UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO FACULDADE DE GEOLOGIA

APLICAÇÃO DA ESTRATIGRAFIA QUÍMICA E DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS NA SEÇÃO ALBIANA DA PORÇÃO SUL DA BACIA DE SANTOS

Cláudia Maria de Siqueira Penna Quintaes



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis

RIO DE JANEIRO 2006

Livros Grátis

http://www.livrosgratis.com.br

Milhares de livros grátis para download.

UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO FACULDADE DE GEOLOGIA

APLICAÇÃO DA ESTRATIGRAFIA QUÍMICA E DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS NA SEÇÃO ALBIANA DA PORÇÃO SUL DA BACIA DE SANTOS

Cláudia Maria de Siqueira Penna Quintaes

Orientador: Prof. Dr. René Rodrigues Co-Orientador: Dr. Ricardo Latgé Milward de Azevedo

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Programa de Pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis

> RIO DE JANEIRO 2006

UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO FACULDADE DE GEOLOGIA

TÍTULO: APLICAÇÃO DA ESTRATIGRAFIA QUÍMICA E DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS NA SEÇÃO ALBIANA DA PORÇÃO SUL DA BACIA DE SANTOS

Cláudia Maria de Siqueira Penna Quintaes

Dissertação submetida ao corpo docente da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro - UERJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre.

		Aprovada por:				
	NOME	ASSINATURA				
Prof. Dr.						
Prof. Dr.						
Prof. Dr.						

RIO DE JANEIRO

2006

FICHA CATALOGRÁFICA

QUINTAES, CLÁUDIA MARIA DE SIQUEIRA PENNA. Aplicação da Estratigrafia Química e da Estratigrafia

de Sequências na Seção Albiana da Porção Sul da Bacia de Santos. [Rio de Janeiro] 2006.

XX, 182p . 29,7 cm (Faculdade de Geologia - UERJ, MSc., Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, 2006).

Tese - Universidade do Estado do Rio de Janeiro, realizada na Faculdade de Geologia.

 Detalhamento do Andar Albiano na porção sul da Bacia de Santos com base nos fundamentos da Estratigrafia de Sequências e na Estratigrafia Química.
 Sua sub-divisão em seqüências deposicionais e identificação em perfis convencionais, perfis geoquímicos e na sísmica de reflexão. 3.Implicações exploratórias para a indústria petrolífera.

I - FGEL/UERJ II - Título (série)

DEDICATÓRIA

Dedico este trabalho a meus filhos e àquele que de uma forma ou de outra, sempre está comigo. Ao meu amigo e orientador que sempre me reservou palavras de estímulo, muito necessárias em trabalhos de pesquisa, além de boas discussões geológicas.

A todos os geólogos que por entenderem, como poucos, toda a relatividade e complexidade do tempo da natureza, de alguma maneira, se aproximam pouco mais do eterno...

AGRADECIMENTOS

Um agradecimento especial à PETROBRAS, empresa onde construí uma parceria de muitos anos e sem a qual este trabalho não seria possível.

Aos colegas do Laboratório de Rocha do CENPES, a saber: Rozendo, Fabio, Geraldo Magela e Flávio pela ajuda e apoio com as amostras. Aos colegas do Laboratório de Geoquímica do CENPES, em especial aos técnicos Maurieli e Jussara pela ajuda no tratamento das amostras e análise dos dados de isótopos. Aos Geólogos Edson Milani e Luis Carlos Veiga, colegas que viabilizaram as análises de elementos, minha eterna gratidão. Ao meu chefe e amigo, Edmundo Marques, meus sinceros agradecimentos pelo apoio logístico e estímulo recebido. Ao colega, Geofísico Carlos Varela, meus mais sinceros agradecimentos pela orientação no tratamento do dado sísmico. Ao meu chefe superior, Mário Carminatti, a minha gratidão pela liberação dos dados e pela minha liberação para a execução deste trabalho.

Aos professores da UERJ, pela agradável convivência acadêmica e pelos conhecimentos recebidos. Aos meus colegas de pós-graduação, pelos bons momentos e pelo partilhar de objetivos. Um especial agradecimento ao Nelson, do laboratório de rocha da UERJ, pela presteza na condução das análises das amostras.

Enfim, minha sincera gratidão a todos aqueles que de uma forma ou de outra contribuíram para o meu progresso profissional.

SUMÁRIO

LISTA DE ILUSTRAÇÕES	x
RESUMO	xvii
ABSTRACT	xix

I. INTRODUÇÃO	1
1.1 OBJETIVOS	1
1.2 LOCALIZAÇÃO	3
1.3 METODOLOGIA	6
2. GEOLOGIA REGIONAL	10
2.1 EVOLUÇÃO DAS BACIAS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA	10

	10
2.2 BACIA DE SANTOS E O PLATÔ DE SÃO PAULO	12
2.2.1 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR	16
2.2.2 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DOS ANDARES ALBIANO E CENOMANIANO	27

3. ESTRATIGRAFIA QUÍMICA	31
3.1 DEFINIÇÃO	31
3.2 ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA	31
3.2.1 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE CARBONO E OXIGÊNIO DE CARBONATOS	31
3.3 CARBONO ORGÂNICO TOTAL, TEOR DE ENXOFRE E RESÍDUO INSOLÚVEL	43
3.4 ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS	45
3.5 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS E APLICAÇÃO DOS RESULTADOS	47

4. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS	50
4.1 BREVE HISTÓRICO DA ESTRATIGRAFIA	50
4.2 SISMOESTRATIGRAFIA X ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS	50
4.3 UMA IMPORTANTE FERRAMENTA EXPLORATÓRIA	54
4.4 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS CARBONÁTICAS	57
5. FERRAMENTAS CONVENCIONAIS USADAS NA INDÚSTRIA DO PETRÓLEO	92
5.1 PERFIS DE POÇO	92
5.1.1 RAIOS GAMA - GR	92
5.1.2 SÔNICO	92
5.1.3 INDUÇÃO	93
5.1.4 DENSIDADE - RHOB	93
5.1.5 PERFIS LITOLÓGICOS E DE TESTEMUNHOS	94
5.2 SÍSMICA DE REFLEXÃO	95
5.2.1 DADO SÍSMICO	95
5.2.2 SISMOGRAMA SINTÉTICO	96
6. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS DADOS OBTIDOS	100
6.1 IDENTICACÃO E CARACTERIZAÇÃO DAS SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS	100
6.2 DESCRIÇÃO DAS SEQÜÊNCIAS IDENTIFICADAS	128
6.2.1 SEQÜÊNCIA - 1	128
6.2.2 SEQÜÊNCIA - 2	130
6.2.3 SEQÜÊNCIA - 3	131
6.2.4 SEQÜÊNCIA - 4	132

6.2.5 SEQÜÊNCIA - 5	133
6.2.6 SEQÜÊNCIA - 6	134
6.3 CORRELAÇÃO SÍSMICA X POÇO	135
6.4 AMARRAÇÃO COM O DADO SÍSMICO DOS DEMAIS POÇOS	145

7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	166
7.1 INTERPRETAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E IMPLICAÇÕES EXPLORATÓRIAS	166
7.2 CONCLUSÕES FINAIS	166

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

168

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1. Mapa de localização da área de estudo	pág. 4.
Figura 2. Seção de estudo no poço X	pág. 5.
Figura 3. Seção de estudo do Albiano Inferior/Médio do poço X	pág. 8.
Figura 4. Seção de estudo do Albocenomaniano do poço X	pág. 9.
Figura 5 . Evolução das bacias sedimentares brasileiras segundo a Tectônic WEC Brasil, 1985	a de Placas, pág. 11 .
Figura 6 . Mapa batimétrico da Bacia de Santos mostrando suas princi limítrofes	pais feições pág. 13 .
Figura 7 . Mapa Geológico do SE do Brasil e SW da África antes da abertura Sul (modificado de De Wit et al., 1988 apud Meisling el al., 2001)	do Atlântico pág. 14.

Figura 8. *Carta Estratigráfica da Bacia de Santos, com as principais fases tectônicas, os reservatórios principais (R) e as principais rochas geradoras(S)._____pág.* 15.

Figura 9. Mapa de anomalia gravimétrica crustal Bougher derivada de satélite do SE do Brasil. (Karner, 2000)._____pág. 17.

Figura 10. Mapa de anomalia gravimétrica crustal Bougher (filtrado) mostrando as maiores zonas de fratura e suas terminações aproximadas para oeste. Intervalo de contorno de 5 mgal (Karner, 2000)._____pág. 18.

Figura 11. *Mapa de anomalia gravimétrica residual nas áreas de Santos e Campos, cedido pelo Observatório Geológico Lamont- Doherty.(Meisling et al., 2001)._____pág. 19.*

Figura 12. Seção sísmica SW-NE cortando o Platô de S. Paulo, em águas ultraprofundas da Bacia de Santos. Abaixo, perfil de anomalia gravimétrica Bougher. Segundo Gomes et al, 2002.______pág. 20.

Figura 13. *Reconstrução da margem continental brasileira logo após o break up (final do Aptiano).(Gamboa et al, 2001)._______pág. 21*.

 Figura 14. Mapa do Atlântico Sul e continentes adjacentes mostrando anomalias gravimétricas marinhas medidas por satélite (Sandwell and Smith, 1995 apud Meisling et al, 2001).

 ________pág. 22.

Figura 15. Linha sísmica transversal e seção geológica equivalente interpretada na porção central da bacia até o Platô de São Paulo. Modica et al.(2004).______pág. 24.

Figura 16. Seções sísmicas transversais regionais nas porções norte e central da baciamostrando a Falha de Cabo Frio.pág. 25.

Figura 17. Mapa topográfico digital da parte continental SE do Brasil e as principais entradas de sedimentos na Bacia de Santos. Os dados topográficos são da U.S. Geological Survey. Cobbold et al (2001)._____**pág. 26**.

Figura 18. Modelos de sedimentação em rampa carbonática, com base na estratigrafia de seqüências (Emery e Myers, 1996)._____pág. 29.

Figura 19. Seção de estudo do poço X, com as principais formações._____pág. 30.

Figura 20. Gráfico da relação entre os valores medidos de $\delta^{18}O$ do carbonato e a temperatura oceânica, calculada pela equação de Craig (1965) a partir dos valores estimados de $\delta^{18}O$ da água do mar primitiva (Dickson, 1990)._____**pág. 35**.

Figura 21. Respostas características dos valores de $\delta^{13}C$ e de $\delta^{18}O$ frente a um intervalo de sedimentação carbonática que sofreu exposição subaérea. **pág. 42**.

Figura 22. Fluxograma dos procedimentos laboratoriais._____pág. 49.

Figura 23. Classificação das seqüências proposta por Vail (1991) (Retirada de SEPM #40).______pág. 54.

Figura 24. Expressão sísmica de uma plataforma carbonática afogada, com a formação de uma superfície discordante devido ao afogamento (**drowning unconformity**), coberta por sedimentos em **downlap**._____**pág. 63**.

Figura 25. Corte transversal a uma plataforma carbonática (seção dip). Handford e Loucks (1993).______pág. 66.

Figura 26. Modelo de trato de mar baixo com exposição total da plataaforma, parada na sedimentação carbonática e erosão subaérea (Adaptado de Doyle et al., 1998; fonte internet: <u>www.sc.edu</u>). **pág. 70**.

Figura 27. Modelo de trato de mar baixo com queda pouco acentuada do nível relativo do mar, com a sedimentação carbonática limitada a borda da plataforma (Adaptado de Doyle et al., 1998; fonte internet: <u>www.sc.edu</u>)._____**pág. 71**.

Figura 28. Padrões de estaqueamento dos vários ambientes de trato de mar baixo, que são bem registrados pelo perfil de raios-gama (Kendall, 2004; fonte internet: <u>www.sc.edu</u>)._____**pág. 79**.

Figura 29. Evolução de uma plataforma carbonática ou de banco carbonático (shoals) a partir de feição positiva no substrato (Emery e Meyers, 1996)._____pág. 84.

Figura 30. Modelo de trato transgressivo com a formação de seção condensada, bacia adentro, e a junção da superfície transgressiva com a superfície de inundação máxima (Doyle et al., 1998, fonte internet: <u>www.sc.edu</u>)._____**pág. 85**.

Figura 31. Padrões de estaqueamento dos vários ambientes de trato transgressivo, que são bem registrados no perfil de raios-gama (Kendall, 2004; fonte internet: <u>www.sc.edu</u>)._____**pág. 86**.

Figura 32. Modelo de trato de mar alto, período de maiores taxas de produção de sedimentos em uma plataforma carbonática (Keep-up) (Doyle et al., 1998; fonte internet: www.sc.edu).______pág. 89.

Figura 33. Padrões de estaqueamento de ciclos carbonáticos de alta freqüência, nas várias porções de uma plataforma carbonática. Esses padrões são bem registrados no perfil de raios-gama (Kendall, 2004, fonte internet: <u>www.sc.edu</u>). **pág. 90**.

Figura 34.(A) Linha sísmica hipotética transversal a uma plataforma carbonática.(B) Desenho esquemático, onde as reflexões sísmicas foram traçadas e suavizadas para mostrar a geometria inferida.(C) Visão aumentada de B. (Adaptado de Handford e Loucks, 1993)._____**pág. 91**.

