com os ciclos de Milankovitch
e estimativas do tempo de deposição da seção total

# de onda	Período (CAM)	Razão	Milank. (ka)	Estimativa (ka)
5	150,400	18,000		
11	68,364	8,182		
22	34,182	4,091	400,00	8.800,0
40	18,800	2,250		
59	12,746	1,525		
69	10,899	1,304		
75	10,027	1,200	123,00	9.225,0
89	8,449	1,011		
90	8,356	1,000	100,00	9.000,0
112	6,714	0,804		
114	6,596	0,789		
132	5,697	0,682	67,00	8.844,0
164	4,585	0,549		
169	4,450	0,533		
202	3,723	0,446	45,00	9.090,0
233	3,227	0,386		
269	2,796	0,335	35,00	9.415,0
361	2,083	0,249		

A tabela 6-5 mostra que se pode aceitar os ciclos astronômicos como responsáveis por pelo menos parte da ciclicidade sedimentar observada, associando a formação dos PAC (seqüências de quarta ordem) com os ciclos de 100 ka (excentricidade) e os pacotes (*bundles*) com os ciclos de 35 ka e 45 ka anos (obliquidade), indicando que 9 Ma de anos é uma boa estimativa para o tempo mínimo de acúmulo da seção amostrada no CD-07-RS. Sendo a espessura desta seção 313,3 m (Medeiros, 1996), calcula-se a taxa de acumulação de 3,5 cm/ka.

A análise das espessuras das CAM obtidas pela interpretação do perfil de raios gama da sondagem HN-05-RS (Fig. 6-12) apresenta o histograma (Fig. 6-12a), com bimodalidade bem definida, com classes modais em 15 a 20 cm e 35 a 40 cm, coincidindo com o observado em outras áreas da seção sedimentar permiana. O autocorrelograma parcial mostra a associação dos valores para até quatro deslocamentos, evidenciando os processos de formação de pares e pacotes (*couplets* e *bundles*), havendo ainda, indicação de formação de PAC, com 13 a 15 deslocamentos. A relação das harmônicas encontradas com os ciclos astronômicos da “Banda

de Milankovitch” é ilustrada na Tabela 6-6.



*Fig. 6-12 – Gráficos básicos da sondagem HN-05-RS: a) histograma; b) autocorrelograma parcial; c) periodograma, indicando os picos relacionados a ciclos astronômicos de excentricidade com 95.000 anos (**M**) e 400.000 anos (**4M**). Ver texto para discussão.*

Na tabela 6-6, verifica-se a coincidência das razões dos períodos dos ciclos sedimentares e as dos astronômicos. Os ciclos de excentricidade estão bem representados pelos ciclos de 413 ka, 123 ka e 95 ka associados a seqüências de quarta ordem, enquanto os ciclos de 67 ka, 42,25 ka e 35,6 ka, associados à obliquidade definem as seqüências de quinta ordem (modelo da Exxon). Desta forma, 9,1 milhões de anos é uma boa estimativa para o tempo mínimo de acumulação, com taxa de de 1,9 cm/ka.

Tabela 6-6
HN-05-RS
Picos identificados com os ciclos de Milankovitch
e estimativas do tempo de deposição da seção total

# de onda	Período (CAM)	Razão	Razão	Milank. (ka)	Estimativa (ka)
3	216.00	101.00			
17	38.12	17.82			
20	32.40	15.15			
22	29.45	13.77	13.77	413.00	9.086,0
26	24.92	11.65	13.33	400.00	10.400,0
29	22.34	10.45			
34	19.06	8.91			
49	13.22	6.18			
67	9.67	4.52			
71	9.13	4.27			
74	8.76	4.09	4.10	123.00	9.102,0
99	6.55	3.06	3.17	95.00	9.405,0
103	6.29	2.94			
135	4.80	2.24	2.23	67.00	9.045,0
158	4.10	1.92			
171	3.79	1.77			
176	3.68	1.72			
188	3.45	1.61			
217	2.99	1.40	1.41	42.25	9.168,25
255	2.54	1.19	1.19	35.60	9.078,00
273	2.37	1.11			
303	2.14	1.00	1.00	30.00	9.090,00

6.6 - Correlações bacinais

A persistência lateral das características da coluna sedimentar da bacia do Paraná é bem conhecida, desde os trabalhos de White (1908). Algumas superfícies, particularmente o topo da fm. Irati, são reconhecidas por sua extensão bacinal, tendo sido usado como datum em seções estratigráficas (ver, p.ex. Aboarrage e Lopes, 1986). A análise estratigráfica de alta resolução das áreas de depósitos de carvão, na seção do Permiano Inferior, mostrou que a extensão bacinal das feições sedimentares é bem definida, mesmo em unidades estratigráficas de hierarquia mais baixa, formando ciclos sedimentares que podem ser traçados por toda a bacia (Chaves, Della Fávera, Medeiros e Pereira, 1994).

Como foi mencionado, a configuração tectono-sedimentar da bacia do Paraná é uma depressão com margem em rampa, sempre rasa, tendo a subsidência constante como principal

fator tectônico, durante o Permiano, (270 a 248 Ma). Os estudos de estratigrafia de seqüências e a aplicação da análise quantitativa apoiam o modelo conceitual para o mar permiano como um mar raso – no máximo 250 a 300m – com marés elevadas e, principalmente, fortes tempestades (Scherer, 1992).[▲]Nestas condições, a sedimentação responde, de forma acentuada, a variações do nível do mar e de clima, ambas associadas com o ciclos astronômicos da banda de Milankovitch, levando a que os registros sedimentares tenham forte continuidade lateral.

O modelo, acima formulado, explica as regularidades encontradas na análise quantitativa da espessura das camadas encontradas em todas as áreas estudadas, da bacia do Paraná como:

1 – persistência das condições de sedimentação formando paraseqüências ou seqüências de quinta ordem (conceito da Exxon), com pares (*couples*) e pacotes (*bundles*), evidenciadas pelos índices de autocorrelação, com 4 a 6 deslocamentos, como aparecem nos gráficos XY das sondagens;

2 – paraseqüências de hierarquia maior, ou seqüências de quarta ordem são comprovadas pelos índices de autocorrelação positiva com 9 a 13 deslocamentos e associadas a PAC (*punctuated aggradational cycles*), no conceito de Goodwing. e Anderson (1985),[▲] mostrando grande persistência lateral;

3 – razões, entre os períodos dos ciclos sedimentares, que permitem associar as seqüências de quarta e quinta ordem com os ciclos astronômicos de 100 ka (excentricidade) e 30 ka (obliquidade), respectivamente;

4 – a natureza bacinal dos processos sedimentares e a grande continuidade lateral das seqüências sedimentares, fortemente influenciadas pelas variações do nível do mar, possibilitam correlacionar estas variações, observadas localmente, com a curva de oscilações do nível do mar para o Permiano;

5 – a principal superfície de inundação máxima (SIM), localizada na fm. Palermo, pode ser identificada no perfil da grande maioria das sondagens examinadas e serve de *datum* para correlação cruzada entre sondagens, mesmo distanciadas entre elas;

6 – correlações cruzadas positivas entre sondagens distintas e entre trechos da mesma sondagem (ver Fig. 4-12) mostram que os processos sedimentares foram persistentes tanto em área como no tempo, por todo o Permiano Inferior.

6.7 – Correlação de seqüências de 3ª ordem.

Para estudar a correlação ao longo da margem oeste da bacia, foram escolhidas algumas sondagens em São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Fig. 6-13). Pela interpretação do perfil de raios gama de cada sondagem, foi obtida uma série de espessuras estratigráficas, analisadas como séries temporais, particularmente através de gráficos XY e de Fischer e análise espectral. Com essa análise, em cada sondagem foi possível a identificação de paraseqüências (ver Fig. 4-7), além de permitir a melhor compreensão dos processos sedimentares desenvolvidos na área. Em complemento, conseguiu-se a correlação geológica das sondagens e o traçado de marcos já reconhecidos em áreas próximas, identificando seqüências de terceira ordem (no sentido da Exxon).



Fig. 6-13 – Mapa índice mostrando os estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul e a localização das sondagens utilizadas no estudo de correlação.

6.7.1 - Modelo da estratigrafia de seqüências.

Os estudos detalhados, de alta resolução, desenvolvidos nas áreas mencionadas, (Chaves, Della Fávera, Medeiros, Prevati, 1999) aplicaram o modelo da estratigrafia de seqüências proposto por Vail et alii (1977), modificado por Van Wagoner *et alii* (1990), aceitando as mudanças de nível do mar como principal fator de controle da estratigrafia da bacia.

De acordo com o modelo, um ciclo eustático completo produz uma seqüência sedimentar, limitada por discordância. Cada seqüência representa uma associação síncrona de depósitos ou tratos de sistema. Nas seqüências, três tratos de sistema foram identificados: o trato de sistema de mar baixo; o trato de sistema transgressivo; e o trato de sistema de mar alto. Cada trato é novamente dividido em paraseqüências, cada uma limitada por uma superfície de inundação. Em bacias em rampa como a bacia do Paraná, as paraseqüências são tabulares, com ampla distribuição regional e pouca espessura, com uma cunha de mar baixo mal desenvolvida.

Cada paraseqüência é indicada no perfil por um decréscimo para cima na resposta do raio gama, mostrando um aumento na razão arenito/folhelho, dentro da paraseqüência e, em geral, um acréscimo na espessura da camada ou grupo de camadas. Esse padrão vertical de espessamento para cima (*thickening upward*), com material mais grosseiro (*coarsening upward*), reflete paraseqüências progradantes. Da mesma forma, o padrão inverso, isto é, com afinamento para cima (*thinning upward*) e correspondente afinamento (*finning upward*) indicariam seqüências retrogradantes. As paraseqüências sucessivas são separadas por superfícies de inundação marinha. O empilhamento desses padrões produz um padrão final, repetitivo e conspíquo, no perfil de raios gama e no gráfico XY, facilmente reconhecido, principalmente com o auxílio das descrições dos testemunhos (Fig. 6-14).