Figura 35. *Perfil composto do intervalo pesquisado no poço X, convertido para tempo, juntamente com o sismograma sintético do intervalo em tempo correspondente.*____**pág. 98**.

Figura 36. Perfil composto de parte do intervalo pesquisado no poço Y (que possui perfis), convertido para tempo, juntamente com o sismograma sintético do intervalo correspondente em tempo. ________pág. 99.

Figura 37. *Representação diferenciada do poço X, com os perfis de raios-gama e sônico, além das curvas de variação isotópica de carbono e oxigênio. Este tipo de representação especular (curvas rebatidas) é util na análise dos ciclos sedimentares.* **pág. 102**.

Figura 38. Seção do Albiano Inferior/Médio do poço X, dividida em 4 seqüencias deposicionais e suas principais superfícies-chaves (LS's ou limites de seqüência e SIM's ou superfícies de inundação máxima), de acordo com as quebras nas curvas de isótopos (principalmente do oxigênio)._______pág. 103.

Figura 39. Seção do Albiano Superior/Cenomaniano do poço X, dividida em 2 seqüências deposicionais e suas principais superfícies-chaves (limites de seqüência e superfícies de inundação máxima), de acordo com as quebras nas curvas de variação isotópica.__ pág. 104.

Figura 40. Seção estratigráfica entre os poços X e Y, para correlação. As quebras identificadas no poço X, através das curvas de variação isotópica de C e O, correspondentes aos limites das seqüências, puderam ser identificads no poço Y._pág. 107.

Figura 41. Seção do Albiano Inferior/Médio entre os poços X e Y, com os perfis convencionais GR (raios-gama) e Sônico e as curvas de variação isotópica de carbono e oxigênio, além das curvas de COT (carbono orgânico total), S (enxofre) e R.I. (resíduo insolúvel). pág. 108.

Figura 42. Seção do Albiano Superior/Cenomaniano entre os poços X e Y, com os perfis convencionais GR (raios-gama) e Sônico, além das curvas de isótopos de carbono e oxigênio, carbono orgânico (COT), enxofre(S) e resíduo insolúvel (R.I.).____pág. 109.

Figura 43.	$Gráficos de \delta^{l.}$	${}^{B}C x \delta^{I8}O$	dos poços X e Y]	pág. 110

Figura 44. Gráficos de $\delta^{13}C \times COT$ (carbono orgânico) dos poços X e Y.____pág. 111.

Figura 45. Gráficos de $\delta^{13}C \times S$ (enxofre) dos poços X e Y._____ pág 112.

Figura 46. Gráficos de $\delta^{13}C \times R.I.$ (resíduo insolúvel) dos poços X e Y.____ pág. 113.

Figura 47. Gráficos de $\delta^{18}O \times COT$ (carbono orgânico) dos poços X e Y.____pág. 114.

Figura 48. Gráficos de $\delta^{18}O \times S$ (enxofre) dos poços X e Y._____pág. 115.

Figura 49. Gráficos de $\delta^{18}O \times R.I.$ (resíduo insolúvel) dos pocos X e Y. pág. 116.

Figura 50. Curvas dos teores de alguns dos principais óxidos do poço X.____pág. 118.

Figura 51. *Curvas dos teores dos demais óxidos do poco X.* **pág. 119**.

Figura 52. Gráfico das variações das concentrações de elementos menores (Ti) e alguns dos elementos traços, pela profundidade do poço X._____ pág. 120.

Figura 53. *Gráfico de outros elementos traços analisados do poço X.* **pág. 121**.

Figura 54. Gráfico dos demais elemntos traços analisados do poço X._____ pág. 122.

Figura 55. *Gráfico de Al(óxido) x Ca(óxido) e Al(óxido) x Fe(óxido).* **pág. 123**.

Figura 56. *Gráfico de Al(óxido) x K(óxido) e Al(óxido) x Mg(óxido)*._____pág. 124.

Figura 57. *Gráfico de Al(óxido) x Na(óxido) e Al(óxido) x Si(óxido)*._____pág. 125.

Figura 58. *Gráfico de Ca(óxido) x Mg(óxido) e Ca(óxido) x Sr.*____pág. 126.

Figura 59. *Gráfico de Mo x COT (carbono orgânico) e Mo x S (enxofre).*_____pág. 127.

Figura 60. Perfil composto do poço X, em tempo, da seção de estudo, juntamente com o sismograma sintético correspondente e as principais seqüências deposicionais identificadas.______pág. 137.

Figura 61. Seção sísmica strike, em tempo, com a janela de pesquisa identificada em vermelho.______pág. 138.

Figura 62. Detalhe da seção sísmica **strike** com o sismograma sintético plotado na posição do poço X, para a correlação poço / sísmica (dado sintético / dado real)._____**pág. 139**.

Figura 63. Correlação poço / sísmica através do sismograma sintético com as principais superfícies identificadas (limites de seqüência)._____ pág. 140.

Figura 64. Perfil do poço Y, em tempo, de parte da seção de estudo, juntamente com o sismograma sintético correspondente e as principais seqüências deposicionais identificadas (o restante do poço não possui perfis convencionais)._____pág. 141.

Figura 65. Seção sísmica strike, em tempo, com a janela de pesquisa identificada em vermelho.______pág. 142.

Figura 66. Detalhe da seção sísmica strike com o sismograma sintético plotado na posição do poço Y, para a correlação poço / sísmica (dado sintético / dado real).______pág. 143.

Figura 67. Correlação poço / sísmica através do sismograma sintético com as principais superfícies identificadas (limites de seqüência)._____ pág. 144.

Figura 68a. Seção sísmica (em tempo) arbitrária interpretada (com os 6 limites de seqüência) passando pelos poços A, C e Y._____pág. 146.

Figura 68b. *Seção sísmica (em tempo) arbitrária interpretada (com os 6 limites de seqüência) e com os perfis de raios-gama, passando pelos poços A, C e Y.____pág 147.*

Figura 68c. Seção sísmica (em tempo) arbitrária sem interpretação, passando pelos poços A ,C e Y._____pág. 148. **Figura 69a**. Seção sísmica (em tempo) arbitrária (**strike**) interpretada (com os 6 limites de seqüência) passando pelos poços C, Y, H, D e N._____**pág. 149**.

Figura 69b. Seção sísmica (em tempo) arbitrária (**strike**) interpretada (com os 6 limites de seqüência) e com os perfis de raios-gama dos poços C, Y, H, D e N.____**pág. 150**.

Figura 69c. Seção sísmica (em tempo) arbitrária (**strike**) sem interpretação, passando pelos poços C, Y, H, D e N._____**pág. 151**.

Figura 70a. Seção sísmica (em tempo) arbitrária com interpretação (dos 6 limites de seqüência), passando pelos poços X, Y e G._____pág. 152.

Figura 70b. Seção sísmica (em tempo) arbitrária com interpretação (dos 6 limites de seqüência) e com os perfis de raios-gama dos poços X, Y e G._____pág. 153.

Figura 70c. Seção sísmica (em tempo) arbitrária sem interpretação e sem perfis, passando pelos poços X, Y e G._____pág. 154.

Figura 71a. Seção sísmica (em tempo) arbitrária (**strike**) com interpretação das 6 seqüências deposicionais, passando pelos poços J, D, H, Y, C, G e L.____**pág. 155**.

Figura 71b. Seção sísmica (em tempo) arbitrária (**strike**) sem a interpretação, mas com as falhas interpretadas e os perfis de raios-gama, para melhor visualização, passando pelos poços J, D, H, Y, C, G e L._____**pág. 156**.

Figura 71c. Seção sísmica (em tempo) arbitrária (**strike**) sem a interpretação das 6 seqüências deposicionais e sem as falhas, passando pelos poços J, D, H, Y, C, G e L.______**pág. 157**.

Figura 72a. Seção sísmica arbitrária (**strike**) em tempo passando pelos poços F, L e E. As 6 seqüências deposicionais identificadas estão representadas com suas respectivas cores.______**pág 158**.

Figura 72b. Seção sísmica arbitrária (**strike**) em tempo passando pelos poços F, L e E, com as 6 seqüências deposicionais identificadas e os perfis de raios-gama dos poços.______**pág. 159**.

Figura 72c. Seção sísmica arbitrária (**strike**) em tempo passando pelos poços F, L e E, com os perfis de raios-gama dos poços e sem a interpretação._____pág. 160.

Figura 73a. Seção sísmica arbitrária (**strike**) em tempo, com a interpretação das 6 seqüências deposicionais identificadas e passando pelos poços B, A e L.____**pág. 161**.

Figura 73b. Seção sísmica arbitrária (strike) em tempo, sem interpretação e com os perfis de raios-gama, passando pelos poços B, A e L._____pág. 162.

Figura 74a. Seção sísmica arbitrária em tempo, passando pelos poços F e X, com a interpretação das 6 seqüências deposicionais identificadas e das falhas._____pág 163.

Figura 74b. Seção sísmica arbitrária em tempo, passando pelos poços F e X, com a interpretação das 6 seqüências deposicionais identificadas e das falhas, além dos perfis de raios-gama dos dois poços.______pág. 164.

Figura 74c. Seção sísmica arbitrária em tempo, passando pelos poços F e X, sem a interpretação mas com os perfis de raios-gama dos dois poços, para facilitar a visualização._______pág. 165.

RESUMO

Este estudo visa à obtenção de um maior detalhamento da seção carbonática do Albiano Inferior / Médio da Bacia de Santos, suportado na Estratigrafia Química e nos princípios da Estratigrafia de Seqüências. Esta seção carbonática, por ter sido depositada em condições ambientais muito estressantes (altas salinidades), possui um conteúdo fossilífero bastante restrito, que tem limitado seu refinamento cronoestratigráfico com o uso apenas da bioestratigrafia.

Visando obter esse detalhamento e, também, um maior entendimento da história deposicional dessa seção, ferramentas convencionais (perfis de poços, dados litológicos e bioestratigráficos tanto de amostras de calha como de testemunhos e dados sísmicos) e não convencionais (construção da curva de isótopos de carbono e oxigênio; teores de elementos maiores, menores e traços; carbono orgânico total; enxofre e análise de ciclos sedimentares) usadas na indústria do petróleo, foram integradas no presente trabalho.

Para a avaliação da metodologia proposta, uma área, com 16.000 Km², no sul da bacia foi selecionada, onde a seção equivalente ao Meso-Eoalbiano (cerca de 7 milhões de anos) encontrase bem desenvolvida.

Somente o Andar Albiano engloba cerca de 12 milhões de anos (ICS, 2006) e sua seção sedimentar chega a atingir quase 1500 metros de espessura, sendo que aproximadamente 90% desta pertence ao Albiano Inferior / Médio e permanece indivisa pela bioestratigrafia. Por outro lado, o Neo Albiano (cerca de 5 milhões de anos) e o Cenomaniano (cerca de 6 milhões de anos) possuem isópacas bem mais modestas na área de estudo. O primeiro está representado por uma seção condensada de águas mais profundas, resultante da grande transgressão marinha que afogou completamente a plataforma carbonática ao final do Meso Albiano. Já a seção cenomaniana é composta por sedimentos pelíticos remanescentes à discordância do Turoniano. Na parte sul da Bacia de Santos, a seção turoniana é bem marcada pela presença de um folhelho radioativo, correspondente ao evento anóxico global, responsável pela maior parte do volume de petróleo já descoberto no mundo.

Para o presente trabalho, foram selecionados 12 poços, que melhor representam o intervalo cronoestratigráfico estudado, além de seções sísmicas passando por eles. O uso da Estratigrafia Química foi concentrado em 2 poços, denominados aqui de X e Y, que apresentam a seção do

Albiano Inferior / Médio mais completa da área, chegando a atingir a seção evaporítica aptiana mais profunda. Neles amostras para análise química foram coletadas a partir das amostras de calha existentes e de testemunhos.

Através da integração dos resultados das análises químicas com os perfis dos poços e com os conceitos fundamentais da Estratigrafia de Seqüências, obteve-se uma subdivisão da seção albocenomaniana em 6 seqüências deposicionais. Estas seqüências, por envolverem um intervalo de tempo suficientemente grande, podem ser classificadas como de 3ª ordem, desde que apresentem uma boa correspondência no dado sísmico existente. A correlação com dados sísmicos, via sismogramas sintéticos, mostrou que as superfícies-chaves (limites de seqüência) identificadas nos poços X e Y têm uma boa representatividade sísmica, o que permitiu o rastreamento destes eventos para os demais poços selecionados e confirmou a classificação proposta.

Os dados obtidos das análises de elementos químicos, feitas somente nas amostras do poço X, além de corroborarem as interpretações feitas, foram particularmente importantes para uma melhor caracterização paleoambiental de cada seqüência identificada. Isso mostra que o método proposto é particularmente indicado em áreas onde uma avaliação adequada do risco exploratório requer um maior detalhamento das condições vigentes durante a deposição de uma determinada seção sedimentar.

Os resultados extremamente positivos vêm resgatar, também, as vantagens do uso de amostras de calha, disponíveis em todos os poços de petróleo, e que possibilitam, quando devidamente trabalhadas, a geração de uma quantidade muito grande de informações analíticas que poderão nortear pesquisas exploratórias a custos muito baixos.

ABSTRACT

The main goal of this work is to detail the lower / middle Albian carbonatic section of Santos Basin based on the principles of Chemostratigraphy and Sequence Stratigraphy. Because this section was deposited under intense stress conditions (high salinity), its fossil content is very poor. It has limited the chronostratigraphic subdivision based only on biostratigraphic data.

In order to get this detailing and also a better understanding of the depositional history of this section, conventional (well log data, lithological and biostratigraphic data from drill cuttings, cores and cuttings and seismic data) and non conventional (carbon and oxigen isotopes curves; total organic carbon; sulfur; major, minor and trace elements determinations and analysis of sedimentary cycles) data used in the petroleum industry were integrated in the current study.

An area with 16.000 km², where the equivalent section of Lower / Middle Albian (about 7 million years) is well developed, located in the southern part of Santos Basin, was selected to evaluate the proposed methodology.

The Albian Andar itself extends to approximately 12 million years (ICS, 2006) and its sedimentary section reaches almost 1500 meters of thickness, of which ninety percent belong to the lower / middle Albian section that remains without a proper biostratigraphic subdivision. On the other hand, the Upper Albian (about 5 million years) and the Cenomanian (about 6 million years) are represented by very thin equivalent sections in the study area. The first one is represented by a condensed section, typically deposited in deep waters, resulting from a marine transgression that completely drawn the carbonatic platform during the end of the Middle Albian. Fine-grained siliciclastics sediments remaining from the well known Turonian unconformity characterize the Cenomanian section. In the southern part of Santos Basin, the Turonian section is represented by a radioactive shale related to the well known and world-wide anoxic event, which is the source rock for most of the petroleum already found in the world.

For this work, well log, core and drill cuttings data from 12 wells, where the studied chronostratigraphic interval is better represented, were selected, as well as seismic data connecting these wells. The chemostratigraphic studies were concentrated in 2 wells, named well X and Y, which sampled the most complete lower / middle Albian section in the study area, including the top of the

deeper Aptian evaporitic section. Samples for chemical analysis were collected from drill cuttings and cores in both wells.

As a result of the present work, a subdividion of the Albian-Cenomanian section into 6 depositional sequences was obtained through the integration of chemical analysis data with well log data, based on the basic concepts of sequence stratigraphy. As these sequences represent a geological time relatively long, they can be classified as third order's sequences, since they have correspondence on seismic data. Correlation of the identified sequence boundaries in the wells X and Y, via synthetic seismograms, showed that these boundaries have a good seismic representation, which allowed the picking of these events towards the others selected wells and confirmed the proposal classification.

The additional data obtained by the chemical elements analysis, besides to corroborate previous interpretation, were particularly important for the paleo-environmental characterization of the identified sequences. This shows that the proposed method is particularly appropriated for areas where the exploratory risk assessment requires a better understanding of the environmental conditions present during the deposition of a given sedimentary section.

The encouraging results obtained by this work also point to the strong potential of drill cuttings samples, which are always available in all wells drilled by the oil industry and which can bring a great amount of analytical information to the exploration process at low additional cost.

1. INTRODUÇÃO

1.1 OBJETIVOS

Este estudo visa obter um maior detalhamento da seção albocenomaniana na porção sul da Bacia de Santos, especialmente da seção do Albiano Inferior / Médio, que apresenta um maior interesse para a exploração de petróleo e permanece indivisa pela bioestratigrafia.

A escolha da Estratigrafia de Seqüências e da Estratigrafia Química em particular, como ferramentas principais para a obtenção deste detalhamento, visa consolidar a aplicabilidade desta última, principalmente em seções onde o refinamento bioestratigráfico é dificil. A seção carbonática do Albiano Inferior / Médio, de grandes espessuras nesta área da bacia, é bastante monótona quanto a litologia e limitada em relação ao conteúdo fossilífero, devido às condições ambientais estressantes, águas quentes e hipersalinas, em que foi depositada.

Após as primeiras descobertas de hidrocarbonetos em carbonatos da Fm Macaé da Bacia de Campos, na década de 70, que é a correspondente à seção alvo desta pesquisa, vários trabalhos foram feitos, para subdivisão desta seção usando a bioestratigrafia (Gomide, 1976; Uesugui, 1976; Dias-Brito, 1982; Gomide, 1982, Dias-Brito, 1985a, Azevedo *et al*, 1987a). Uesugui (*op. cit.*) subdividiu esta seção em três unidades informais com base em palinomorfos, a saber: intervalo *alfa* correspondente ao Albiano Inferior; *beta* definido como Albiano Médio e *gama* como Albiano Superior / Cenomaniano. Mais tarde, Dias-Brito (1985a) redefiniu, com base em calcisferulídeos, o intervalo *alfa* como pertencente ao Albiano Inferior / Médio e o *beta* como Albiano Superior. Azevedo *et al.* (*op. cit.*) reposicionou o intervalo *gama* como Cenomaniano Superior a Turoniano Inferior com base em foraminíferos planctônicos, palinomorfos e nanofósseis calcários. Desde então, nenhuma nova divisão bioestratigráfica foi proposta.

Por outro lado, uma série de interpretações paleoecológicas da seção carbonática do Albiano Inferior / Médio foram feitas na década de 80, com base no conteúdo fossilífero. Os trabalhos de Dias-Brito (1982), Koutsoukos, 1984; Dias-Brito e Azevedo, 1986; Azevedo *et al.*, 1987b; Dias-Brito, 1987; Koutsoukos, 1987; Viviers e Azevedo, 1988 foram desenvolvidos nesse tema. Interpretações paleoambientais desta seção albocenomaniana, baseadas no comportamento das curvas de isótopos de carbono e oxigênio, também foram feitas por Takaki e Rodrigues (1984) e posteriormente por Azevedo (2001). Esse último, ao concentrar sua pesquisa nas respostas das curvas de isótopos de carbono, oxigênio e estrôncio do Andar Albiano, de seções de várias regiões do planeta, confirmou o controle global do sinal isotópico, apesar de algumas diferenciações decorrentes de particularidades regionais. Além disto, o resultado de sua investigação apontou para uma diferenciação entre a temperatura das águas que banhavam a região das Malvinas e da Bacia de Pelotas, mais frias, com as que banhavam as bacias de Santos e Campos, pertencentes ao Atlântico Sul Central. Estas evidências apontam para a existência de uma barreira efetiva, a Dorsal de São Paulo, durante todo o Eo / Meso Albiano. Essa barreira impediu a plena circulação oceânica entre o Atlântico Sul Central, recém formado à época, e o Atlântico Sul Meridional, que banhava a Bacia de Pelotas e as Malvinas. Sua pesquisa confirmou o potencial da estratigrafia química como ferramenta auxiliar no detalhamento estratigráfico e na interpretação paleoambiental de seções, independentemente da natureza do material (rocha-total, carapaças de foraminíferos, etc) e da amostra (calha, testemunho e/ou afloramento). Seus excelentes resultados, alcançados com o uso de amostras de calha do tipo rocha-total, apontam para sua utilização, desde que selecionadas com critério, em detrimento do uso de amostras selecionadas de carapaças carbonáticas de microfósseis e macrofósseis. Estas últimas demandam muito mais tempo de seleção e preparação e que são, portanto, muito mais dispendiosas.

Partindo dos pressupostos defendidos por Azevedo (*op. cit.*), esse trabalho buscou a subdivisão da seção Albocenomaniana, principalmente à pertencente ao Albiano Inferior / Médio, em 2 poços pré-selecionados, denominados de X e Y, com base na quimioestratigrafia, em unidades aloestratigráficas ou seqüências deposicionais de ordens suficientemente pequenas (3^a ordem) de forma a permitir uma correspondência no dado sísmico disponível. Para a avaliação da metodologia proposta, uma área na porção meridional da bacia foi selecionada, onde 12 poços foram escolhidos por possuírem a seção correspondente ao Eo / Meso Albiano (cerca de 7 milhões de anos) bem desenvolvida (figura 1).

A quimioestratigrafia, principalmente a isotópica, tem sido utilizada como importante ferramenta de correlação estratigráfica e de reconstrução paleoclimática, desde os trabalhos pioneiros de Urey (1947), Epstein e Mayeda (1953) e Emiliani (1955). Scholle e Arthur (1980), Jenkyns *et al* (1994), Mitchell *et al.* (1994), Jenkyns (1995), Huber *et al.* (1995), Herrle *et al.* (2004), Miller *et al.* (2005), entre muitos outros, construíram e correlacionaram curvas de variação isotópica de carbono e oxigênio de seções de várias partes do globo, comprovando que, apesar dos processos diagenéticos posteriores e das pequenas variações locais encontradas, a tendência do sinal isotópico se mantém, fazendo destes registros excelentes marcos estratigráficos.

Neste trabalho, ferramentas convencionais usadas na indústria do petróleo; tais como: a sísmica de reflexão, perfis de poços (acústicos, elétricos e radioativos), dados litológicos e bioestratigráficos (quando existentes) de amostras de calha e de testemunhos (quando existentes) serão integradas com as não convencionais (construção da curva de isótopos de carbono e oxigênio, COT, enxofre, teores de elementos maiores/menores/traços e análise de ciclos sedimentares) para obtenção de uma consistente subdivisão da seção e um maior entendimento de sua história deposicional à luz da Estratigrafia de Seqüências. A figura 2 exemplifica quão útil pode ser um

conjunto de curvas geoquímicas para um estudo estratigráfico integrado a informações convencionais.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de trabalho possui cerca de 16.000 km², compreendendo boa parte da porção sul da Bacia de Santos, onde foram concentrados os esforços exploratórios nas décadas de 80 e 90, que culminaram com a descoberta de campos de gás e condensado de petróleo na seção carbonática estudada (figuras 1 e 2). A distância entre os poços X e Y, escolhidos para as análises geoquímicas e de isótopos, é de 22,1 Km.



Figura I. Mapa de localização da área de estudo.



Ροζο Χ

1.3 METODOLOGIA

Foram selecionados dados de 12 poços existentes na área e que melhor representam o intervalo cronoestratigráfico a ser detalhado, além de seções sísmicas de reflexão que passam por estes poços. Dentre estes dados estão incluídos os perfis acústicos (sônico), radioativos (raios gama, densidade, neutrão e core gama frente aos testemunhos) e elétricos (resistividade), além das análises petrográficas dos testemunhos existentes. O uso da Estratigrafia Química foi concentrado em dois poços, onde foram coletadas amostras a partir das amostras de calha existentes. O poço aqui denominado de X foi usado como referência, sendo a amostragem do intervalo adensada para cada 3 metros a partir da profundidade de 4446 metros até a profundidade final de 5952 metros, totalizando 469 amostras. No segundo poço selecionado, aqui denominado de poço Y, a amostragem foi feita em intervalos de 9 metros a partir de 4401 metros até a profundidade de 6102 metros, à exceção dos três testemunhos existentes onde a malha foi adensada para 3 metros, perfazendo um total de 200 amostras. Estes dois poços foram escolhidos por apresentarem a seção do Albiano Inferior / Médio mais completa da área, tendo ambos atingido a seção evaporítica aptiana mais profunda (tabela 1).

Na fase inicial, foi feita a coleta, juntamente com a redescrição das calhas, perfazendo cerca de 670 amostras do tipo rocha-total, referentes aos dois poços, as quais foram pulverizadas e preparadas para as posteriores análises.

De posse dos resultados destas análises, foram construídas as curvas de isótopos de carbono e oxigênio, carbono orgânico total (COT), enxofre (S) e resíduo insolúvel (R.I.), as quais foram integradas com os perfis de raios-gama (GR) e sônico (ou Vp) para o estudo de ciclos sedimentares e a interpretação das principais quebras e inflexões das curvas e dos perfis. Partindo-se primeiro do poço X, onde as curvas de isótopos possuem mais detalhe devido ao menor espaçamento da amostragem, procurou-se identificar os principais ciclos sedimentares e as principais variações ("quebras") nas curvas, principalmente de isótopos de oxigênio, que poderiam estar relacionadas a limites de seqüências ou outras superfícies-chaves importantes (figuras 3 e 4). Aplicando-se os conceitos fundamentais da Estratigrafia de Seqüências, foram integradas as várias respostas dos perfis e curvas aos dados de descrição litológica da seção a fim de obter a divisão do pacote sedimentar em seqüências deposicionais.

Uma vez definidas estas seqüências no poço de maior detalhe, foi estendida a interpretação para o segundo poço (poço Y) através de correlação, quando identificadas as seqüências correspondentes, foi definido o arcabouço estratigráfico da seção de estudo, com a identificação dos limites de seqüência (LS), das superfícies de inundação máxima (SIM's) e dos tratos de sistema.

As análises de elementos maiores, menores e traços, feitas somente em um poço, foram suficientes para acrescentar uma grande quantidade de informações importantes para corroborar a interpretação feita, ou mesmo para proporcionar uma melhor caracterização das seqüências.