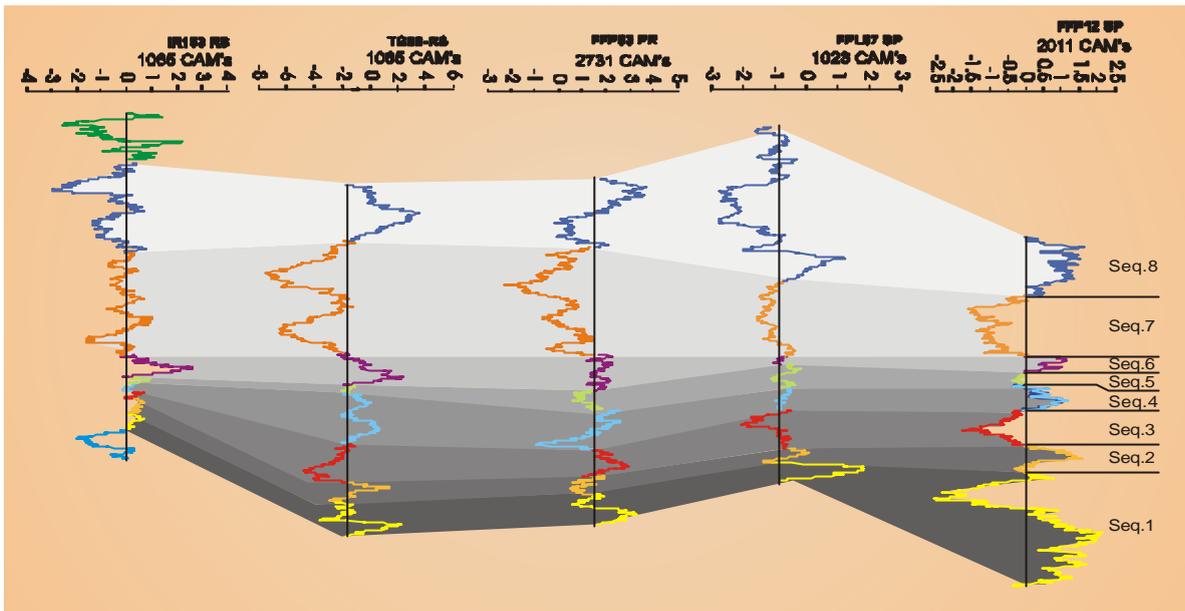


Fig. 6.14 – Seção estratigráfica, ao longo da borda leste da bacia do Paraná, usando diagrama de Fischer e marcos estratigráficos para mostrar seqüências de terceira ordem e o empilhamento dos ciclos sedimentares (datum no limite da seqüência de segunda ordem).

Os padrões repetitivos foram interpretados como resultado de ciclos agradacionais pontuados (*punctuated aggradational cycles*) como proposto por Goodwing e Anderson (1985). Segundo estes autores, esse padrão peculiar de ciclicidade sugere uma acumulação episódica de sedimentos, devido a mecanismos alocíclicos associados a flutuações eustáticas globais ou a movimentos crustais episódicos, com amplitude regional. Cada ciclo representaria dezenas de milhares de anos, originando unidades cronoestratigráficas de pouca espessura, possibilitando correlação geológica com amplitude bacinal.

6.7.2 - Análise do empilhamento vertical

A análise da sucessão vertical nos depósitos sedimentares visa estabelecer, identificar e quantificar os resultados dos processos ativos, durante a sedimentação: subsidência, mudanças do nível do mar e taxa de acumulação. Padrões repetitivos de sedimentação permitem a formulação de hipóteses para a quantificação desses processos.

Ciclos de oscilação eustática são agrupados em uma hierarquia de frequências diferentes que se superpõem. As seqüências de terceira ordem, produzidas por ciclos de terceira ordem, com frequências entre 0,5 e 5 Ma (em geral, entre 1 e 2 Ma), são consideradas como as unidades básicas para o modelo de estratigrafia de seqüências formulado pela Exxon

Production Research Co. (Read, W.A., 1994). Para o estudo de seqüências estratigráficas cíclicas, o uso dos gráficos de acomodação ou gráficos de Fischer (Sadler *et alii*, 1993, Chaves, Medeiros, Carneiro, *et alii*, 1996 a) permite uma representação objetiva da seção estratigráfica e pode indicar a história das mudanças do nível do mar (Chaves, Della Fávera, Medeiros e Prevati, 1999). Na seção mostrada na Fig. 6-14 foram usados os diagramas de Fischer modificados (Chaves, Medeiros, Carneiro *et alii*, 1996a).

Dois parâmetros são utilizados para a construção dos diagramas de Fischer: períodos fixos, em tempo ou em acumulação e subsidência linear. Desde que a deposição no final do ciclo ocorra ao nível do mar ou pouco acima, não deve haver grandes mudanças, a longo prazo, na profundidade da bacia. Aceitando-se esta premissa, é possível usar a espessura média das camadas ou ciclos para estimar a taxa de subsidência linear. As ondulações da curva mostrada no gráfico de Fischer, construído empregando-se a acumulada dos desvios da média de espessura mostra as variações eustáticas. Gráficos de Fischer modificados têm sido usados para comparar sondagens (Chaves, Medeiros, Carneiro *et alii*, 1996 a e b, Chaves, Della Fávera, Medeiros e Prevati, 1999).

A análise da sucessão vertical dos depósitos sedimentares visa à construção do modelo conceitual dos processos sedimentares ocorridos no intervalo estratigráfico em estudo.

6.7.3 - Resultados da correlação na borda leste da bacia do Paraná.

A correlação geológica dos perfis de raios gama de sondagens para carvão, ao longo da borda leste da bacia do Paraná, estudados em diversos trabalhos do LABCG, permite a identificação de pelo menos sete marcos estratigráficos (ver Fig. 4-7 e Tab. 4-1). A seção estratigráfica, construída com os gráficos de Fischer, mostra o comportamento geral e a evolução de cada compartimento da bacia. O procedimento adotado permitiu identificar e delimitar parasequências, evidenciando regularidades com amplitude bacinal nos processos sedimentares que deram origem à seção permiana da bacia do Paraná (Chaves, Medeiros, Bragança *et alii*, 1997a). Os gráficos utilizados na construção da seção estratigráfica mostram a variação no aporte de sedimentos em cada intervalo entre as camadas chave identificadas no intervalo (Fig. 6-14). Uma quebra maior nesta regularidade no marco Vermelho (ver. Tab. 4-1) é uma evidência que existem pelo menos duas seqüências de segunda ordem, na seção permiana da bacia do Paraná. Esta quebra mostra interessante correspondência com os ciclos

de segunda ordem de nível eustático do mar previstos na carta de Ross e Ross (1990). Os limites de seqüências de segunda e terceira ordem (senso da Exxon) são facilmente identificados no exame direto de perfis geofísicos de sondagens. A análise de gráficos XY (ver fig. 4-7) e de seções estratigráficas construídas com gráficos de Fischer (Fig. 6-14) evidencia que os marcos estratigráficos estão associados aos limites de seqüências de terceira ordem. Ciclos sedimentares associados a seqüências de quarta e quinta ordem são bem visíveis nas seções das seqüências de terceira ordem.

Os ciclos de quarta e quinta ordem, com freqüências na faixa dos parâmetro orbitais da banda de Milankovitch, são superpostos sobre as seqüências de terceira ordem (sob a forma de seqüências de alta freqüência). Estes podem ser também correlacionados, embora a taxa de acumulação, durante o Permiano, na bacia do Paraná, seja baixa. Este fato contraria a visão de Mitchum e Van Wagoner (1991), ao afirmarem que os efeitos dessas seqüências de alta freqüência só seriam detectáveis em áreas de sedimentação rápida.

7. Andar Buracica da Bacia do Recôncavo

A análise estratigráfica do andar Buracica da Bacia do Recôncavo, Estado da Bahia, incluindo o estudo da sedimentação cíclica, foi efetuada, durante o III Curso de Projetos de Análise de Bacias da Faculdade de Geologia da UERJ (Della Fávera, Chaves *et alii*, 1994). O andar Buracica (Barremiano - Cretáceo Inferior) compreende as formações São Sebastião e Pojuca. Foi analisado o intervalo Marco 1- base da fm. São Sebastião – e o Marco F- topo do andar Buracica – (Fig. 7-1), usando-se perfis de 143 poços para petróleo, além de afloramentos. Os principais resultados relativos à ciclicidade são resumidos a seguir.

7.1 - Arcabouço geológico

A Bacia do Recôncavo, estado da Bahia, é um dos produtos do episódio conhecido como Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967, in Milani, 1987), que é representada pela ruptura do continente de Gondwana, sendo responsável pela implantação de uma série de bacias rifte da margem continental brasileira.

A Bacia do Recôncavo é um rifte que antecedeu a abertura do Atlântico Sul, recebendo sedimentos de um lago inicialmente profundo, que foi sendo colmatado, ao longo

de seis episódios deposicionais, que formam a chamada tectonossequência do Recôncavo.

A subsidência acentuada, produzida durante o desenvolvimento do rifte do Recôncavo, em meio graben, formou uma pilha sedimentar que beira uns 7 km, na região de Camaçari, junto à falha da borda leste da bacia. O preenchimento final da bacia está representado pela formação São Sebastião, depositada nos andares Buracica e Jiquiá

O andar Buracica (Barremiano – Cretáceo Inferior) depositou-se numa fase tectônica relativamente quiescente, o que pode ser depreendido dos mapas de isópacas de intervalos selecionados. Após a deposição do andar Jiquiá, um novo pulso tectônico incidiu na bacia, gerando a estruturação atual, que apresenta alguns padrões complicados de falhas extensionais e de compensação (transcorrentes).

O último episódio deposicional pode ser dividido, na porção compreendida pelos marcos supra-citados, em sete sequências de quarta ordem, cujo limite inferior coincide com a base de sistemas fluviais entrelaçados (Fig. 7-1). Apesar de aparentemente estar envolvido um hiato de pouca monta, não há dúvida sobre a discordância caracterizada nestes limites, representada por um truncamento erosivo plano, condição básica do modelo fluvial. As sequências, por sua vez, são divididas em tratos de sistemas, a saber: trato de sistemas de lago alto, trato de sistemas transgressivo e trato de sistemas de lago baixo. A superfície de inundação máxima de cada sequência coincide, geralmente, com os marcos estratigráficos, designados pelas letras B até F.

CICLOS AGRADACIONAIS PRESENTES NO FURO 1-MDU-2-BA

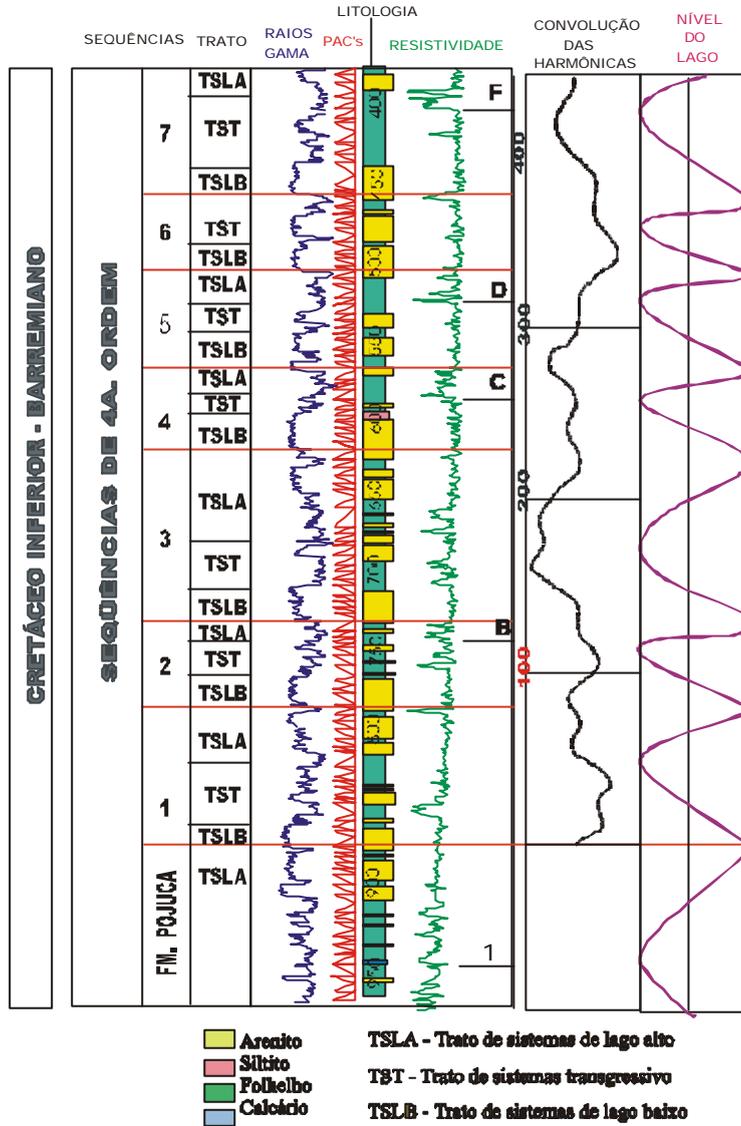


Fig. 7-1 – Perfil do 1- MDU-2-BA (Mundau nº 2, Bahia) mostrando as seqüências de 4ª ordem com os respectivos tratos de sistemas, os marcos e o nível do lago (adaptado de Della Fávera, Chaves e outros, 1994, fig. 27)

A ciclicidade de quarta ordem está controlada pela variação do nível do lago, ligada a fatores climáticos relacionados aos ciclos de Milankovitch.

Os ambientes de deposição interpretados para as sete seqüências compreendem o fluvial anastomosado, o de dunas eólicas, o fluvial meandrante, o deltaico, o chamado lago-móvel (*moving-lake*), e o lacustre *near-shore*, caracterizado por tempestitos.

A ciclicidade, estudada por meios estatísticos, comprova o modelo estratigráfico proposto e estabelece uma duração de 43 mil anos para cada seqüência de quarta ordem e de 150ka para as de terceira ordem, o que dá uma taxa de sedimentação de 1200 mm por 1000 anos para o intervalo estudado.

7.2 - Análise da ciclicidade

As informações de campo e a análise dos perfis geofísicos mostram a existência de padrões repetitivos na sedimentação do intervalo do andar Buracica em estudo. A Fig. 7-2 evidencia essa repetição, de forma notável, ao comparar os trechos de perfil de raios gama de dois intervalos do mesmo poço (500m a 700m com 700m a 900m, do poço 1-MDU-2-BA). Tomando-se como *datum* a base da Seqüência 2 com a base da 4, o Marco B e o Marco C (Superfícies de Inundação Máxima) estão aproximadamente à mesma distância do *datum*, além de ser possível a correlação pico a pico do restante dos trechos do perfil.

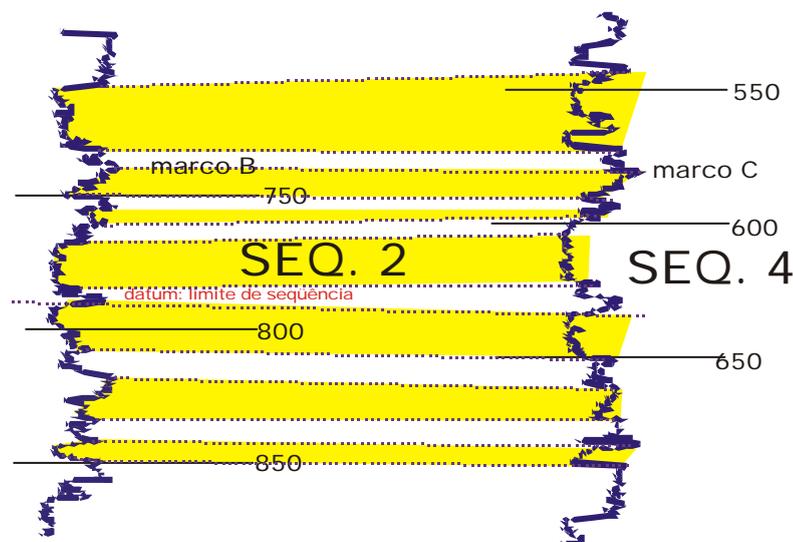


Figura. 72. Comparação entre dois ciclos sedimentares no poço 1-MDU-2-BA (Mandacarú n.2). Ajustando-se os dois trechos do perfil pelo limite de seqüência, há uma correspondência pico a pico entre eles (adaptado de Della Fávera, Chaves et alii, 1994, fig. 26).

Para identificação e análise do comportamento dos padrões sedimentares repetitivos, adotou-se o procedimento aqui apresentado para o estudo de seqüências siliciclásticas, identificando-se as quebras no perfil gama escala 1:1000, associando os dados obtidos às espessuras das camadas (CAM). Nesse procedimento, foram adotadas as premissas básicas estabelecidas no Cap. 4.

Para ilustrar os resultados obtidos, escolheu-se o poço 1-FMO-1-BA, situado na porção nordeste da bacia, ao norte da Falha de Pedras. Neste poço, foi identificado um total de 328 PACs, distribuídos através de sete seqüências de quarta ordem. Cada uma destas seqüências compreende, respectivamente, tratos de sistemas de lago baixo (TSLB), trato de sistemas transgressivo (TST) e trato de sistemas de lago alto (TSLA). O histograma da figura 7-3 mostra que as espessuras das CAMs apresenta uma distribuição assimétrica positiva, com forte bimodalidade, como já observado com as seqüências do Permiano, na Bacia do Paraná. As maiores espessuras encontradas, de ordem métrica, têm explicação tanto pela escala dos perfis utilizados como por tratar-se de sedimentação rifte, associada a alta subsidência, embora numa fase tectônica relativamente quiescente.

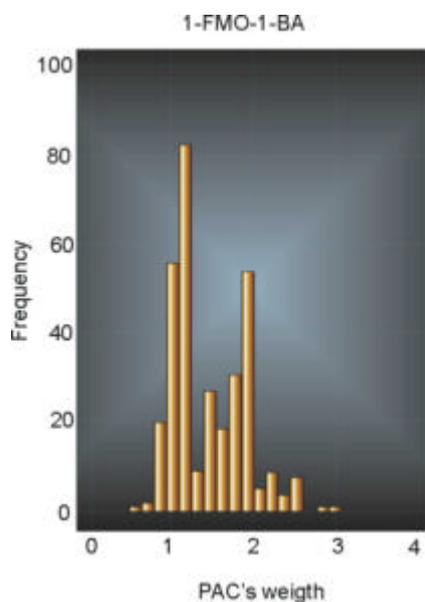


Fig. 7-3 – Histograma de frequências de CAMs do poço 1-FMO-1-BA (Fazenda Mocambinho n 1, Bahia) (adaptado de Della Fávera, Chaves e outros, 1994, fig. 28).

A comparação das espessuras das camadas dos pacotes sedimentares de cada

seqüência é mostrada, graficamente, na Fig. 7-4-a onde estão plotadas a espessura média das camadas de cada seqüência e sua respectiva dispersão. Observa-se um ritmo marcante, separando as seqüências 1 a 3 das seqüências 4 a 7, sugerindo a presença de uma repetição nos padrões de sedimentação, nestes dois intervalos considerados, indicando seqüências de terceira ordem.

A análise de comportamento das espessuras das camadas, face aos tratos de sistema (fig. 7-4b), confirma as observações feitas no campo, sendo os pacotes atribuídos ao TST mais finos, estando os mais espessos registrados no TSLB. É interessante observar, ainda, que estatisticamente, não há diferença entre as espessuras do TSLB e do TSLA.

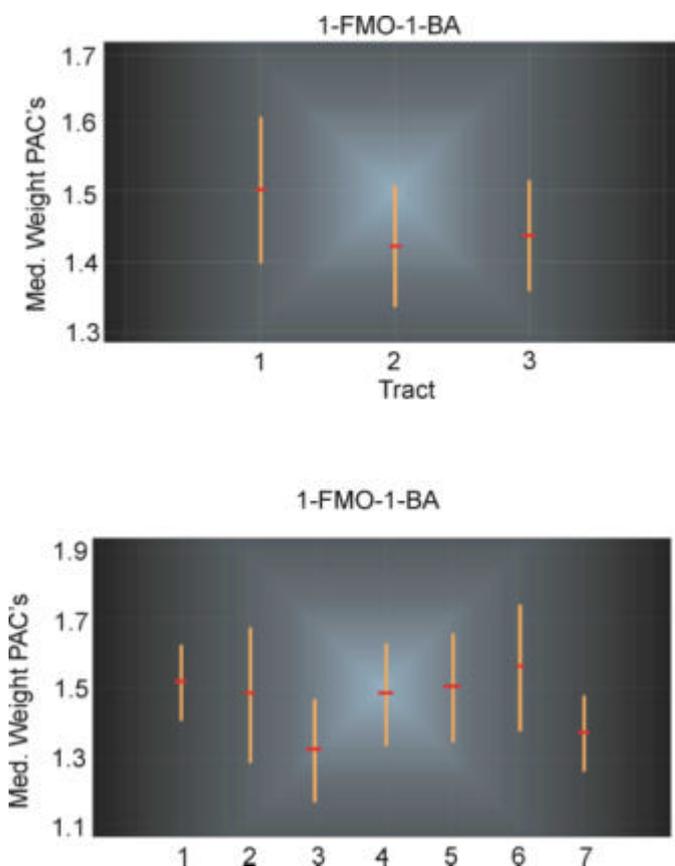


Fig. 7-4 – Médias e intervalos de confiança das camadas sedimentares do poço 1-FMO-1-BA (Fazenda Mocambinho nº1, Bahia) categorizadas a) por seqüências de 4ª ordem b) por tratos (1 – TSLB trato de sistemas de lago baixo; 2 – TST trato de sistemas transgressivo; e 3 – TSLA trato de sistemas de lago alto) (seqüências como indicado na fig. 7-1 – adaptado de Della Fávera, Chaves et alii, 1994, fig. 29).