Após o detalhamento da seção de estudo, sismogramas sintéticos foram gerados para avaliar a existência de representatividade no dado sísmico, dos limites de seqüência identificados nos poços, o que viabilizaria o rastreamento desses eventos para os demais poços selecionados na área. Uma malha contendo 26 seções sísmicas passando por esses poços foi empregada para correlação sísmica / poço e posterior rastreamento.

TABELA DOS POÇOS COM OS INTERVALOS E OS DADOS UTILIZADOS

POÇO	INTERVALO	TESTEMUNHO	AMOSTRAS ISÓTOPOS		ANAL.ELEM.
	(m)		DE CALHA	DE C e O	
А	4550-5335	Sim	Não	Não	Não
В	4500-5322	Sim	Não	Não	Não
С	4380-5694	Sim	Não	Não	Não
D	4450-5785	Sim	Não	Não	Não
Е	4700-5517	Sim	Não	Não	Não
F	4150-4705	Sim	Não	Não	Não
G	4650-5403	Sim	Não	Não	Não
Н	4500-5791	Sim	Não	Não	Não
X	4450-5958	Não	Sim	Sim	Sim
Y	4401-6103	Sim	Sim	Sim	Não
J	3450-4226	Não	Não	Não	Não
L	4450-5748	Sim	Não	Não	Não





as curvas de isótopos de carbono e oxigênio geradas, onde estão identificadas as principais "quebras" nestas curvas e os





2. GEOLOGIA REGIONAL

2.1. EVOLUÇÃO DAS BACIAS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA

A evolução das bacias marginais brasileiras está diretamente ligada e foi controlada pelo processo de separação dos continentes africano e sul-americano. As principais feições geológicas destas bacias resultaram de importantes eventos no decorrer do processo de fraturamento continental (Figueiredo, 1985).

Num determinado período da história geológica da Terra, mais precisamente durante o Permiano, há cerca de 280 milhões de anos, todos os continentes estiveram unidos, devido a colisões durante o deslocamento das placas litosféricas. A este megacontinente criado deu-se o nome de Pangea, o qual ocupava cerca de 40% da superfície terrestre. O único oceano existente nesta época chamava-se Panthalassa.

Porém, este arranjo global em um único megacontinente era bastante instável. Por isto, o fraturamento do supercontinente começou já no Neotriássico-Eojurássico, há cerca de 210 milhões de anos, separando a atual América do Norte e Europa da América do Sul e África. Estes dois últimos já formavam antes, juntamente com outros atuais continentes (Austrália, parte da Ásia, etc) o supercontinente Gondwana, e após o fraturamento do Pangea, ainda permaneceram unidos por 70 milhões de anos.

No fim do Jurássico e início do Neocomiano, cerca de 140 milhões de anos atrás, o atual continente sul-americano começou a girar no sentido horário separando-se da África. A separação foi mais rápida no sul do continente, onde lavas basálticas atingiram a superfície através de fraturas profundas, cobrindo tanto a bacia paleozóica do Paraná como a futura margem continental, com derrames que atingem mais de 1000 metros de espessura. Ao longo da futura margem continental, distensão de pouca expressão causou a formação de bacias de grande extensão, preenchidas por depósitos fluviais e lacustres. A esta grande depressão alongada deu-se o nome de Depressão Afrobrasileira.

Durante o Neocomiano, há cerca de 130 milhões de anos, a rotação diferencial entre a América do Sul e a África fez com que fraturas tensionais (fase *rift*) fossem propagadas além das áreas de atividade vulcânica associadas às fraturas principais, estendendo-se para as bacias pouco subsidentes, criadas no estágio pré-*rift*. Nas áreas vulcânicas, o fissuramento continuava sincronamente com decréscimo da intensidade do vulcanismo e aumento da taxa de sedimentação.

Ao sul, nas bacias de Campos e Santos a estruturação pré-existente do embasamento pré-Cambriano (Brasiliano) orientou o fraturamento nas direções NE e ENE, próximas à direção de deslocamento dos continentes. Em virtude disto, algumas áreas continentais deslizaram lado a lado, ao invés de se afastarem, criando um sistema de falhas transcorrentes de direção NE/SW e NW/SE. A abertura dos grábens neocomianos aconteceu através do afastamento entre suas margens além do movimento lateral entre eles. Seu rápido preenchimento por depósitos flúvio-lacustres, muitas vezes ricos em matéria orgânica, terminou no fim do Neocomiano, quando, com o cessar das deformações internas, os limites do recém-nascido continente sul-americano tornaram-se firmemente estabelecidos (Figueiredo, 1985).

No Aptiano, há cerca de 125 milhões de anos, ao final da fase *rift*, estabeleceu-se entre a América do Sul e África uma bacia de subsidência rápida mas uniforme, onde foram depositados sedimentos clásticos lacustres e espessa seqüência de evaporitos marinhos. A água salgada proveio da bacia euxínica, quase fechada, existente entre a Argentina e a África do Sul, resultante da implantação do Oceano Atlântico em condições fortemente restritas. Após transpor o Alto Vulcânico de Florianópolis ou a Dorsal de São Paulo, esta água moveu-se na direção norte originando um mar hipersalino, provavelmente bastante raso e estreito, margeado por terras áridas (figura 5). Entre os



Figura 5. Evolução das bacias sedimentares brasileiras segundo a Tectônica de Placas, WEC Brasil, 1985.

evaporitos predomina a halita embora outros sais, ricos em cloretos de cálcio, potássio e de magnésio, fossem também depositados, refletindo a composição química pouco comum da água.

Estes sedimentos foram cobertos no Eoalbiano por um pacote de sedimentos marinhos carbonáticos, objeto principal deste estudo, marcando o *break up* e a criação de crosta oceânica.

O desenvolvimento posterior da margem sul-atlântica foi controlado pela combinação da deriva continental da América do Sul para oeste, que ocorreu de maneira geral sem restrições, com os processos gerados na zona de subducção da margem oeste da placa sul-americana, gerando esforços intra-placa (Figueiredo, 1985). A conjugação destes esforços resultou na reativação da margem atlântica do SE, com intrusões e vulcânicas alcalinas no final do Cretáceo e início do Terciário.

2.2. BACIA DE SANTOS E O PLATÔ DE SÃO PAULO

A Bacia de Santos é uma das maiores depressões marginais da costa leste do continente sulamericano, ocupando uma área de cerca de 350.000 km². Atualmente, esta bacia encontra-se totalmente submersa e bordeja um litoral côncavo de 1200 km que inclui as costas dos estados do RJ, SP, PR e SC. Abrange a plataforma, talude continental e o Platô de São Paulo. É limitada a oeste pelo cinturão de serras costeiras (Maciço da Carioca, Serra do Mar e da Mantiqueira), com altitudes que variam entre 800 e 2200 metros, sendo que o limite oeste da seção *rift* pré-Aptiana com o embasamento é marcado por uma feição conhecida como Charneira de Santos. Para leste, estende-se até o sopé da feição fisiográfica conhecida como Platô de São Paulo. Seu limite ao norte com a Bacia de Campos é dado por uma feição chamada Alto de Cabo Frio que faz parte da zona de transferência do Rio de Janeiro. Ao sul, a Plataforma de Florianópolis, a qual faz parte da zona de transferência de Florianópolis, marca o limite com a Bacia de Pelotas (figura 6).

O embasamento da bacia, e do Platô de São Paulo, é formado por rochas graníticas e metamórficas do Proterozóico, pertencentes ao Cinturão Ribeira. Durante o Ciclo Brasiliano, este cinturão sofreu esforços compressivos que deixaram marcantes cicatrizes tectônicas, visíveis em imagens aéreas, que são na realidade, profundas descontinuidades crustais que atingem até o manto superior. Esta herança do Brasiliano controlou o arcabouço estrutural da bacia superposta (figura 7). Os sedimentos variam desde o Neocomiano até o Quaternário, com valores de cobertura sedimentar da ordem de 8000 metros podendo alcançar cerca de 13000 metros nos depocentros, sendo as maiores espessuras do Cretáceo Superior e Terciário. A sedimentação é marcada por três fases principais, reflexos de sua evolução tectônica, a saber: fase *rift*, transicional e fase *drift* (figura 8).

O Platô de São Paulo ocupa uma área onde os valores de batimetria estão acima de 2000 metros e é coberto por cerca de 12000 metros de sedimentos, na maioria sal. Está limitado ao sul pela

barreira vulcânica da Dorsal de São Paulo ou Alto de Florianópolis, que marca também o limite dos evaporitos.



Figura 6. Mapa batimétrico da Bacia de Santos mostrando suas principais feições limítrofes.



Figura 7. Mapa Geológico do SE do Brasil e SW da África antes da abertura do Atlântico Sul (modificado de De Wit et al., 1988 apud Meisling el al., 2001). As localidades das margens atuais são (de SW para NE) Florianópolis (FL), Santos (SA) e Rio de Janeiro (RJ) no Brasil; e Luanda (LU) em Angola, na África.



Figura 8. Carta Estratigráfica da Bacia de Santos, com as principais fases tectônicas, os reservatórios principais (R) e as principais rochas geradoras(S). Pereira, 1990.
2.2.1 ARCABOUÇO ESTRUTURAL E EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

O Cinturão Ribeira, embasamento da Bacia de Santos, dispôs-se obliquamente (ENE-WSW) em relação ao processo de estiramento da crosta (E-W) durante o rifteamento do Neocomiano, impondo um estilo de deformação com características transtensionais. São observadas zonas de transferência, de direção NW-SE, compartimentando a bacia em sub-bacias com diferentes históricos de sedimentação e de fácies da seqüencia *rift* Neocomiana, onde está localizada a principal rocha geradora de hidrocarbonetos (folhelhos da Fm Guaratiba). Esta característica segmentada desta seção *rift* impôe diferentes riscos exploratórios a estas sub-bacias. Pode-se observar, também, um predomínio de falhas normais antitéticas do embasamento em Santos, enquanto em Campos predominam as sintéticas. No limite leste da crosta continental, as zonas de transferência tornam-se alinhadas com as falhas transformantes da cadeia oceânica do Atlântico Sul, dispostas na direção E-W (figuras 9, 10 e 11).

Segundo vários trabalhos, incluindo os pioneiros da década de 80 de Guimarães *et al.* (1982) e Chang & Kowsmann (1984), até os mais recentes de Karner (2000) e Meisling *et al.* (2001), o embasamento da Bacia de Santos apresenta duas mudanças expressivas no seu gradiente de afinamento. A primeira, denominada Charneira de Santos (Pereira *et al.*,1986), é relativa à faixa onde a crosta continental começa efetivamente o seu afinamento em direção à bacia e é correlacionada com um amplo soerguimento da Moho no bloco alto da falha extensional Neocomiana, segundo Karner (2000) e Meisling *et al.* (2001). A disposição espacial das descontinuidades crustais do Cinturão Ribeira pode ter favorecido a implantação de uma zona de deslocamento ao longo da área estendida, num estilo já idealizado por Wernicke e Burchfiel (1982) e Gibbs (1984), com grande potencial para, já nessa fase, soerguer significativamente a área continental adjacente. Dessa forma, houve a geração de uma "proto-Serra do Mar" já no início do Cretáceo, por efeitos flexurais durante a fase *rift*.

A segunda localiza-se no trecho onde a crosta passa a apresentar um afinamento relativamente menor, correspondente à feição chamada de Platô de São Paulo. Esta foi interpretada por Macedo (1991) como crosta continental estirada bastante intrudida por material vulcânico, que lhe conferiu uma alta densidade evidenciada nas modelagens gravimétricas realizadas por Guimarães *et al.* (1982) e também nas altas velocidades sônicas registradas nos levantamentos de sísmica de refração (Baccar, 1970; Kumar & Gamboa, 1979). Seu limite com a crosta oceânica foi considerado gradacional, a exceção do seu limite sul, ao longo da Dorsal de São Paulo.

Existe uma certa correspondência espacial entre essas duas áreas onde ocorrem mudanças expressivas crustais e regiões onde a seqüência evaporítica aptiana apresenta-se com formas distintas (Pereira *et al.*, 1986).



Figura 9. Mapa de anomalia gravimétrica crustal Bougher derivada de satélite do SE do Brasil. Esta anomalia acentua as bacias sedimentares e feições flexurais tais como flancos de rift. As proeminentes anomalias negativo-positivo representam a linha arbitrária da passagem de crosta continental para crosta oceânica (linha preta); as anomalias positivas estão associadas com espessamento de crosta oceânica aptiana-albiana e com as zonas de charneira de Campos e Santos (linhas vermelhas); as anomalias negativas estão relacionadas com sub-bacias rift nas bacias de Campos e Santos e com zonas de fratura oceânica. As sub-bacias de Laguna, Itajaí, Paranaguá, São Sebastião e Mangaratiba estão limitadas ao longo do strike destas fraturas. As vulcânicas alcalinas do Neocomiano-Eoceno estão representadas por triângulos vermelhos (Karner, 2000).

Este modelo de grande estiramento crustal é compatível com as modificações reológicas que toda esta área do SE brasileiro teria sofrido antes do *rifteamento*, devido à intumescência termal que culminou com os derrames basálticos na Bacia do Paraná (Serra Geral) e do Congo (Etendeka), na África, e posteriormente nas bacias de Campos, Santos e Pelotas. Estando a crosta nesta área mais aquecida que nas áreas vizinhas, quando do início da fase distensiva (*rift*), haveria a tendência de serem formadas zonas de transferência para que fossem acomodados os blocos crustais com reologias distintas. As principais zonas de transferência são a do Rio de Janeiro, a de Florianópolis e a de Curitiba.



Figura 10. Mapa de anomalia gravimétrica crustal Bougher (filtrado) mostrando as maiores zonas de fratura e suas terminações aproximadas para oeste. A localização do limite entre crosta oceânica e crosta continental baseia-se na mudança abrupta da direção das feições de embasamento de E/W para N/S e nas terminações das zonas de fratura. Este limite coincide com uma mudança no gradiente gravimétrico de negativo para positivo e com o limite leste a seção evaporítica sin-rift como observado nas seções sísmicas ao longo do Platô de São Paulo. Intervalo de contorno de 5 mgal (Karner, 2000).

Trabalhos recentes retomaram esta questão acerca da origem desta feição tão marcante conhecida como Platô de São Paulo. Demercian (1996), Karner (2000) e Meisling *et al.* (2001) interpretam este segundo cinturão de anomalia gravimétrica positiva em águas mais profundas da bacia como uma cadeia vulcânica coberta por uma fina camada de evaporitos aptianos, especialmente anidrita, que corresponderia a um centro de espalhamento abortado (figuras 9, 10 e 11).

Segundo Gamboa (2001), Gomes *et al.* (2002) e Modica *et al.* (2004) parte do Platô de São Paulo seria formada de crosta continental estirada enquanto a outra, correspondente a uma cadeia (*trend*) de vulcânicas de direção SW-NE (Vulcânicas de Avedis, seg. Demercian, 1996), seria um centro de espalhamento oceânico abortado ainda antes da ruptura (*break up*). Isto explicaria a grande



Figura 11. Mapa de anomalia gravimétrica residual nas áreas de Santos e Campos, cedido pelo Observatório Geológico Lamont- Doherty. As referências são (de S para N): FL - Florianópolis; SA – Santos e RJ – Rio de Janeiro. As principais anomalias interpretadas foram: MU – Soerguimento da Moho; FS – zona de espalhamento oceânico abortada. As linhas tracejadas identificam as principais zonas de transferência; as linhas pontilhadas azuis (TF) marcam as cicatrizes oceânicas das principais falhas transformantes (Meisling et al., 2001).

assimetria entre a Bacia de Santos e a de Namíbia, sua equivalente no lado africano, tanto nas dimensões laterais quanto na presença de sal (figuras 12 e 13).

Outra feição geológica muito importante, que está diretamente ligada à grande concentração de evaporitos na Bacia de Santos em detrimento da de Pelotas que não possui esta seqüência salina, é a Dorsal de São Paulo. Esta cadeia vulcânica, que segundo Meisling *et al.* (2001) parece estar relacionada à passagem do *hot spot* Tristão da Cunha, marcou uma mudança radical nas condições de sedimentação e possivelmente nas condições de geração e acumulação de hidrocarbonetos na margem continental sul. No seu início, este *hot spot* teve sua trajetória encaixada na Zona de Transferência de Florianópolis e, segundo Meisling *et al.* (*op. cit.*) teria formado a cadeia vulcânica conhecida como Dorsal de São Paulo, entre 127 e 120 milhões de anos. Esta feição foi responsável pelo retardo no processo de abertura do Atlântico Sul frente à Bacia de Santos, criando condições

restritivas no Aptiano e no Eoalbiano, enquanto nesta época tem-se o registro de crosta oceânica e águas profundas na Bacia de Pelotas (figura 14).



proeminente baixo de embasamento relacionado ao alto Figura 12. Seção sísmica SW-NE cortando o Platô de São Paulo, em águas ultra-profundas da Bacia de Santos gradiente registrado no perfil de anomalia gravimétrica Bougher (abaixo), interpretado como crosta proto-oceânica onde observa-se um grande alto de embasamento(ao centro) e o acunhamento da se_cão rift contra o mesmo em esquerda pode-se observar um bem inicial (segundo Gomes et al, 2002) ∢ ambos os lados.



Figura 13. Reconstrução da margem continental sulamericana e africana logo após a separação dos continentes (final do Aptiano).(Kumar & Gamboa, 1979).



Figura 14. Mapa do Atlântico Sul e continentes adjacentes mostrando anomalias gravimétricas marinhas medidas por satélite (Sandwell and Smith, 1995); nos continentes os derrames basálticos do Paraná e Etendeka (EL); a cadeia Meso-Atlântica (MAR); as principais zonas de fratura – RJZ (Zona de Transferência do Rio de Janeiro); FFZ (Zona de Transferência de Florianópolis); rastros dos hot spots de Tristão da Cunha (TC) e Trindade (TR) – Martin Vaz (MV) (círculos com idades em M.a) que deram origem a ilhas oceânicas além de outras feições (PB- Bacia de Pelotas; TA- Arco de Torres; FP-Plataforma de Florianópolis; RG- Alto de Rio Grande ou Dorsal de São Paulo; SB- Bacia de Santos; CB-Bacia de Campos; AP- Plateau de Abrolhos; ES- Bacia do Espírito Santo; NB- Bacia da Namíbia; WB-Bacia de Walvis; LB- Bacia de Luderitz. Anomalias com valores em mGal (Meisling et al., 2001).

Após a deposição da sequência evaporítica (fase transicional) e o desenvolvimento da Cadeia Meso-Atlântica devido à formação de crosta oceânica, a separação dos continentes efetivou-se e houve a entrada definitiva do mar. Foi no Albiano (+/-112 M.a.), que uma ampla plataforma carbonática se instalou na bacia, o qual marca também o início da fase de subsidência termal. A presença de leques aluviais e deltáicos nas porções proximais da plataforma carbonática indica pequenas movimentações tectônicas na região continental adjacente (+/- 100 M.a.), podendo significar novo soerguimento da área da Serra do Mar (Macedo, 1991). Durante a deposição dos carbonatos teve início a halocinese na bacia, com os processos de escorregamento gravitacional sobre o sal (Pereira *et al.*, 1986).

Neste período, a barreira criada pela Dorsal de São Paulo ainda era bastante efetiva, limitando sobremaneira a entrada das águas oceânicas advindas do Atlântico Sul. Com esta restrição criou-se

uma bacia bastante extensa e extremamente rasa, onde uma ampla plataforma carbonática se desenvolveu em condições bastante estressantes. Isto explica a escassez faunística encontrada, sendo o Eo / Meso Albiano, de Santos e Campos, marcado por uma espessa e monótona sedimentação bioclástica formada predominantemente por oolitos, oncolitos e pelóides e pouco conteúdo fossilífero.

Posteriormente, duas seqüências transgressivas preencheram a bacia, afogando a plataforma carbonática durante o Neoalbiano e Turoniano.

Tendo início no Cretáceo e seguindo até o Terciário, e não menos espetacular, é a grande remobilização de toda a sequência pós-rift, afetada por um sistema de falhas lístricas antitéticas, com deslocamento sobre o sal aptiano, formando uma lacuna (gap) de Albiano de dezenas de km de largura por centenas de km de extensão, sendo a chamada Falha de Cabo Frio (Mohriak *et al*, 1995) seu principal exemplo (figuras 15 e 16). Este evento foi provocado pelo início da subsidência térmica, devido à criação de crosta oceânica a partir do Albiano, que deslocou o sal bacia adentro provocando sua concentração em domos que funcionaram como barreiras à sedimentação, e foi realimentado pela grande entrada de sedimentos siliciclásticos durante o final do Cretáceo (Campaniano-Maastrichtiano) chamada progradação Juréia, que embora tenha ocorrido em toda a Bacia de Santos, afetou principalmente a porção norte. Esta grande sedimentação está relacionada ao soerguimento da Serra do Mar, da Mantiqueira e do Maciço da Carioca no Neo Cretáceo e Cenozóico, devido às reativações de estruturas antigas do embasamento (cicatrizes da Faixa Ribeira) como resultado de esforços compressivos distantes da placa sul-americana e da atividade do hot spot de Trindade. Pode-se observar uma série de bacias terciárias *pull-apart* relacionadas diretamente a estes eventos (Taubaté, Resende, etc). Ainda hoje, uma ampla sismicidade crustal é registrada nesta região continental do sudeste do Brasil. A presença de intrusões alcalinas e vulcânicas alcalinas do Neo Cretáceo-Paleogeno é atribuída ao hot spot de Trindade, segundo Meisling et al. (2001), e foi observada tanto nas áreas continentais quanto nas bacias de Santos e Campos.

Enquanto nas bacias da margem continental brasileira existia uma tendência generalizada de subida relativa do nível do mar durante o Meso e o Neocretáceo, em Santos, tanto o soerguimento da área fonte quanto o aporte sedimentar compensaram esta tendência e mantiveram a bacia num ambiente continental e de mar raso, o que pode ser comprovado pela caracterização de ambiente parálico ao longo do Neo Cretáceo até o Eoceno.

Estas seguidas reativações provocaram também um desvio para NE da drenagem ancestral do Rio Paraíba do Sul, desde o Neo Cretáceo até o Eoceno. A partir de então, o Rio Paraíba, que anteriormente desaguava na Bacia de Santos, passou a correr para dentro da Bacia de Campos, fornecendo os sedimentos clásticos para a formação dos turbiditos em águas profundas, principais



reservatórios daquela bacia (figura 17). Assim, do Eoceno em diante, a sedimentação na Bacia de Santos passou a ser predominantemente pelítica, ao inverso do Neo Cretáceo.



Figura 16. Seções sísmicas transversais regionais nas porções norte e central da bacia mostrando a Falha de Cabo Frio. Modica et al. (2004).



Figura 17. Mapa topográfico digital da parte continental SE do Brasil e as principais entradas de sedimentos na Bacia de Santos. Os dados topográficos são da U.S. Geological Survey. O relevo foi acentuado artificialmente por iluminação de NW. Cadeias de montanhas com mais de 1000 m (marrom) são predominantes à oeste de Curitiba e à leste de Poços de Caldas. O pico mais alto (2787m) localiza-se na Serra da Mantiqueira, próximo à Volta Redonda (Pico da Agulhas Negras). Os cursos dos dois principais rios – Paraíba do Sul (RPS) à leste e Tietê (RT) estão alinhavados em branco. A escarpa da falha da Serra dos Órgãos, cuja reativação foi responsável pelo desvio do Paraíba do Sul pode ser observada (AFS) à NE. As localidades mostradas no mapa são as seguintes, de SW para NE: Florianópolis (FL), Curitiba (CU), São Paulo (SP), Santos (SA), Poços de Caldas (PC), Taubaté (TB), Ilha Grande (IG), Volta Redonda (VR), Rio de Janeiro (RJ), Itaboraí (IB) e Além Paraíba (AP). Cobbold et al (2001).

Este controle tectônico condicionou tanto a sedimentação na parte norte e central da Bacia de Santos, como criou condições de bacia faminta para a parte sul, com deposição de espessos pacotes de folhelho no Neo Cretáceo e com a implantação de espessa plataforma carbonática a partir do Oligoceno, devido ao pequeno aporte de sedimentos terrígenos e em resposta às condições oceanográficas vigentes (Gamboa *et al.*, 1994).

A evolução dos conhecimentos sobre a tectônica da margem continental brasileira, e em especial da Bacia de Santos, tem proporcionado um avanço no conhecimento da fisiografia e das

condições ambientais reinantes no Proto-Atlântico Sul. Este conhecimento é fundamental para o desenvolvimento dos estudos paleoambientais e de refinamento da seção albiana.

Para a ampliação dos conhecimentos sobre a margem continental foi relevante a aquisição de novos dados geofísicos, tanto sísmicos quanto gravimétricos e magnéticos e, principalmente, o advento das imagens de satélite.

2.2.2 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DOS ANDARES ALBIANO E CENOMANIANO

O Eo/Meso Albiano foi marcado na Bacia de Santos por ampla sedimentação carbonática, em ambiente nerítico raso. A história deposicional destes carbonatos, que constituem a Fm Guarujá, está intimamente relacionada à história inicial do Atlântico Sul, ao norte do sistema Dorsal de São Paulo (Walvis Ridge)-Alto de Rio Grande. Esta formação caracterizada como uma ampla plataforma carbonática em forma de rampa (figura 18) teve o início de sua deposição logo após o evento evaporítico aptiano e se estendeu até o final do Meso Albiano, quando um grande evento transgressivo afogou por completo esta plataforma, marcando o término da sedimentação carbonática rasa. Nestes tempos, a entrada das águas oceânicas, vindas do sul, ainda era parcialmente restrita e controlada pela atividade tectônica da Dorsal de São Paulo ou Alto de Rio Grande/ Elevação de Walvis. Este ambiente transicional, de mar epicontinental porém com mais restrição, similar ao atual Golfo Pérsico e ao Mar Vermelho, apresentava características extremamente estressantes. Suas águas eram quentes e hipersalinas, dados comprovados respectivamente, pelos valores muito negativos da curva da razão isotópica do oxigênio δ^{18} O e pela baixa diversidade biótica, além dos valores positivos e pouco variáveis da curva de isótopos de carbono δ^{13} C (figura 19). Este mar albiano inicial era um ecossistema juvenil, instável e pobre em nutrientes, com profundidades máximas em torno de 50 metros (Spadini et al., 1988). Durante todo o Eo a Meso Albiano, a bacia, parcialmente fechada por soleiras rasas (Dorsal de São Paulo/ Elevação de Walvis), e sob condições climáticas quentes e secas, foi submetida a um balanço hídrico negativo, devido à evaporação maior que a precipitação e o desaguamento (Dias-Brito, 1982, apud Spadini et al, 1988).