Conclusões interessantes podem ser obtidas observando-se em conjunto as espessuras

e a distribuição das litologias pelos tratos de sistema, como indicado na tabela 7-1, abaixo. A identificação das litologias foi feita apenas pelas características grafo-elétricas. Nota-se que os tratos desistema de lago baixo se mostram predominantemente arenosos, enquanto os folhelhos estão restritos aos tratos de sistema transgressivos e aos de lago alto. Na distribuição dos folhelhos, ocorre um ligeiro predomínio dos tratos de sistema transgressivos sobre os de lago alto, confirmando o já observado na fig. 7-4, em que os tratos de sistema transgressivos se apresentam com as menores médias de espessura. Os arenitos calcíferos aparecem, de forma inversa ao observado para os folhelhos, ou seja, com a predominância da deposição nos tratos de sistema de lago alto sobre os tratos de sistema transgressivos.

Tabela 7-1
Litologia das Camadas por tratos

trat	areia	folhelho	calcilutito	silito	total
TSLB	96,6	3,4	0,0	0,0	29,1
TST	38,3	43,5	5,2	13,0	38,5
TSLA	42,3	49,5	8,2	0,0	32,4
total	56,5	33,8	4,7	5,0	100,0

A distribuição observada encontra-se em concordância com o modelo postulado pela estratigrafia de seqüências, segundo o qual, durante os tratos de lago baixo, ocorreria a implantação de zonas de *bypass* ou retrabalhamento eólico, na área do lago exposta, devido à redução do espelho d'água ou à completa exposição subaérea. Os folhelhos, que predominam no trato transgressivo, seriam resultantes do rápido afogamento e, provavelmente, estão associados às superfícies de inundação. Os calcilutitos, associados a calcarenitos, por sua vez, ocorrendo no trato de sistemas transgressivos e, principalmente, nos tratos de sistemas de lago alto, estariam ligados, portanto, ao processo de assoreamento do lago.

Para análise da variação do comportamento da sedimentação com o tempo, duas ferramentas foram utilizadas: o gráfico dos desvios acumulados da espessura média; e a análise espectral da espessura das CAMs e desta espessura acumulada. Foram levantados os dados do poço 1-FMO-1-BA, localizado na borda de um depocentro ativo, durante todo o intervalo estudado e o poço 1-MDU-2-BA, próximo ao primeiro, porém posicionado mais para o interior do referido depocentro.

Os gráficos de Fischer modificados que aparecem na Fig. 7-5, resultam dos dados de

espessura do poço I-FMO-1-BA, mostrando os desvios da média acumulada correspondendo ao número sequencial do ciclo e as sequências de quarta ordem identificadas no perfil de raios gama.

A figura 7-5a apresenta os desvios da média acumulados para todo o intervalo, com espessura de 475m, num total de 328 CAMs e média de 1,45m. É bem evidente a presença de dois grandes ciclos indicados por um mínimo, no posto 176, coincidindo com o Marco C – linha de inundação máxima da Sequência 4. Mostra-se, assim, a seção dividida em dois intervalos: o das Sequências 1-3 e o das Sequências 4-7, como já fora sugerido na Fig. 7-4a.

No gráfico de Fischer modificado, construído com os dados do intervalo das Sequências 1-3 (fig. 7-5b), estão 149 CAMs, com espessura média de 1,44m. Observam-se seis a sete quebras, correspondendo, aproximadamente, aos tratos de sistemas. Vale destacar que, para este procedimento, os TSLA não se diferenciam dos TSLB subsequentes (as médias das espessuras destes tratos têm valores próximos, com se vê na Fig. 7-4b). No intervalo das Sequências 4-7 (fig. 7-5c), há 179 ciclos, com espessura média de 1,45m e, como na figura 7-5b, são observadas nove a dez quebras, correspondentes ao arranjo espacial dos tratos de sequência.

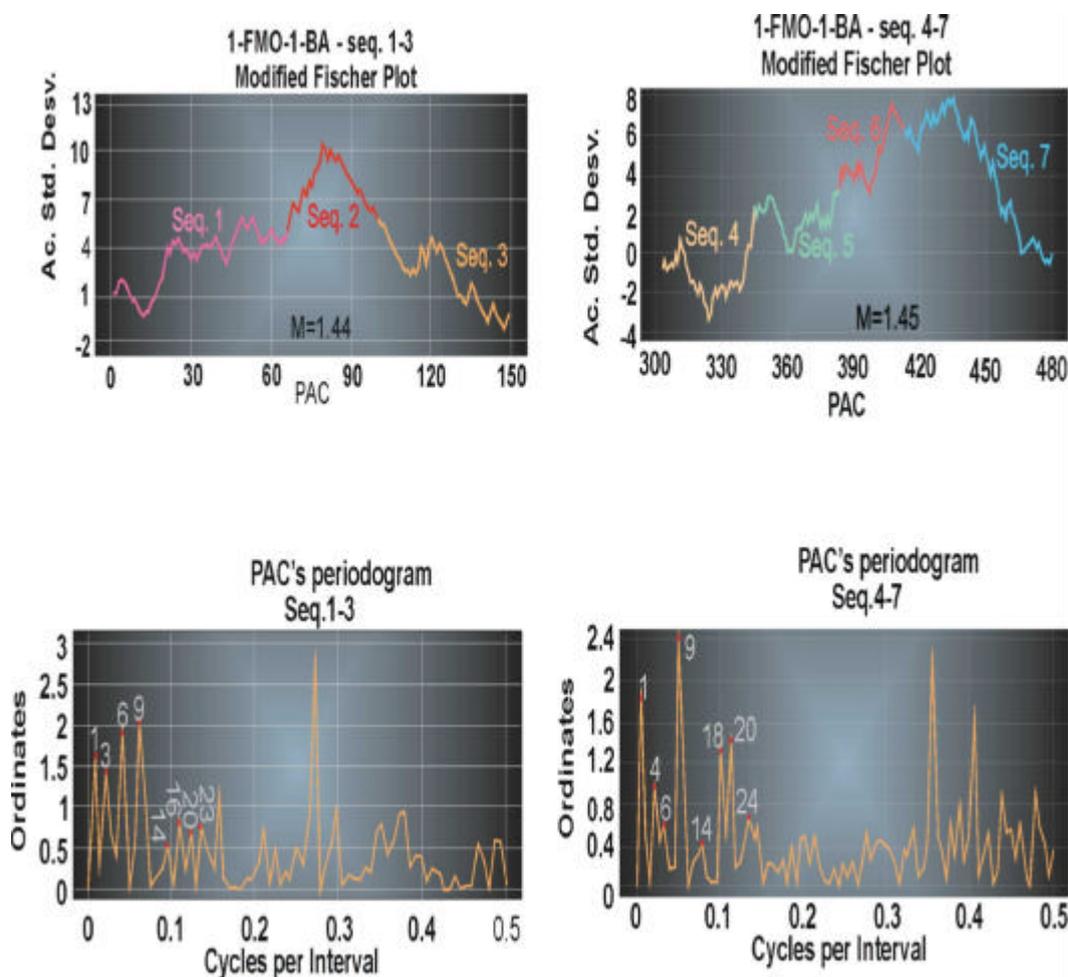


Fig. 7-5 – Gráficos de Fischer modificados e respectivos periodogramas do poço 1-FMO-1-BA (Fazenda Mocambinho nº1, Bahia) mostrando as seqüências 1 a 3 e as seqüências 4 a 7 (seqüências como indicado na fig. 7-1 – adaptado de Della Fávera, Chaves et alii, 1994, fig. 30 e fig. 33).

A análise espectral do poço 1-FMO-1-BA foi realizada, tomando-se por base a espessura dos 328 CAMs, identificadas na seção em estudo. O periodograma do intervalo total (Fig. 7-7a) destaca a harmônica número de ordem 2, indicando, também, a divisão do intervalo estudado em duas partes, calculando-se o periodograma do intervalo da Seqüência 1-3 (fig. 7-7b) e o da Seqüência 4-7 (fig. 7-7c). É notável que a segunda harmônica apresentada na primeira parte, seja a de número de ordem 3, enquanto na segunda foi a de número 4, mostrando coincidência com o número de seqüências compreendido em cada intervalo. Como aparece na tabela 7-2, há uma coincidência notável dos valores das oito primeiras harmônicas

fornecidas pela análise espectral dos intervalos correspondentes às Sequências 1-3 (Fig. 7-7b) e às 4-7 (Fig. 7-7c). Esta coincidência indica que processos de sedimentação cíclica persistem, ao longo da deposição de toda a seção estratigráfica correspondente ao Barremiano

Tabela 7-2
1-FMO-BA - Harmônicas

Número da harmônica	Seqüências 1 - 3	Seqüências 4 - 7
1	1	1
2	3	4
3	6	6
4	9	9
5	14	14
6	16	18
7	20	20
8	24	24

A análise espectral do poço 1-MDU-2-BA revelou resultados equivalentes aos obtidos com o 1-FMO-1-BA, com pequenas discrepâncias decorrentes de diferenças no aporte de material, em virtude da localização dos dois poços, com respeito ao depocentro, como já mencionado. A curva de convolução que aparece na Fig. 7-1, foi obtida pela soma das três primeiras harmônicas (número de ordem 3, 5 e 9) e comparada com a curva de variação do nível do lago.

A Tabela 7-3 apresenta as espessuras em centímetros das harmônicas importantes nos dois grupos de seqüências (1-3 e 4-7). Os valores das harmônicas correspondentes são similares, indicando que a subsidência foi o principal efeito tectônico, durante o estágio do Barremiano, enquanto as variações climáticas e o correspondente nível do lago foi o processo controlador do aporte dos sedimentos e da espessura das camadas sedimentares. As condições uniformes de sedimentação, durante os dois intervalos, geraram a sedimentação cíclica, produto de um processo oscilatório (Schwarzacher, 1993). A Tabela 7-3 mostra a espessura, em centímetros, das harmônicas encontradas com mesmo número de onda pela análise espectral dos dois grupos de seqüência em que foi dividida a série de dados do FMO-1-BA. Os valores das espessuras e as respectivas razões têm semelhanças notáveis.

Tabela 7-3
Espessuras (cm) e razões de harmônicas correspondentes FMO-1-BA

Harm. #	1	2	3	4	5	6	7	8
Seq. 1-3	106.71	53.33	30.48	21.34	14.22	12.55	11.23	10.16
Razões 1-3	5.00	2.50	1.43	1.00	0.67	0.59	0.53	0.48
Seq. 4-7	129.48	51.81	37.00	25.90	17.27	13.63	12.34	10.36
Razões 4-7	5,00	2,00	1,43	1,00	0,67	0,53	0,48	0,40

Os resultados da Tabela 7-3 identificam a presença de sedimentação cíclica, na seção estudada. Os ciclos astronômicos de Milankovitch oferecem uma possível explicação, para esta sedimentação, como o único mecanismo conhecido, atualmente, para explicar oscilações de 10 Ka a vários 100 Ka (Schwarzacher, op. cit.). A Tabela 7-4 estão os valores dos períodos orbitais calculados para o Cretáceo (Berger *et alii*, 1992). Comparando-se os valores médios de periodicidade de espessura (tabela 7-3) com as relações de periodicidade dos ciclos de Milankovitch (tabela 7-4), encontra-se coincidência com os valores relativos a 19 Ka (tabela 7-4).