A base da Fm Guarujá é formada predominantemente por *packstones/wackestones/ grainstones* peloidais a oolíticos/oncolíticos, parcialmente dolomitizados, característicos de sítios de sedimentação muito rasos, enquanto para o topo predominam os *graistones/packstones* oolíticos/oncolíticos com alguns níveis peloidais. Nesta fase, um sistema de planícies de maré se estabeleceu, com ambientes de supramaré, intermaré e lagunas ao sul da bacia. Calcilutitos bioturbados preencheram áreas calmas de ambiente nerítico raso, enquanto oóides e pelóides se acumularam em sistemas de bancos de alta energia desenvolvidos em áreas distais (Spadini *et al.*, 1988).

A biota existente é caracterizada pela ausência de bioelementos típicos dos ambientes marinhos normais da época. Uma estreita relação entre subsidência/produção carbonática e subida do nível do mar foi estabelecida neste período, de forma a manter condições neríticas rasas durante a deposição de dezenas de centenas de metros de carbonatos, ao longo de todo o Eo-Mesoalbiano (equivalente a 7 milhões de anos). O corpo d'água se manteve, durante toda a deposição da Fm Guarujá, quente e hipersalino, como sugerem os valores isotópicos negativos de δ^{18} O e positivos e pouco variáveis de δ^{13} C, respectivamente, além de estudos paleoecológicos. A tectônica adiastrófica controlou toda a deposição carbonática, determinando tanto a distribuição faciológica devido à modificação do substrato quanto a espessura da seção sedimentar. Com a contínua movimentação do sal, falhas lístricas sindeposicionais foram geradas, desenvolvendo estruturas de *rollover*, responsáveis por mudanças faciológicas laterais abruptas, principalmente na porção superior da Fm Guarujá.

O período do Neo Albiano até o Cenomaniano é marcado, na Bacia de Santos, pela deposição da Fm Itanhaém. Esta seção é composta por calcilutitos (mudstones) do Albiano Superior e principalmente por margas do Cenomaniano, e registra a progressiva subida do nível do mar. A salinidade do corpo aquoso também diminuiu devido ao aumento da circulação oceânica e à mudança de condições restritas para oceânicas quase plenas. No Neo Albiano, carbonatos de granulometria fina e com abundantes quantidades de calcisferulídeos foram acumulados principalmente em ambientes neríticos profundos, sob condições climáticas quentes e secas, como sugerem os valores negativos de δ^{18} O e ainda positivos de δ^{13} C, respectivamente. Ao final do Neo Albiano, ritmitos formados por *mudstones*/margas foram depositados em resposta à alternância entre ciclos climáticos quentes / secos e quentes / úmidos. Essa alternância precedeu a drástica mudança climática ocorrida no Cenomaniano e que causou o término da sedimentação carbonática na bacia. O Cenomaniano, parte superior da Fm Itanhaém, é caracterizado por margas, com folhelhos e alguns arenitos turbidíticos subordinados. As margas são em geral bioturbadas, e o conteúdo faunístico desta seção é totalmente diferente daquele dos carbonatos albianos (Viviers et al., apud Spadini et al., 1988). A frequência e diversidade da biota contida nesta seção são altamente variáveis. Este intervalo foi depositado em ambiente batial superior, com profundidades entre 200 e 300 metros, em uma bacia com balanço hídrico positivo onde a evaporação era menor que a precipitação e a entrada de água continental. A diversidade faunística pode ser explicada pelo aumento da circulação oceânica, que aumenta o influxo de nutrientes para a bacia. Nesta época, o clima era então quente e úmido, como sugerem os valores negativos de δ^{18} O e δ^{13} C, respectivamente, e a despeito do estágio avançado da deriva continental, condições marinhas plenas ainda não haviam sido alcançadas, o que pode ser evidenciado pela presença de níveis de folhelhos negros laminados, não bioturbados, relativamente ricos em carbono orgânico, acumulados em eventos anóxicos episódicos.

Condições marinhas plenas só foram alcançadas após o evento anóxico do Turoniano, as quais foram bem registradas nas curvas isotópicas de carbono e oxigênio, onde os valores refletem a maior circulação oceânica (valores mais negativos de δ^{13} C) e a queda da temperatura do corpo aquoso (valores menos negativos de δ^{18} O).





3. ESTRATIGRAFIA QUÍMICA

3.1 DEFINIÇÃO

A estratigrafia química ou quimioestratigrafia envolve a aplicação dos dados de geoquímica orgânica e inorgânica para caracterizar ou correlacionar estratos. Seqüências podem ser subdivididas em unidades estratigráficas com assinaturas geoquímicas diagnósticas. Estas assinaturas possibilitam e dão o suporte necessário à definição das unidades sedimentares e à sua correlação por grandes áreas numa bacia. Este tipo de estudo torna-se especialmente importante em áreas nas quais os métodos convencionais de correlação, tais como a bioestratigrafia e a assinatura de perfis, têm provado ser insuficientes e muitas vezes inadequados para a obtenção de correlações precisas.

A aplicação da estratigrafia química é essencial principalmente em seqüências com nenhum ou muito pouco conteúdo fossilífero; em áreas com taxas de sedimentação muito altas onde o detalhamento bioestratigráfico é muito difícil e em várias seqüências marinhas espessas, tanto pelíticas quanto carbonáticas, nas quais as assinaturas dos perfis são monótonas e não possibilitam uma correlação acurada (Rodrigues, 2005).

3.2 ESTRATIGRAFIA ISOTÓPICA

3.2.1. COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DO CARBONO E OXIGÊNIO DE CARBONATOS

Isótopos de Oxigênio

As variáveis primárias que determinam o sinal de isótopos de oxigênio em carbonatos são a temperatura da água e a composição de ¹⁸O/¹⁶O da água do mar. A depender dessas variáveis, a composição isotópica do oxigênio na fase sólida será mais ou menos distinta da água em reações químicas em condições de equilíbrio. Neste processo de fracionamento diferencial os valores de δ^{18} O durante a formação do carbonato são dependentes da temperatura: em altas temperaturas, mais íons de carbonato com átomos de ¹⁸O permanecem em solução, com os carbonatos precipitados sob estas condições mostrando-se menos enriquecidos em ¹⁸O que aqueles formados sob baixas temperaturas (Urey, 1947; Emiliani, 1955). Urey (op. cit.) apresentou um trabalho pioneiro acerca da termodinâmica de sistemas isotópicos e sugeriu que variações na temperatura de precipitação do carbonato de cálcio da água levariam a variações mensuráveis na razão de ¹⁸O/ ¹⁶O do carbonato de cálcio. Emiliani (1955) postulou que a determinação de temperaturas de oceanos antigos seria possível, a princípio, através da medição do conteúdo de δ^{18} O de carapaças fósseis calcárias. A primeira escala de paleotemperatura foi introduzida por McCrea (1950) e refinada por Epstein *et al.* (1953). Este último obteve a fórmula empírica abaixo, levemente modificada por Craig (1965):

$$T(^{\circ}C) = 16.9 - 4.2 \Delta + 0.13 \Delta^2$$
,

onde Δ é a diferença isotópica (δ^{18} O) entre o CO₂ derivado do carbonato pela reação com H₃PO₄ a 25 ° C e o CO₂ a 25 °C em equilíbrio com a água da qual o carbonato foi depositado.

Três problemas dificultam a determinação de paleotemperaturas:

- 1. o valor desconhecido de δ^{18} O dos oceanos antigos;
- 2. efeitos metabólicos na precipitação carbonática ou efeitos vitais;
- 3. a preservação isotópica do oxigênio primário nos carbonatos.

1. Assumindo-se que a água dos oceanos antigos teria tido uma composição isotópica mais ou menos constante, similar à atual, o ponto crucial passa a ser a questão da paleosalinidade. Deve-se saber se o organismo, a ser analisado, viveu em águas oceânicas de 35.000 ppm de salinidade. Águas oceânicas de altas salinidades têm um mais alto conteúdo de ¹⁸O, porque o ¹⁶O se concentra preferencialmente na fase de vapor durante a evaporação. Por outro lado, águas oceânicas de baixas salinidades têm um baixo conteúdo de ¹⁸O, por este ser diluído pela percolação de águas meteóricas. Epstein e Mayeda (1953) estimaram que uma variação de 1‰ na salinidade seria acompanhada de um erro de 1°C na determinação da temperatura dos oceanos, em períodos não glaciais da história da Terra.

2. A existência de organismos, como algumas espécies de foraminíferos, que formam suas carapaças de calcita ou aragonita em equilíbrio isotópico com a água oceânica e outros (por exemplo, equinodermas, asteriodea, ophiuroidea, e crinóides) que não precipitam seus carbonatos em equilíbrio com seus ambientes (Weber e Raup 1966a, b; Weber 1968). Esses tão falados "efeitos vitais" são levados em conta para uma mudança na reação isotópica entre CO_2 da respiração e o bicarbonato no sítio de deposição carbonática e suas imediações. O conhecimento do comportamento ecológico dos organismos secretadores de carapaças é também essencial. Se espécies não extintas são usadas como termômetro, deve ser assumida a premissa de que a profundidade de seu habitat não mudou com o tempo. Outra questão importante é a dúvida, se o $CaCO_3$ é segregado pelas carapaças dos organismos viventes somente durante uma determinada fase de variação da temperatura local ou se através de todo o período de tempo. Epstein e Lowenstam (1953) demonstraram que o crescimento da maioria das espécies calcárias não acontece durante todo o ano. Para a maioria dos pelecípodes, por exemplo, observa-se o crescimento primário nas temperaturas amenas, enquanto os gastrópodes apresentam crescimento tanto no inverno quanto no verão.

3. A composição isotópica do oxigênio das carapaças aragoníticas ou calcíticas permanecerá imutável até a sua dissolução e recristalização durante a diagênese. Alguns dos critérios pelos quais amostras inalteradas podem ser reconhecidas foram discutidos por Lowenstam (1961). Porém, o problema de como provar a sua preservação continua insolúvel.

Para uma composição isotópica constante do oxigênio da água do mar, a razão entre ¹⁸O/¹⁶O dos carbonatos depositados decrescerá 0.23‰ em relação ao equilíbrio isotópico para cada grau centígrado aumentado da temperatura (Epstein *et al.*, 1953; Emiliani, 1955). Logo, com estas constatações foi possível estimar em qual temperatura d'água a precipitação carbonática teve lugar (Epstein *et al.*, 1951, 1953; Craig, 1965; Erez e Luz, 1983)(figura 20).

O mecanismo mais importante para produzir modificação na composição isotópica do oxigênio da água do mar é a evaporação. Este processo concentra o isótopo pesado ¹⁸O na fase líquida, que se torna relativamente enriquecida em ¹⁸O quando comparada com a fase de vapor, enriquecida no isótopo leve ¹⁶O. Durante as glaciações, o vapor d'água das nuvens precipita água rica em ¹⁶O nas calotas de gelo na forma de neve, deixando a água do oceano enriquecida em ¹⁸O. Isto significa que as razões isotópicas do oxigênio nos carbonatos durante as idades do gelo refletem primeiramente o volume de gelo criado, com um menor efeito devido à temperatura (Shackleton, 1967).

A mineralogia também pode ditar uma regra na composição isotópica de carbonatos (Sharma e Clayton, 1965). Por exemplo, os valores de δ^{18} O da aragonita a 25°C são 6 ‰ maiores que os da coexistente calcita e o teor de δ^{13} C da aragonita é enriquecido em 1,8 ‰ relativo à calcita (Rubinson e Clayton, 1969).

Nos últimos anos, a maioria dos estudos paleoclimáticos foi concentrada em foraminíferos. Desde o trabalho pioneiro de Emiliani (1955), numerosos testemunhos do Atlântico, Caribe e Pacífico Equatorial foram analisados e, quando correlacionados acuradamente, produziram uma curva isotópica de oxigênio bem estabelecida para as últimas centenas de milhares de anos (Emiliani, 1972; Shackleton e Opdyke, 1973; Emiliani e Shackleton, 1974; Emiliani, 1978).

Os valores de δ^{18} O foram medidos tanto para as espécies planctônicas quanto para as bentônicas, e a semelhança entre as variações de δ^{18} O é claramente observada em todas as áreas. Cotejadas com escalas de tempo datadas independentemente, essas variações de δ^{18} O resultaram em sinais isotópicos síncronos no registro sedimentar, devido ao período relativamente curto (~10³ anos) de homogenização das águas oceanicas. Esses sinais síncronos fornecem marcos estratigráficos, permitindo correlações entre seções sedimentares amostradas por testemunhos ou amostras, pontuais ou de calha, mesmo quando separadas por milhares de quilômetros.