Table 7-4
Ciclos orbitais de Milankovitch para o Cretáceo e razões para o ciclo de 19 ka.

	Excentricidade			Obliquidade			Precessão		
ciclos (ka)	400.0	100.0	95.0	43.0	41.0	29.0	23.0	21.7	19.0
razões	21.05	5.26	5.00	2.26	2.16	1.53	1.21	1.14	1.00

Esses resultados permitem atribuir 19 ka. (precessão) como tempo decorrido para acumulação dos ciclos sedimentares médios de 23,62 m. A tabela 7-5 apresenta os tempos estimados para os demais ciclos sedimentares.

Tabela 7-5
Tempo estimado de acumulação

Esp (cm)	118.10	52.57	33.74	23.62	15.75	13.09	11.79	10.26
Tempo (ka)	95.00	42.37	27.17	19.00	12.73	10.45	9.5	8.17

Tem-se, assim, uma taxa de acumulação de 1250 mm por 1000 anos, compatível com os 1000mm por 1000 anos encontrados para o Tucano (Azambuja F^o et al., 1993). Os ciclos da 1^a harmônica, da seção estudada (harmônica de 2^a ordem) e os dois intervalos analisados

em separado (harmônicas de 1ª ordem), englobam as sequências de quarta ordem identificadas neste trabalho, indicando a existência de duas sequências de terceira ordem com tempo de acumulação de 95 ka (excentricidade). Na tabela 7-5 aparecem, ainda, evidências de ciclos sedimentares de 42,37 ka (obliquidade) e de 27,17 ka, possível máximo do ciclo de precessão (28 ka, segundo Berger & Tricot, 1986 apud Einsele, op. cit, pp 23-24). Da mesma forma, o ciclo de 12,73 ka pode corresponder ao mínimo de precessão (14 ka anos, idem ibidem). Os ciclos de menor duração podem ser harmônicas de ciclos menores, motivados por variações climáticas sazonais, conhecidos como fatores importantes de sedimentação cíclica em bacias rifte.

8. Conclusões

A seguir são apresentadas as principais conclusões das pesquisas discutidas neste trabalho, relativas ao estudo de ciclos sedimentares em seqüências siliciclásticas, como evidenciá-los e como interpretá-los, através de ferramentas geomatemáticas. As conclusões são listadas na ordem em que aparecem no texto, sem qualquer esforço de hierarquizá-las.

- A metodologia apresentada neste trabalho visou ao estudo de seqüências sedimentares siliciclásticas, sendo uma aplicação da estratigrafia quantitativa. Mostrou-se eficaz para a compreensão dos processos deposicionais e coerente com os paradigmas da estratigrafia de seqüência. Esses processos, considerados em suas relações no tempo e no espaço, esclarecem os mecanismos de empilhamento das rochas sedimentares, permitindo entender as interações do tectonismo com as oscilações do nível do mar e com o aporte sedimentar.
- O registro da sucessão de fácies sedimentares no tempo, expressão das relações entre a taxa de sedimentos acumulados e a de mudanças na acomodação, pode ser adequadamente estudado, empregando-se métodos analíticos indicados pela geomatemática. Assim, é possível isolar os efeitos de maior duração (baixa ordem), as variações cíclicas de curta duração (alta frequência) e as componentes locais imprevisíveis.
- A análise estratigráfica quantitativa de seqüências siliciclásticas considera camadas sedimentares de espessuras iguais como ciclos representativos de registros de eventos ocorridos, em intervalos de tempo equivalentes. O estudo dos arranjos do empilhamento dessas camadas é indicativo do sistema de deposição passível de ser caracterizado por seus atributos quantificáveis.
- A influência dos movimentos orbitais cíclicos e contínuos está representada, na forma de pequenos pulsos que compõem os ciclos sedimentares, por exigirem o acúmulo de energia e de sedimentos liberados para sua deposição. Esses ciclos precisam ser retirados, a tempo, do nível de base, evitando, assim, seu retrabalhamento.
- O padrão de empilhamento de uma seção estratigráfica é estabelecido pelo estudo da série formada pelas medidas da espessura das camadas sedimentares empilhadas, possibilitando o uso de técnicas de análise de séries temporais.

- A medida direta das espessuras em afloramentos ou testemunhos é dificultada pelo intemperismo e pela própria indefinição dos planos de acamamento, sendo substituída, com vantagens, pela obtenção desses valores em perfis geofísicos, particularmente, o perfil de raios gama.
- A distância entre quebras do perfil de raios gama, associada à espessura (CAM) da camada sedimentar, e o comportamento da curva, indicador das variações na granulometria fornecem os elementos necessários para a interpretação dos processos sedimentares e suas respostas às mudanças, no ambiente deposicional.
- O diagrama do tempo - Gráfico XY - é uma ferramenta importante para evidenciar a existência de padrões numa série de observações stratigráficas. O gráfico ressalta as características da série como: tendência, ciclicidade, leituras deslocadas e descontinuidades. Nesse caso específico, permite a visualização, de forma rápida, da presença de ritmos, de maneira bem mais fácil que o próprio perfil de raios gama.
- O Gráfico XY possibilita a identificação de pares (*couplets*) e pacotes (*bundles*) formados pela alternância de sedimentos relativamente mais grosseiros e mais finos, dando origem a ciclopsamitos (pares de areia e lama) ou a ciclopelitos (pares de siltito e lama).
- As CAM formam parasequências que se associam a PAC (*punctuated aggradational cycles*) ou sequências de quinta ordem. As parasequências, por sua vez, podem formar conjuntos distintos, afinando para cima (*thinning upwards*) ou espessando (*thickening upwards*). Os conjuntos mencionados se caracterizam pelo comportamento das camadas mais espessas, não sendo notável a variação de espessura das mais finas, distinguindo-se, portanto, esse agrupamento do conceito usual de tendência em séries temporais.
- A análise dos histogramas de frequência das CAMs mostra a presença de duas ou mais populações, resultantes de processos sedimentares distintos. Em geral, a moda menor corresponde às espessuras esperadas para as camadas resultantes do processo sedimentar em situação de equilíbrio (sedimentos mais finos). Já as outras modas de mais espessas (de sedimentos mais grosseiros) indicam a parte mais espessa da fusão de camadas ou dos pares (*couplets*) ou pacotes (*bundles*). A intercalação dessas duas populações confirma a natureza episódica da deposição dos sedimentos grosseiros, levando a se esperar que ao

menos as espessuras destes tenham distribuição log-normal. A espessura das acumulações, em regime de estabilidade (baixa energia), independe ou depende pouco do trato de sistema considerado.

- Os correlogramas resultantes das análises de autocorrelação e correlação cruzada de séries de espessuras, embora baseados em estatísticas não robustas, podem ajudar na identificação de padrões de empilhamento de curta duração (alta frequência), na seção estratigráfica e evidenciar ciclos de alta frequência que persistem nas condições de sedimentação, no tempo e no espaço.
- Os autocorrelogramas gerais e parciais das espessuras comprovam parasequências de alta frequência, que podem ser de quinta ordem ou de ordem mais alta, mostrando, também, o espalhamento dos efeitos da alteração das condições sedimentares, cujos registros são alterados, de forma lenta.
- Os resultados positivos em correlogramas cruzados de intervalos da mesma seção estratigráfica ou de seções distintas resultam da persistência dos processos sedimentares, no tempo e no espaço. É importante lembrar que índices de correlação significativos entre seções distintas não indicam sincronismo dos processos.
- O gráfico dos desvios acumulados da espessura média das camadas sedimentares, denominado Gráfico de Fischer, em suas diversas versões – original, modificado e composto – é uma ferramenta importante para revelar a hierarquia estratigráfica e possibilita a compreensão dos arranjos espaciais das litofácies (parasequências) e o padrão de empilhamento de altas frequências.
- A envoltória do Gráfico de Fischer, obtida de forma direta, corresponde à variação do espaço para acumulação, criado pela subsidência e pelas oscilações do nível do mar. Admitindo-se a subsidência como constante, essa envoltória associa-se, automaticamente, à flutuação do nível relativo do mar. As premissas de ausência de tectonismo e de compactação constante, permitem estimar a subsidência em cada intervalo de tempo, pela média das espessuras e sua variação, pelos desvios da média. A curva resultante irá formar declives negativos, se houver uma concentração de espessuras delgadas - mais finas que a média - e positivos, no caso contrário.

- Os testes de aleatoriedade podem trazer alguma informação adicional, devendo ser usados com muita cautela, pois não consideram um aspecto dos Gráficos de Fischer, o valor absoluto dos desvios, fator importante para determinar a ascendência ou descendência da curva, no gráfico.
- A análise espectral é imprescindível para revelar e interpretar os padrões cíclicos encontrados em seções estratigráficas, identificando os resultantes de causas externas, como subsidência (tectonismo), variações do nível do mar e aporte (clima).
- As variações orbitais são responsáveis pelas oscilações relativas do nível do mar e pelas diferenças no aporte dos sedimentos decorrentes dos ciclos astronômicos da banda de Milankovitch. Uma vez interpretadas como causas de ciclos sedimentares, é possível estimar-se o tempo mínimo registrado na pilha sedimentar, considerando os hiatos uniformemente distribuídos, na seção estratigráfica.
- A divisão da espessura total da seção estratigráfica pelo intervalo de tempo correspondente fornece a taxa de acumulação ou de preservação da rocha depositada e não a taxa de sedimentação. A acumulação, como regra geral, é mais relacionada à subsidência do que à deposição, da qual independente, na prática.
- A seção permiana da bacia do Paraná apresenta notável regularidade na sedimentação, com taxas de acumulação muito baixas, mas constantes. Os seus processos sedimentares são persistentes no tempo, de amplitude bacinal e com grande continuidade lateral, permitindo a correlação, desde São Paulo até o Rio Grande do Sul, por mais de 1.500 km.
- Os estudos de estratigrafia de seqüências e a aplicação da análise quantitativa apoiam o modelo conceitual para o mar permiano como um mar raso – no máximo 250 a 300m – com marés elevadas e, principalmente, fortes tempestades. Nestas condições, a sedimentação responde, de forma acentuada, a oscilações do nível do mar e de clima, resultantes de causas externas, associadas com os ciclos astronômicos da banda de Milankovitch.
- A grande continuidade lateral das seqüências sedimentares influenciadas pelas oscilações do nível do mar, na seção permiana da bacia do Paraná, possibilita a correlação geológica

precisa de seqüências de terceira ordem (sentido Exxon) e a identificação de variações do nível do mar, de forma global.

- A análise estratigráfica quantitativa da seção do andar Buracica (Barremiano, Cretáceo Inferior) da bacia do Recôncavo evidencia que a sua sedimentação é controlada pelas mudanças do nível do lago, relacionadas com fatores climáticos. Os resultados encontrados confirmam o modelo proposto, com um intervalo de 43 ka anos para deposição das seqüências de quarta ordem, com taxa de acumulação de 120 cm/ka.