Diferenças na composição isotópica do oxigênio de carbonatos podem ser causadas tanto por mudanças, glacialmente controladas, da composição isotópica da água oceânica quanto por variações

na temperatura dos oceanos. Tem existido alguma controvérsia a respeito da extensão do "fator temperatura" em oposição ao "fator volume de gelo". Enquanto Emiliani (1955,1966) originalmente favoreceu o "fator temperatura", Shackleton e Opdyke (1973), e mais tarde muitos outros, favoreceram o fator volume de gelo. Embora a resolução dos valores de δ^{18} O dentre estes dois efeitos não possa ainda ser adequadamente feita para todos os períodos de tempo e para todas as áreas oceânicas, o problema pode ser parcialmente resolvido analisando-se separadamente organismos bentônicos e planctônicos. Sabendo-se que a água do fundo oceânico é produzida em altas latitudes (Broecker, 1974 apud Hoefs, 1987), é possivel supor que a temperatura desta água seja mais ou menos constante, não importa o quão extensa seja a calota de gelo existente nos pólos. Logo, a composição isotópica do oxigênio de organismos bentônicos viventes poderia refletir preferencialmente a mudança na composição isotópica da água, enquanto os valores de δ^{18} O de organismos planctônicos seriam afetados tanto pela temperatura quanto pela composição isotópica do corpo d'água (Hoefs, 1987). Broecker (1982) reuniu os dados de δ^{18} O de foraminíferos bentônicos e planctônicos de testemunhos de águas profundas do Pleistoceno e mostrou que não existe significativa diferença entre as amplitudes médias dos dois registros. Desta similaridade concluiu que as mudanças de temperatura da superfície oceânica entre o período glacial e interglacial foram bem pequenas. Para isto, ele demonstrou que somente uma pequena porção das mudanças observadas, entre condições glaciais e interglaciais, nas carapaças bentônicas pode ser atribuída a mudanças na temperatura, sendo que de longe a grande porção se deve a mudanças no volume de gelo.

A maioria das espécies de foraminíferos tem sido caracterizada por precipitar carbonatos levemente fora do equilíbrio isotópico com o ambiente marinho (efeito vital). Ajustes destas espécies ao equilíbrio foram propostos por Shackleton e Opdyke (1973), Shackleton (1977a), Belanger *et al.* (1981) e Graham *et al.* (1980). Entretanto, para várias espécies, existe uma faixa considerável nas estimativas dos ajustes. Como sugerido por Vincent *et al.* (1981), o grau de desequilíbrio deveria ser mesmo variável no espaço e no tempo.

Variações nos isótopos de oxigênio têm sido aplicadas com sucesso na seção pleistocênica, sem levar em conta a exata proporção da temperatura, do efeito do volume de gelo e de fatores específicos das espécies. Um exemplo típico é o bem detalhado registro da variação do nível do mar (através das assinaturas das glaciações), outro é o sincronismo global com os marcos bioestratigráficos (Thierstein *et al.*, 1977). Como mostrado na literatura, existem várias feições impressionantes no registro da curva de δ^{18} O do Pleistoceno: a mais evidente é a ciclicidade, secundariamente as flutuações, que sempre ocorrem dentro de um intervalo, nunca acima nem abaixo de determinados valores máximos e mínimos. Isto sugere que um mecanismo de reação muito efetivo tenha atuado, parando o resfriamento e o aquecimento em alguns níveis máximos. Mais ainda, a forma de "dente-de-serra" da curva de isótopos de oxigênio referente ao Pleistoceno mostra que períodos de máximo aquecimento foram seguidos imediatamente por períodos de resfriamento máximo. Isto pode significar que a máxima cobertura de gelo foi abruptamente derretida por rápido aquecimento, quando um volume máximo crítico da calota de gelo foi atingido (Hoefs, 1987).

Savin (1977) tentou construir a curva de isótopos de oxigênio para o Terciário. Além dos já mencionados problemas, outras questões, como a importância da recristalização diagenética, complicaram o registro (Killingley, 1983). Todavia, a evidência de resfriamento global no Terciário está bem estabelecida. Além disto, uma gradual, embora com algumas inflexões de menor amplitude, tendência de decréscimo da temperatura de águas profundas pode ser observada entre o Neo Cretáceo e os dias atuais, com valores variando de 12°C a 1-2 °C.



Figura 20. Gráfico da relação entre os valores medidos de $\delta^{18}O$ do carbonato precipitado (em vermelho) e a temperatura oceânica, calculada pela equação de Craig (1965) a partir dos valores estimados de $\delta^{18}O$ da água do mar primitiva (S.M.O.W.)

A relação δ^{18} O tem fornecido a base de numerosos estudos das mudanças climáticas do passado, glaciações continentais e mudanças no sistema de correntes marinhas. Mais ainda, ao

estudar as mudanças composicionais isotópicas em ambos os tipos de organismos, bentônicos e planctônicos, é possível investigar a estrutura entre a superfície d'água e a água profunda e sua evolução na história geológica.

Curvas isotópicas de oxigênio e carbono referentes à seção do Cretáceo Superior dos Apeninos (Itália) e do *Chalk* da costa sul da Inglaterra, Mar do Norte, foram construídas por Jenkyns *et al.* (1994) usando amostras de carbonatos totais. Estas curvas apresentam uma correspondência excelente com as equivalentes de outras partes do mundo, o que corrobora o caráter global dos principais fenômenos paleoclimáticos. Provaram também que, apesar das variações nos valores absolutos das curvas de isótopos de oxigênio das seções estudadas, claramente influenciadas pela diagênese, a tendência geral destas curvas é bem consistente, confirmando sua aplicabilidade. E, principalmente, corroboraram o que foi preconizado por Scholle e Arthur (1980), de que o uso de amostras de carbonato total, e não apenas de foraminíferos, pode ser bastante eficiente para minimizar a influência de quaisquer "efeitos vitais", desde que as razões volumétricas das diferentes formas faunísticas não variem muito ao longo do tempo nas seções estudadas.

Isótopos de Carbono

As variáveis que afetam a composição isotópica do carbono de carbonatos não são ainda completamente entendidas (Hoefs, 1987). Os valores primários de δ^{13} C nos carbonatos marinhos são considerados como sendo uma função da razão ${}^{13}C/{}^{12}$ C do carbono inorgânico dissolvido ($\sum CO_2$) na superfície d'água, mesmo que exista pequeno fracionamento associado com a precipitação carbonática.

Mudanças significativas nas razões isotópicas de carbono refletem mudanças no ciclo de carbono dos oceanos, particularmente entre reservatórios de composições isotópicas muito diferentes. Os dois mais importantes processos metabólicos que afetam o δ^{13} C de $\sum CO_2$ são a respiração e a fotossíntese. A fotossíntese do fitoplancton fortemente discrimina o 13 C, preferencialmente incorporando 12 C na matéria orgânica formada por este processo. Logo, tanto a produtividade primária quanto a ulterior oxidação bacteriana, na precipitação da matéria orgânica morta na coluna d'água, irão afetar significantemente os valores de δ^{13} C do $\sum CO_2$ da água. Como a matéria orgânica é enriquecida no isótopo leve 12 C, eventos de alta produtividade tendem a promover a retirada desse carbono mais leve para o reservatório sedimentar, via soterramento, deixando o oceano enriquecido em 13 C. Assim, os valores de δ^{13} C dos carbonatos precipitados sob essas condições tendem a ser bastante elevados (Scholle e Arthur, 1980). Essas condições da água normalmente caracterizam eventos anóxico-disóxicos.

É fato bem conhecido que a composição isotópica, das carapaças de organismos planctônicos, é enriquecida em ¹³C (pesado) e em ¹⁶O (leve) comparada com a de organismos bentônicos, que é isotopicamente mais leve em carbono (enriquecida em ¹²C) e mais pesada em oxigênio (enriquecida em ¹⁸O). Logo, utilizando-se das variações isotópicas composicionais em ambas carapaças de organismos (bentônicos e planctônicos), é possível investigar como a estrutura oceânica, entre superfície e água profunda, respondeu às mudanças na fonte de águas profundas e ao processo de sua formação, tanto quanto ao ciclo de nutrientes durante sua passagem pelas bacias oceânicas (Kennett e Stott, 1990).

Nos últimos anos, muitas investigações têm sido feitas usando-se os valores de δ^{13} C de foraminíferos como indicadores paleoceanográficos (Shackleton e Kennett, 1975; Williams *et al.*, 1977, 1981; Bender e Keigwin, 1979; Broecker, 1982; Shackleton *et al.*, 1983). A composição isotópica do carbono em foraminíferos é, entretanto, influenciada por vários fatores e, portanto, mais difícil de ser interpretada do que o registro de isótopo de oxigênio. O primeiro bom registro das variações isotópicas de carbono em carbonatos cenozóicos de água profunda foi dado por Shackleton e Kennett (1975). Eles claramente demonstraram que foraminíferos planctônicos e bentônicos produzem consistentes diferenças nos valores de δ^{13} C, os primeiros sendo enriquecidos em ¹³C por cerca de 1‰ em relação aos últimos.

Esse enriquecimento em ¹³C nos foraminíferos planctônicos é devido à fotossíntese que remove o ¹²C preferencialmente das camadas oceânicas superficiais. Uma porção desta matéria orgânica precipitada assenta-se em águas profundas onde é reoxidada, o que causa um pequeno enriquecimento em ¹²C nas massas d'água profundas. Além destes processos oceanográficos internos, fatores externos podem também influenciar a composição isotópica do carbono, os quais agem mais lentamente no tempo geológico que os processos internos. Um fator externo muito importante é obviamente a variação do nível do mar: de uma forma geral espera-se que nos períodos de nível de mar alto ocorra um enriquecimento de ¹³C no $\sum CO_2$ da água. Durante períodos de transgressão, altas taxas de carbono orgânico são soterradas dentro de sedimentos marginais. Por exemplo, para o excedente de 1% do carbono orgânico removido dos oceanos para dentro dos sedimentos marinhos tem-se um acréscimo de 0,2 ‰ no valor de δ^{13} C , assumindo-se um valor de δ^{13} C de –20‰ para o carbono orgânico.

Uma complicação adicional resulta do fato que, em geral, os valores de δ^{13} C dos foraminíferos não são iguais aos do bicarbonato dissolvido, o que é interpretado como indicação de desequilíbrio devido a efeitos vitais. Grossman (1984b), entretanto, por análise de foraminíferos bentônicos viventes, demonstrou que quando mineralogia, temperatura e carbono inorgânico dissolvido são considerados, o fracionamento de HCO₃⁻ dos carbonatos de foraminíferos pode não ser muito diferente do carbonato inorgânico precipitado. Assumindo-se que os efeitos vitais ou são

inexistentes ou na média invariáveis com o tempo, variações sistemáticas na composição isotópica do carbono podem refletir variações no δ^{13} C da água do fundo marinho. Com estes pré-requisitos, Bender e Keigwin (1979) tentaram traçar a idade e o movimento das massas d'água profundas. Shackleton *et al.* (1983) usaram dados de δ^{13} C para confirmar reduzidas concentrações de CO₂ na atmosfera da idade do gelo, o que tem sido verificado também por medições diretas do conteúdo de CO₂ nas bolhas de ar dos testemunhos de gelo.

Durante um fenômeno de extinção em massa, como o ocorrido na passagem do Cretáceo para o Terciário (K-T), ocorre uma redução drástica da produtividade primária, não havendo depleção em ¹²C devido à fotossíntese. Os carbonatos depositados neste período de tempo teriam uma assinatura mais negativa de δ^{13} C se comparados com valores de carbonatos depositados antes ou depois, o que explicaria a excursão negativa de δ^{13} C no limite K-T (Hsü e Mckenzie, 1985).

Durante a diagênese, os isótopos de carbono são também fracionados por reações bacterianas, formando CO_2 rico em ¹²C através da oxidação da matéria orgânica ou sulfato redução, e CO_2 enriquecido em ¹³C devido à metanogênese. Se ambos os isótopos de oxigênio e carbono se tornarem negativos, isto pode significar diagênese de água meteórica e, portanto, um possível limite de seqüências.

Isótopos em carbonatos de água meteórica

Desde que a água meteórica é, em geral, depletada em ¹⁸O em relação a água oceânica e mais variável na razão ¹³C/¹²C devido a uma contribuição relativamente alta de solo derivado de CO_2 orgânico, carbonatos de água meteórica são geralmente mais leves e apresentam um intervalo de variação mais amplo na composição isotópica do carbono e oxigênio do que carbonatos marinhos (Clayton e Degens, 1959; Keith *et al.*, 1964; *apud* Hoefs, 1987). Essa distinção em geral tem sido usada para determinar condições paleoambientais. Entretanto, decisivo nesta conexão é o grau de evaporação do corpo de água meteórica.

Carbonatos depositados em lagos de água meteórica com alta taxa de evaporação podem não somente ter valores tão altos de δ^{18} O quanto os carbonatos marinhos, mas também ter valores de δ^{13} C pronunciadamente mais altos (Rothe e Hoefs, 1977 *apud* Hoefs, 1987). O enriquecimento de ¹³C pode ser interpretado como o reflexo do aumento do CO₂, devido a troca entre a atmosfera e o corpo de água rasa.