9. Bibliografia

- Aboarrage, A.M.; Lopes, R.C. (Coord.), 1986 – **Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná: Integração geológica e avaliação econômica**. Rio de Janeiro: CPRM/DNPM, 18 vols.
- Agterberg, F.P. (1974), **Geomathematics**, Amsterdam: Elsevier, 596 p.
- Agterberg, F.P. **Automated Stratigraphic Correlation**. Amsterdam: Elsevier, 1990, 424 p. (Developments in Paleontology and Stratigraphy, 13)
- Albuquerque, K. R. M.; Medeiros, M. A. M.; Chaves, H. A. F., 1997 - Ciclicidade da Seção Permiana do Distrito Carbonífero de Santa Catarina. In: 3º **Simpósio sobre cronoestratigrafia da bacia do Paraná**, 1997. v. 1, p. 23.
- Alves, R.G.B., 1994 – **Correlação estratigráfica de alta resolução aplicada ao Permiano Inferior da bacia do Paraná, na região de Candiota – Rio Grande do Sul** Dissertação (Mestrado em Geociências). Porto Alegre: UFRGS, Curso de Pós-Graduação em Geociências, 113p.
- Azambuja, N.C. Fº, 1993 – Application of sequence stratigraphy principles to the Potiguar and Tucano Neocomian Rift Basin, onshore Brazil. – **Proc. 14th International Sedimentological Congress**, Recife: Brazil, p E4.
- Berger, A.L., Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes: **Journ. Atmospheric Sci.**, v.5, p17-40, 1978.
- Berger, A.L., The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: A modern review, *in: Vistas in Astronomy*: Oxford: Pergamon Press, p. 103-122, 1980
- Berger, A. & Loutre, M.F., 1994 – Astronomical forcing through Geological time. in: De Boer, P.L.; Smith, D.G. 1994. **Orbital Forcing and Cyclic Sequences** (spec. public. nº 19 of the International Association of Sedimentologist). Oxford: Blackwell, 559 p
- Berger, A.; 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.
- Blackman, R.B. & Tukey, J.W., 1958 – The measurement of Power Spectra. New York, N.Y: Dover, 190 p.(*Apud Agterberg, 1994*).
- Cant, D.J. – Simple equations of sedimentation: applications in sequence stratigraphy. **Basin Res.** V.2, p. 73-81, 1989.
- Cant, D.J. Subsurface Facies Analysis, *in: Walker, R.G.; James, N.P. (ed). Facies Model: response to sea level change*. Newfoundland: Canada. Geological Assoc. Of Canada. P.27-45, 1992.
- Carneiro, M.P.de C., 1999 – **Geoquímica do carvão da Mina Recreio e o carvão na Matriz Energética Brasileiro**. Projeto Final de Bacharelato. Rio de Janeiro: UERJ, Faculdade de Geologia, 62p.
- Chatfield, C. (1996), **The analysis of time series – An introduction**. London: Chapman & Hall, 283 p.

5th. editions

- Chaves, H.A.F & Della Favera, J.C, 1996 – Cyclic Sedimentation in Early Permian Section of the Paraná Basin in Areas of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul, Brazil. 30th International Geological Congress, Beijing China, 414 August 1996, *Abstracts* V. 2, p. 22, 1996.(Symposium in Quantitative Stratigraphy)
- Chaves, H.A.F.; Della Favera, J.C.; Medeiros, M.A.M.; Pereira, S.D., 1994 – Eventos Cíclicos no Permiano das Áreas de Candiota (RS) e Figueira-Sapopema (PR), Bacia do Paraná. 38. Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais ...* Balneário Camboriu, (SC), p. 594-595, 1994.
- Chaves, H.A.F.; Della Favera, J.C; Medeiros, M.A.M; Pereira, S.D.; Rodrigues, T.L.N., 1995 - Sedimentação Cíclica na Seção Permiana da Bacia do Paraná, Áreas de Figueira-Sapopema (PR), Distrito Carbonífero de Santa Catarina e Candiota (RS). 2. Simpósio de Geocronologia da Bacia do Paraná, Porto Alegre, set. 1995. *Resumo expandido*, 5p., fig.
- Chaves, H.A.F.; Della Favera, J.C; Medeiros, M.A.M; Prevati, L.D, 1999 – Correlation of 3^d order sequences of Lower Permian, Paraná Basin, Brazil. In:
- Chaves, H.A.F.; Della Favera, J.C; Reis, C.C.; Medeiros, M.A.M; De Lima Fº, M.F.; Pereira, S.D., 1994 - Cycles and Rhythms in the Permian Coal Sequence of the Figueira-Sapopema Area, Paraná Basin, Brazil. 14. International Sedimentological Congress, Recife, Brazil, Aug. 1994. *Abstract*, p. I4-I5
- Chaves; H. A. F.; Medeiros, M. A. M.; Bragança, G.; Carneiro, M. P. C.; Prevatti, L .D., 1997a – Basin wide events in the Lower Permian Sedimentation of Paraná Basin, Brazil. In: V. Pawlowsky-Glahn (Ed.), 1997 *Proceedings of IAMG'97*. CIMNE, Barcelona, Spain: P. 361-366.ISBN: 84-87867-98-7.
- Chaves; H. A. F.; Medeiros, M. A. M; Bragança, G; Carneiro, M. P. C.; Prevatti, L. D., 1997b – Sedimentary cycles as a tool to correlate basin wide events in the Permian Sedimentation of Paraná Basin, Brazil *Abstract* III Simpósio sobre Geocronologia da Bacia do Paraná, Barra do Garça, MT, 1997. Rio de Janeiro: Dep. De Estratigrafia da UERJ.
- Chaves, H.A.F.; Medeiros, M.A.M.; Carneiro, M.P. de C.; Prevatti, L.D.; Silva, G.B.D., 1996a – Análise Estratigráfica de Três Poços da Bacia do Paraná., 48a. Reunião Anual da SBPC, São Paulo, SP, 7 a 12 de julho de 1996. *Resumos*
- Chaves, H.A.F.; Medeiros, M.A.M.; Carneiro, M.P. de C.; Prevatti, L.D.; Silva, G.B.D., 1996b – Eventos Regionais na Sedimentação do Eopermiano da Bacia do Paraná. 39. Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Ba, 1 a 6 de setembro, 1996. *Anais*, V. 1, p.210-212,1996
- Chaves, H.A.F.; Medeiros, M.A.M; Pereira, S.D., 1993 - Comparação de Eventos Cíclicos das Áreas de Candiota, (RS) e Figueira-Sapopema, (PR): Modelo Evolutivo. 3º Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, outubro de 1993. *Boletim de Resumos e Breves Comunicações*, p. 73

- Costa, I.S.A., 1999 - *Estratigrafia Química da Fm. Rio Bonito (Permiano) da Área de Seival, RS, Bacia do Paraná*. . Dissertação (Mestrado em Geologia). Rio de Janeiro: UFRJ, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 1999.
- Cross T.A. (ed.) *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, Englewood Cliffs, New Jersey: Prentice Hall, 1990.
- Davis, J.C., 1986 – *Statistics and Data Analysis*, 2nd ed. New York: Wiley, 648 p.
- Della Favera, J.C. & Chaves, H.A.F., 1996 – Depositional Setting of coal in the early Permian Santa Catarina Coal District, Paraná Basin, Brazil. 30th International Geological Congress, Beijing China, 414 August 1996, *Abstracts* V. 2, p. 22, 1996. (Symposium – Advances in Genetic Stratigraphy: Sequences, global events and cycles.)
- Della Fávera, J.C. & Chaves, H.A F. (no prelo) – On Hummocky cross-stratification in the Permian coal, Paraná Basin, Brasil. – submetido à *Coal Geology* (Elsevier).
- Della Favera, J.C.; Chaves, H.A.F.; Azevedo-Soares, H.L.C.; Costa, I.S.A.; Requena F., J.E.; Albuquerque, K.R.M.; Carreiro, L.C.; Oliveira, M.E.T., 1996 – *Geologia do Distrito Carbonífero de Santa Catarina. II* – Rio de Janeiro: UERJ, Fac. Geologia, Set. 1996. (Monografia do 5º Curso de Projetos de Análise de Bacias)
- Della Favera, J.C.; Chaves, H.A.F.; Medeiros, M.A.M.; Antonioli, L.; Müller, E.; Ribeiro, J.A.P.; Rodrigues, T.L.N.; Silva, M.C., 1995 - *Geologia do Distrito Carbonífero de Santa Catarina*. Rio de Janeiro: UERJ, Dep. de Geologia/Geofísica, LABCG, 1995. (Monografia do 4º Curso de Projetos de Análise de Bacias)
- Della Favera, J.C.; Chaves, H.A.F.; Medeiros, M.A.M.; Guimarães, C.S.P.; Valente, M.P.; Silveira, M.A.S., Begossi, R.; Machado, S.J.; Cavalcante, V.B.P.; Costa, W.P., 1998 - *Geologia Da Mina Recreio E Área De Guaíba, Bacia do Paraná, Rio Grande Do Sul*. Rio de Janeiro: UERJ, Fac. Geologia, Set. 1998, 104p., ref., fig. (Monografia do 7º Curso de Projetos de Análise de Bacias e resultado parcial do Projeto PROCARVÃO (PADCT 3) em convênio com a COPELMI S.A. e CPRM)
- Della Favera, J.C.; Chaves, H.A.F.; Medeiros, M.A.M.; Menezes, C.P.; Tavares, M.E.A.; Gonzales, M.E.; Pinheiro, M.L.D.; Silva, O.C., 1994. – *Análise Estratigráfica do Andar Buracica, Bacia do Reconcavo*. Rio de Janeiro: UERJ, Dep. de Geologia/Geofísica, LABCG, 103 p., ref., figuras. (relatório do 3º Curso de Projetos de Análise de Bacias)
- Della Favera, J.C.; Chaves, H.A.F.; Medeiros, M.A.M.; Rodrigues, R.; Santos, D.S.; Almeida, E.M.J.; Santos, E.F.; Vieira, J.S.; Wanderley, V.M.S., 1997 – *Geologia da Área de Seival, Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro: UERJ, Fac. Geologia, Set. 1997. (Relatório Final do 6º Curso de Projetos de Análise de Bacias)

- Della Fávera, J.C.; Chaves, H.A.F.; Pereira, E.; Câmara Fº, L.M.; Medeiros, M.A.M., 1992 - **Geologia da Área de Candiota, Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul**. -Rio de Janeiro: UERJ, Dep. de Geologia/Geofísica, LABCG, 1992. 68 p., ref., figuras. (relatório do 1º Curso de Projetos de Análise de Bacias)
- Della Fávera, J.C.; Chaves, H.A.F.; Pereira, E.; Bergamaschi, S.; Reis, C.C.; Lima Filho, M.F.; Pereira, S.D., 1993 - **Geologia da Área de Figueira-Sapopema**. - Rio de Janeiro: UERJ: Dep. de Geologia/Geofísica, LABCG, 1993. 68 p., ref., figuras. (relatório do 1º Curso de Projetos de Análise de Bacias)
- Della Fávera, J.C.; Chaves, H.A.F.; Reis, C.C.; Medeiros, M.A.M.; de Lima Fº, M.F.; Pereira, S.D., 1994 - Depositional Setting of Coal in the Figueira-Sapopema Area, Paraná Basin, Brasil. 14. International Sedimentological Congress, Recife: Brazil, Aug. 1994. **Abstract**, p. C5.
- Della Fávera, J.C.; Chaves, H.A.F.; Pereira, E.; Bergamaschi, S.; Reis, C.C.; Lima Fº, M.F.; Pereira, S.D., 1993 - Geologia da Área de Figueira - Sapopema, Bacia do Paraná. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, **Boletim, Resumos e Breves Comunicações...**Rio de Janeiro, p.72.
- Drummond, C.N. & Wilkinson. B.H., 1993 – Carbonate cycle stacking patterns and hierarchies of orbitally forced eustatic sea level changes. **J. Sedimentary Petrology**, v. 63, n. 3, p. 369-377.
- Drummond, C.N. & Wilkinson. B.H., 1996 - Stratal thickness frequencies and the prevalence of orderedness in stratigraphic sequences. **Journal of Geology**, p. 1-18.
- Duff, P. Mc L, D.; Walton, E.K., 1962 – Statistical basis for cyclothems: a quantitative study of the sedimentary succession in the East Pennine coal field. **Sedimentology**, , v. 1, p. 235-255,.
- Duff, P. Mc L, D.; Hallam, A.; Walton, E.K., 1967 – **Cyclic Sedimentation**. Amsterdam: Elsevier, 280 p.
- Eichenseer, H. T.; Leduc, J.P., 1996 – Automated genetic sequence stratigraphy applied to wireline logs. Bull. Centre Rech. Exploration – Production Elf Aquitaine Production, v. 20, n.2, p. 277-307.
- Einsele, G. & Seilacher, A (Ed), 1982 - **Cyclic and Event Stratigraphy**. Berlin: Springer.
- Einsele, G.; Ricken, W.; Seilacher, A, 1991 - Cycles and events in stratigraphy, basic concepts and terms. In: G. Einsele; W. Ricken,; A. Seilacher (ed) **Cycles And Events in Stratigraphy**. Berlin: Springer, 1991. p. 1-19
- Fisher, A.G., 1964 – The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic: **Kansas Geol. Survey Bull.** v. 169, p. 107-149.
- Galloway, W.E. 1989 - Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units: **A.A.P.G. Bull.**, v.73, n.2, feb. p.125-142
- Gomes, A.P. et alii, 1980a – Projeto Grande Candiota, Bloco Seival I. Relatório Final de Pesquisa, Porto Alegre, CPRM/SUREG.

- Gomes, A.P. et alii, 1980b – Projeto Grande Candiota, Bloco Seival II. Relatório Final de Pesquisa, Porto Alegre, CPRM/SUREG.
- Gomes, A.P. et alii, 1982a – Projeto Grande Candiota, Bloco Hulha Negra. Relatório Final de Pesquisa, Porto Alegre, CPRM/SUREG.
- Gomes, A.P. et alii, 1982b – Projeto Grande Candiota, Bloco Sul de Candiota. Relatório Final de Pesquisa, Porto Alegre, CPRM/SUREG.
- Goodwing, P.W.; Anderson, E.J.; Goodman, W.M.; Sarake, L.J. 1986 - Aggradational cycles: Implications for stratigraphic analysis, **Paleoceanography**, v. 1, p. 417-429.
- Goodwing, P.W. e Anderson, E.J., 1985 – Punctuated Aggradational Cycles. **Jour. Geology**, v. 93, p. 515-533.
- Gradstein, Fm.M & Ogg, J.G, 1996 – A Phanerozoic Time Scale. **Episodes**, 1996, n. 1 & 2.
- Guy Plint, A.; Eyles, N.; Eyles, C.H.; Walker, R.G., 1992 – Controls of sea level changes, *in*: Walker, R.G.; James, N.P. (ed). **Facies Model: response to sea level change**. Newfoundland: Canada. Geological Assoc. Of Canada. p.15-25.
- Handform, C.R. & Loucks, R.G., Carbonate sequences and system tracts – response of carbonate platforms to relative sea level changes. *In*: Loucks, R.G. & Sarg, J.F (ed) **Carbonate sequence stratigraphy - recent developments and applications**: Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 57 p. 3-40, 1993.
- Haq, B.U.; Hardenbol, J.; Vail, P.R. – 1988 – Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level changes. *In*: Wilgus C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C; Posamentier, H.W. Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (Ed) - **Sea level changes: an integrated approach**. SEPM Special Publication 42, p. 71-108
- Haq, B.U.; Hardenbol, J.; Vail, P.R. – Chronology of Fluctuating Sea Levels since Triassic – **Science**, v. 235, p.1156-1166, 1987.
- Hardie, L.A.; Bosseline, A.; Goldhammer, R.K., 1991 – Field and modeling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachians – Discussion. **J. Sedimentary Petrology**, v. 61, p. 636-646.
- Harland, W.B.; Armstrong, R.L.; Cox, A.V.; Craig, L.E.; Smith, A.G.; Smith, D.G., (1990a) - **A Geologic time scale, 1989**– Cambridge University Press, 263 p.
- Harland, W.B.; Armstrong, R.L.; Cox, A.V.; Craig, L.E.; Smith, A.G.; Smith, D.G., (1990b) – A Geologic time scale (chart) – *in*: Harland, W.B.; Armstrong, R.L.; Cox, A.V.; Craig, L.E.; Smith, A.G.; Smith, D.G., 1990 – **A Geologic time scale, 1989**– Cambridge University Press, 263 p
- Heckel, P.H., Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along mid-continent outcrop belt, North America. **Geology**, v. 14, p. 330-334, 1986.

- Hinnov, L.A. & Goldhammer, 1991 – Spectral analysis of the middle Triassic Latemar Limestone. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 61, n. 7 p. 1173-1193.
- House, M.R., 1985 - A new approach to an absolute timescale from measurements of orbital cycles and sedimentary microrhythms. *Nature*, v. 325, 721-725.
- Imbrie, J. & Imbrie, K.P, 1979 - Ice ages: solving the mystery: New York, McMillan Press. 224 p.
- Imbrie, J.; Hays, J.D.; Martinson, D.G.; McIntyre, A.; Mix, J.J.; Morley, N.G.; Pisias, N.G.; Prell, W.I.; Shackleton, N.J., 1984 - The orbital theory of Pleistocene climate : support from a revised chronology of marine O record. In: A. Berger et al. (Editors) *Milankovitch and Climate*. Dordrecht: D. Reidel, v.1, p. 269-305..
- Jaquard, A., 1995 – *Paroles de Science*. Paris: Albin Michel
- Jenkis, G.M. e Watts, D.G., 1968- *Spectral Analysis and its applications*. San Francisco: Holden-Days.
- Jervey, M. T. - Quantitative Geological modeling of siliciclastic rock sequence and their seismic expression. in: Wilgus C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C; Posamentier, H.W. Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (Ed) - *Sea level changes: an integrated approach*. SEPM Special Publication 42, p. 47-69, 1988.
- Kelly, S.B. & Cubitt, J.M. , 1993 - Milankovitch Cyclicity in the stratigraphic record – A review. in: J.C. Davis, & U.C. Herzfeld, - *Computers in Geology: 25 years of progress*. New York: Oxford University Press, p. 99:112.. (Volume comemorativo dos 25 anos da **International Association for Mathematical Geology**)
- Krumbein, W.C. & Graybill, F.A., 1965 - An introduction to Statistical Models in Geology: New York: McGraw Hill, 475 p.
- Lerche, I., 1990 – Philosophies and strategies of model building. In. T.A. Cross (ed.) *Quantitative Dynamic Stratigraphy*, New Jersey: Prentice Hall, Englewood Cliffs, p. 243-247.
- Lombar, A., 1956 - *Géologie Sedimentaire: Les Séries Marines*. Paris: Mason, 722p.
- Menezes Filho, N.R.; Rodrigues, T.N.L., 1983 – Faciologia e análise ambiental preliminar da formação Rio Bonito na região de Grande Candiota, Rio Grande do Sul, Brazil: uma proposta de modelo deposicional. In: 1º Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, 1983 **Atas do ...**, Porto Alegre, RS p. 371-391.
- Menezes, J.R.C., 1994 – *Estratigrafia de seqüências em dados de sondagem: aplicação ao Permiano da bacia do Paraná, na região de Candiota – (RS)*. Dissertação (Mestrado em Geociências). Porto Alegre: UFRGS, Curso de Pós-Graduação em Geociências, 124 p.
- Medeiros, M.A.M., 1996 – *Análise da Seção Permiana da Depressão de Candiota – RS*, com ênfase na Sedimentação Cíclica. Dissertação (Mestrado em Geologia). Rio de Janeiro: UFRJ, Programa de Pós-Graduação em Geologia, 1996.
- Medeiros, M.A.M.; Della Fávera, J.C.; Chaves, H.A.F.; Carvalho, B.C.M.C.; Silva, G.B.D. da;

- Marques, M.V.; Freitas, M.; Chrispin, S., 1999 – *Integração Geológica* das Áreas de Recreio, Guaíba e Paleovale Mariana Pimentel, Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul. UERJ, Fac. Geologia, Rio de Janeiro, Set. 1999. (Relatório Final do 8º Curso de Projetos de Análise de Bacias)
- Merriam, D.F., 1981 - Roots os Quantitative Geology. in: D.F. Merriam (ed.) *Down-To-Earth Statistics: Solutions Looking for Geological Problems*, Syracuse University, 1981, 97p. (Geology Contribution 8)-
- Merriam, D.F. & Robinsson, J.F., 1997- Harmonic analysis of sedimentary cyclic sequence in Kansas, Mid-continent, U.S.A. *Mathematical Geology*, v. 29, n.8, p. 953-962.
- Milani, E.J, 1987, *Aspectos da evolução das Bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil*. PETROBRÁS, CENPES, Rio de Janeiro, 61 p. (Sec. Exploração de Petróleo n. 18)
- Milani, E.J.; França, A.B.; Schneider, R.L., 1994 – Bacia do Paraná. *Bol. Geoci. PETROBRAS*, v.8, n.1, p. 69-82.
- Milani, E.J. & Ramos, V.A., 1998 – Orogenias Paleozóicas no Domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de Subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo: v. 28, n. 4, p. 527-544, 1998
- Milani, E.J. & Zalan, P.V., 1998 – The Geology of Palozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brasil. *In: AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro, Short Course I*, Rio de Janeiro, AAPG/ABGP, 1968, p. 67-90.
- Milankovitch, M., 1941 - *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*, Monograph, Acad. roy. Serbe, Ed. spec., Sec. Sci. mat. et nat. 133; 33. 633 p.
- Miller, R.L. e Kahn, J. S., 1962 – *Statistical analysis in the Geological Sciences*. New York: Wiley, 483 p.
- Mitchum, R.M.; van Wagoner, J.C. 1991 - High -Frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, v.70, p. 131-160.
- Mörner, N.A., 1994 – Internal response to orbital forcing and external cyclic sedimentary sequence, in: De Boer, P.L.; Smith, D.G. 1994 – **Orbital Forcing and Cyclic Sequences**, Oxford: Blackwell Spec. Publs Int. Ass. Sediment. V. 19, p. 25-33 .(spec. public. nº 19 of the International Association of Sedimentologist)
- North American Stratigraphic Code, 1983, *AAAPG Bull.*, v. 67, n. 5, p.841-875.
- Parker, R.B. Buffers, energy storage, and the mode and tempo of geologic events. *Geology*, v. 13: p. 440-442.

- Plint, A.G.; Eyles, N.; Eyles, C.H.; Walker, R. G., 1992 – Control of Sea Level Change. in: Walker, R.G.; James, n.p. (ed). *Facies Model: response to sea level change*. Newfoundland: Canada. Geological Assoc. Of Canada. P.15-26, 1992.
- Posamentier, H.W. & Vail, P.R. , 1985 - Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and system tracs models. *in: Wilgus, C.K.; Hasting, B.S., et al, (ed) **Sea level changes - an integrated approach***: Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42, p. 125-154, 1988.
- Posamentier, H.W.; Allen, G.P., 1993 – Variability of the sequence stratigraphy model: effect of local basin factors – *Sedimentary Geology*, v. 86, p 91-109.
- Posamentier, H.W.; Allen, G.P., 1996 – *Siliciclastic Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications*. Pré print, 195 p.
- Posamentier, H.W.; Jervey, M.T.; Vail, P.R., 1988 – Eustatic control on clastic deposition: I - Conceptual framework. *in: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C; Posamentier, H.W. Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (Ed) - **Sea level changes: an integrated approach***. SEPM Special Publication 42, p. 110-124.
- Prevatti, L.D., 1999 – “*Geologia da Bacia Carbonífera de Faxina*”l. Monografia de Graduação. Rio de Janeiro: UERJ Curso de Graduação em Geologia
- Read, W.A., 1994 – High-frequency, glacial-eustatic sequences in early Namurian coal bearing fluviodeltaic deposits, central Scotland. , *in: De Boer, P.L.; Smith, D.G. 1994 – **Orbital Forcing and Cyclic Sequences***. Blackwell, Oxford: *Spec. Publs Int. Ass. Sediment. 19*, 413-428 .(spec. public. nº 19 of the International Association of Sedimentologist).
- Read, J.F. & Goldhammer, R.K., 1988 – Use of Fischer plots to define third-order sea-level curves in Ordovician peritidal carbonates, Appalachians: *Geology*, v.16, p. 895-899.
- Ross, C.A.; Ross, J.R.P., 1988 – Late Paleozoic transgressive-regressive deposition . . *in: Wilgus, C.K.; Hastings, B.S.; Kendall, C.G.St.C; Posamentier, H.W. Ross, C.A.; Van Wagoner, J.C. (Ed) - **Sea level changes: an integrated approach***. SEPM Special Publication 42, p. 110-124, 1988.
- Ross, C.A. e Ross, J.P.R. (não publicado) *in: Harland, W.B.; Armstrong, L.E.; Craig, L.E.; Smith, A.G.; Smith, D.G., 1990 – **A Geologic Time Scale***. Great Britain: Cambridge University Press.
- Ross, W.C., Watts, D.E.; May, J.A. , 1995 - Insights from stratigraphic modeling: mud-limited versus sand-limited depositional systems. *AAPG Bulletin*, v. 79, n. 2, p. 231-258.
- Sadler, P.M.; Osleger, D.A.; Montañez, E.J., (1993) - On the Labeling, Length, and Objective Basis of Fisher Plots. *Jour. Sed. Petr.*, 63 (3):360-368.
- Silva, G.B.D, 1999 - “*Geologia da Área de Gravata*”. Monografia de Graduação Rio de Janeiro: UERJ - Curso de Graduação em Geologia.

- Sarg, J.F., 1988 - Carbonate sequence stratigraphy, *in*: Wilgus, C.K.; Hasting, B.S., et al, (ed), 1988 - ***Sea level changes - an integrated approach***: Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub. 42, p. 155-182.
- SBG - Comissão Especial de Nomenclatura Estratigráfica - Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica; Gui de Nomenclatura Estratigráfica. ***Rev. Brasileira de Geociências***, v. 16, n. 4, 370-415, 1986.
- Scherer, C, 1992 – Estratigrafia de seqüências da bacia do Paraná. Porto Alegre: Doc. Interno da disciplina de Estratigrafia do Curso de Graduação em GEOLOGIA, Univ. Federal do Rio Grande do Sul. 15 p.
- Schwarzacher, W., 1975 - ***Sedimentation Models and Quantitative Stratigraphy*** – Amsterdam: Elsevier. 382p.
- Schwarzacher, W., 1993 - ***Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory.*** , Amsterdam: Elsevier. 725p.
- Schwarzacher, W., 1985a - IV.1 - Principles of Quantitative Stratigraphy - The treatment of Single Sections. *In*: Gradstein, F.M.; Agterberg, F.P.; Brower, J.C.; Schwarzacher, W. 1985. - ***Quantitative Stratigraphy***. Paris: D. Reidel Publ. Comp., UNESCO. p. 361-386
- Schwarzacher, W., 1985b - IV.2 – Lithostratigraphic Correlation and Sedimentation Models. *In*: Gradstein,F.M.; Agterberg, F.P.; Brower, J.C.; Schwarzacher, W., 1985 - ***Quantitative Stratigraphy***. Paris: D. Reidel Publ. Comp., UNESCO. p. 387-418.
- Signorelli, N., 1984 – Perfil Descritivo de Furo de Sonda – Furo IR-153-RS. *In*: CPRM, Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná, anexo 347.
- Sloss, L.L., 1962 - Sequence in the cratonic interior of North America: Geol. Soc. Am. Bull. V.74, p. 93-113.
- Smith, D.G., 1994 – Cyclicity or chaos? Orbital forcing versus non-linear dynamics. , *in*: De Boer, P.L.; Smith, D.G. 1994. ***Orbital Forcing and Cyclic Sequences*** (spec. public. nº 19 of the International Association of Sedimentologist). Oxford: Blackwell, 559 p
- Sokal, R.R. e Rohlf, F.J. – 1969 – ***Biometry – The principles and practices of statistics in biological research***. W.H Freeman and Company, San Francisco, 776 p.
- Stam, B; Gradstein, F.M.; Lloyd, P.; Gillis, D., 1987 - Algorithms for porosity and subsidence history. *Computers and Geoscience*, v.13 n. 2.
- Suess, E. 1904 - The face of the earth, v. 1 (translated by H.B.C Sollas); Oxford, UK: Clarendon Press, 604 p. Citado em Posamentier, H.W.; Allen, G.P. – ***Siliciclastic Sequence Stratigraphy - Concepts and Applications.*** - Pré print, 1996, p. 2.
- Turcotte, D.L., 1994 – Fractal aspects of geomorphic and stratigraphic Processes. ***GSA Today***, v.4 n. 8, p. 201, 211-213.

- Vail, P.R., 1988 – *Sequence stratigraphy workbook. Fundamentals of sequence stratigraphy*. Am. Assoc. Pet. Geol. Annu. Conv. Short Course Notes, Tulsa, Okla.
- Vail, P.R.; Audemard, F.; Bowman, S.A.; Eisner, P.N.; Perez-Cruz, C., 1991 – The stratigraphic signature of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview. in: G. Einsele et al (ed), *Cycles and Events in Stratigraphy*, Berlin: Springer. p. 617-659.
- Vail, P.R.; Mitchum, R.M.; Thompson III, S., 1977 – Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, part 3: Relative Changes of Sea Level from Coastal Onlap.– in: Payton, C.E. – *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. – AAPG Memoir 26, p. 63-81.
- van Hinte, J.E., 1978 – Geohistory analysis, application of micropaleontology in exploration geology, *AAPG Bull*, v. 62, p. 201-227.
- van Wagoner, J.C; Mitchum,R.M.; Campion, K.M.; Rahmanian, V.D. 1990 – *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies*. Amer. Assoc. Petr. Geologists, Tulsa, 55 p. (AAPG Methods in Exploration Series, No. 7)
- Vistelius, A.B., 1949a – The question of the mechanics of strata formation. Dokl. Akad. Nayk. Trans. V. 65 n. 2 apud Miller, R.L. e Kahn, J. S., 1962 – Statistical analysis in the Geological Sciences. New York: Wiley. 483 p.
- Vistelius, A.B., 1949b – On mechanical relationships in strata formation, Dokl. Akad. Nayk. Trans. V. 65 n. 4 apud Miller, R.L. e Kahn, J. S., 1962 – Statistical analysis in the Geological Sciences. New York: Wiley. 483 p.
- Vistelius, A.B., 1952 – On the Kirmakinian suite of eastern Azerbaijan 1. Basis of the lithologic boundaries. apud Miller, R.L. e Kahn, J. S., 1962 – Statistical analysis in the Geological Sciences. New York: Wiley. 483 p.
- Wanless, H.R.; Weller, J.M., Correlation and extend of Pennsylvanian cyclothem. Geol. Soc. Americ. Bull., v. 43, p:1003-1016
- Ward, C. R., 1984 – Coal Geology and Coal Technology. Blackwell Scientific publications, Australia
- White, I.C., 1908 – Relatório Final: Parte 1 – Geologia . Rio de Janeiro: Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil,
- Yang, C.S.; Baumfalk, Y.A., 1994 – Milankovitch Cyclicity in the Upper Rotliegend Group of the Netherlands offshore , in: De Boer, P.L.; Smith, D.G. 1994 – **Orbital Forcing and Cyclic Sequences** (spec. public. nº 19 of the International Association of Sedimentologist), Blackwell, Oxford, 559 p, **p. 47-61**
- Zalan, P. V.; Wolff, S., Astolfi; M.A.M.; Vieira, I.S.; Conceição, J.C.J.; Neto, E.V.S.; Marques, A. 1990 - The Paraná basin, Brazil. In: Leighton, Kolata, Oltz & Eidel (eds.), 1990 - *Interior Cratonic Basins*. AAPG Memoir 51, p. 681-708.