Uma complexidade a mais pode surgir da estratificação dos corpos de água meteórica ou intermitentemente (sazonalmente) ou permanentemente (efeito termal ou de salinidade). Durante estratificação, o ¹²C é transferido da superfície para águas mais profundas com a precipitação da matéria orgânica morta. A degradação da matéria orgânica nas massas d'água profundas leva ao

enriquecimento relativo de ¹²C dissolvido no dióxido de carbono, enquanto a superfície d'água exibe um enriquecimento de ¹³C.

McKenzie (1984) observou um gradiente máximo de 5 a 6% durante a estratificação termal de verão, enquanto durante a mistura de inverno-primavera não existe gradiente de δ^{13} C em função da intensificação do processo de circulação da coluna d'água.

Várias tentativas do uso da composição isotópica de carapaças de água doce como indicador paleoclimático são encontradas na literatura. Os objetos desses estudos têm sido moluscos (Fritz e Poplawski, 1974 *apud* Hoefs, 1987), gastrópodes (Abell, 1986 *apud* Hoefs, 1987) e caracóis terrestres (Yapp, 1979; Magaritz e Heller, 1980 *apud* Hoefs, 1987). Entretanto, desde que águas meteóricas são altamente variáveis na sua composição isotópica e podem ser facilmente alteradas por processos evaporativos, interpretações quantitativas de mudanças climáticas são quase impossíveis de serem realizadas. Contudo, mudanças qualitativas das condições ambientais são claramente indicadas pelos dados. Assim, Magaritz e Heller (*op. cit.*) descobriram que caracóis de uma zona árida são enriquecidos em 2%₀ nos valores de ¹⁸O se comparados com os da mesma espécie oriundos de zonas de clima moderado (Hoefs, 1987).

Isótopos em dolomitas

Tanto a origem quanto às condições que promovem a dolomitização de calcários continuam ainda sendo debatidas. Embora muitas afirmações sobre a dolomita primária tenham sido feitas, a visão mais aceita atualmente é que a maioria delas tenha origem na substituição. Land (1980) concluiu que não existe um único ambiente de dolomitização. Afora a limitação química básica de que uma solução deve ser supersaturada em dolomita para poder cristalizá-la, a dolomita pode se formar em variados ambientes químicos. Nos últimos poucos milhares de anos, a dolomita tem se formado em águas hipersalinas de submaré de origem marinha. McKenzie (1984), estudando dolomitização nas sabkhas costeiras do Golfo Pérsico, postulou que aragonita e talvez calcita de alto Mg servem como intermediárias na formação de dolomita se forma na zona de mistura entre água meteórica e oceânica (Land, 1980). Tal modelo tem sido usado frequentemente para explicar depósitos do Pré-Cambriano (Tucker, 1983).

Dois problemas complicam a interpretação dos dados de isótopos quanto à delineação acerca da origem e diagênese das dolomitas. Em primeiro lugar, a dificuldade de determinar diretamente o fracionamento isotópico de equilíbrio do oxigênio entre dolomita e água nas temperaturas sedimentares, porque a síntese de dolomita em laboratório a baixas temperaturas é ainda problemática. Mais ainda, o fracionamento pode depender parcialmente da estrutura do cristal, mais especificamente da composição e do grau de ordem do mesmo, lembrando a complexidade da gênese da dolomita. Em segundo, a dolomitização em escala maciça parece ocorrer sob condições "abertas", simplesmente porque grandes quantidades de Mg são incorporadas na fase sólida neste processo. A partir de extrapolações experimentais de altas temperaturas chega-se à conclusão de que o fracionamento a 25° C leva ao enriquecimento em ¹⁸O da dolomita relativamente à calcita, representado por valores de δ^{18} O de 4 a 7% mais elevados. Em contraste, o fracionamento do isótopo de oxigênio observado entre calcita e dolomita do Holoceno é um tanto baixo, variando entre 2 e 4% (Land, 1980; McKenzie, 1981).

Um sítio muito importante para formação de dolomita é o ambiente de água profunda (Pisciotti e Mahoney, 1981; Kelts e McKenzie, 1982). Ao longo de margens continentais e em pequenas bacias oceânicas, a dolomita se forma como cimento, camadas e zonas de concreção associadas a sedimentos de granulometria fina, ricos em matéria orgânica, e depositados rapidamente. Como mostrado por Deuser (1970), entre outros, nestes locais as dolomitas podem ter a composição isotópica de C bastante variável, com valores de δ^{13} C entre -60 e +20 %₀. Contrastando com esta grande variação de valores das dolomitas de água profunda, a maioria das dolomitas de plataforma varia em intervalos bem mais estreitos de δ^{13} C, entre -2 e +4 % (Land, 1980). Os valores baixos de δ^{13} C das dolomitas de água profunda são característicos de formação via sulfato-redução microbial da matéria orgânica, enquanto os altos valores de δ^{13} C são típicos de dolomitas formadas abaixo desta zona onde o $H^{12}CO_3^-$ é preferencialmente removido por redução do CO_2 a metano durante a metanogênese. Assim, na sequência de alterações diagenéticas da matéria orgânica, o carbonato é continuamente precipitado e cada reação de alteração carrega uma assinatura isotópica distinta de C, a qual é preservada no carbonato diagenético. Diferenças nas taxas de sedimentação, na quantidade de matéria orgânica disponível e no gradiente geotérmico afetarão essas reações e a extensão da variação do δ^{13} C (Pisciotti e Mahoney, 1981; Kelts e McKenzie, 1982).

Diagênese – o resultado isotópico

Dados isotópicos de vários milhares de amostras de calcário têm sido reportados na literatura com uso para datação. A tendência de decréscimo do δ^{18} O, com o aumento da idade, é fato bem documentado (Keith e Weber, 1964; Veizer e Hoefs, 1976; *apud* Hoefs, 1987), embora as razões para tal estejam ainda sob debate. A maioria das análises isotópicas de carbonatos tem envolvido amostras de rocha-total, mas nos últimos anos componentes individuais, tais como diferentes gerações de cimento, têm sido analisadas (Moldovanyi e Lohmann, 1984; Given e Lohmann, 1985, entre outros).

No carbonato marinho original, uma assembléia, de aragonita, Mg-calcita e calcita com baixo teor de Mg, é convertida em calcita de baixo teor de Mg, estável diageneticamente, através de um processo de dissolução e reprecipitação, durante o qual isótopos de fases dissolvidas se misturam com a água da intervenção. Essa estabilização mineralógica diagenética normalmente ocorre num microambiente discreto que, em geral, preserva a textura original. Uma vez estabilizados, os carbonatos normalmente não mais são expostos à dissolução / precipitação, nem sujeitos ao reequilíbrio isotópico com fluidos diagenéticos mais jovens. Essa afirmativa é suportada pelos resultados obtidos por Given e Lohmann (1985), que descobriram que duas fases distintas de calcita secundária, representando uma intermistura de escala de detalhe, mantiveram sua integridade isotópica a despeito de sua íntima associação.

Os processos diagenéticos podem ocorrer tanto em águas de origem meteórica quanto marinha, sendo a primeira típica de sequências de água rasa e a segunda comum em carbonatos de água profunda. Vários estudos têm reportado um decréscimo geral no conteúdo de ¹⁸O de sedimentos carbonáticos pelágicos à medida que a idade e a profundidade de soterramento aumentam (McKenzie *et al.*, 1978, entre outros). A queda progressiva de δ^{18} O parece refletir a precipitação de cimento a progressivamente altas temperaturas. Em contraste, os valores de δ^{13} C são pouco alterados e refletem, obviamente, a composição do sedimento original. Um caso especial é o de diagênese em carbonatos em contato direto com basaltos. Muitos calcários oceânicos assentados sobre ou interdigitados com basaltos apresentam alterações que são atribuídas, comumente, a metamorfismo de contato. Todavia, estudos de isótopos mostram que estas alterações frequentemente ocorrem a temperaturas relativamente baixas (McKenzie e Kelts, 1979).

Clara tendência pode ser estabelecida na composição isotópica de cimentos originários de diagênese superficial (Allan e Matthews, 1982) e de diagênese de soterramento (Milliken *et al.*, 1981). Allan e Mattews (*op. cit.*) determinaram os efeitos da diagênese subaérea na composição isotópica de carbonatos. Estes estudos mostraram que sedimentos carbonáticos subaéreos podem ser reconhecidos por padrões isotópicos característicos preservados nas seções estratigráficas verticais. Em particular, eles observaram a depleção de δ^{13} C de carbonatos de superfícies de exposição, que é interpretada como a representação do CO₂ derivado do solo da vegetação desta superfície exposta (figura 21). Beeunas e Knauth (1985) observaram um "trend" isotópico semelhante no Carbonato Mescal de 1,2 bilhões de anos do Arizona, parte Central, e sugeriram que uma cobertura vegetal e de solo existiu em superfícies expostas do Pré-Cambriano.



Figura 21. Respostas características dos valores de δ 13C e δ 18O frente a um intervalo de sedimentação carbonática que sofreu exposição subaérea. O comportamento das curvas de δ 13C e δ 18O proporcionam o reconhecimento da superfície de exposição, do lençol freático, além da zona de influência meteórica e da zona mista.

Estudos de geração de cimento sequencial efetuados por Dickson e Coleman (1980) sugerem que o cimento precoce exibe altos valores de δ^{18} O e δ^{13} C, enquanto os sucessivos cimentos vão se tornando depletados em ambos. Este "trend" de ¹⁸O é atribuído ao aumento de temperatura e à evolução isotópica da água dos poros da rocha durante o seu soterramento. Já o "trend" de δ^{13} C é interpretado como um aumento de CO₂ derivado da matéria orgânica durante o soterramento. O efeito mais raro da diagênese é a formação de concreções carbonáticas em sedimentos argilosos essencialmente uniformes. Os estudos de Irwin *et al.* (1977) e Gautier (1982), entre outros, sugerem que a atividade microbiológica teria criado supersaturação localizada de calcita. Nestas condições, espécies que dissolvem carbonato seriam produzidas mais rapidamente do que dispersas por difusão. Valores de δ^{13} C extremamente variáveis nestas concreções indicam que diferentes processos microbiológicos participaram no seu crescimento. Irwin *et al.* (*op. cit.*) apresentaram um modelo no qual a matéria orgânica é diageneticamente modificada por (1) sulfato redução, (2) fermentação, e (3) formação de CO₂ abiótico e termicamente induzido, os quais podem ser distinguidos por seus valores de δ^{13} C; (1) ~ -25‰;(2) ~ +15‰; e (3) ~ -20‰.

3.3 CARBONO ORGÂNICO TOTAL, ENXOFRE E RESÍDUO INSOLÚVEL

Carbono orgânico total

Os valores de carbono orgânico total refletem a concentração de matéria orgânica das rochas sedimentares. Esta matéria orgânica sedimentar, por sua vez, possui uma variedade de indicadores que podem ser usados na reconstrução da história do registro geológico de paleombientes marinhos e continentais. Sua concentração nas rochas depende de sua produtividade e preservação no ambiente deposicional.

A maior fonte de matéria orgânica sepultada nos sedimentos é a rede de fitoplancton que floresce na zona fótica de ambientes aquáticos. Plantas terrestres podem ser importantes fornecedoras adicionais de matéria orgânica preservada nos sedimentos. Como conseqüência, a determinação dos diferentes tipos de matéria orgânica é importante para a interpretação das condições paleoambientais. O fitoplancton registra a produtividade primária do ambiente pelágico enquanto as plantas terrestres refletem a produtividade continental e o transporte para um ambiente deposicional aquático.

A matéria orgânica, por ser uma forma reduzida de carbono, é instável sob condições deposicionais aeróbicas. Sob condições aquosas normais de oxigenação, sua degradação é relativamente rápida durante seu transporte da superfície da água até a interface água-sedimento e ainda continua dentro da camada bioturbada do sedimento. Geralmente, apenas uma pequena percentagem da matéria orgânica primária produzida sobrevive ao processo de remineralização e é preservada nos sedimentos (Wakeham et al., 1980; Emerson and Hedges, 1988). Normalmente, estas condições deposicionais predominam no registro sedimentar e são caracterizadas por intervalos estratigráficos com baixo teor de carbono orgânico como o geralmente encontrado nas seções de folhelho do Terciário das bacias marginais brasileiras (Rodrigues, 2005). Por outro lado, é também importante identificar a alteração da matéria orgânica, levando-se em conta que o processo de degradação modifica sua composição original e sua concentração, a despeito do tempo relativamente curto envolvido desde sua produção primária até seu soterramento final nos sedimentos. As frações mais instáveis da matéria orgânica (lipídios e proteínas) são seletivamente degradadas, criando mudanças composicionais tais como partículas orgânicas deterioradas. Isto significa que a matéria orgânica de origem algal degrada mais rapidamente que a de origem terrestre (vegetais superiores). Estudos detalhados de petrografia orgânica e pirólise rock-eval tornam possíveis tais diferenciações.

Apesar deste fato, a matéria orgânica de origem sedimentar retem informações consideráveis sobre sua origem e ambiente deposicional (Rodrigues, 2005).

Durante períodos de forte estratificação da coluna d'água e/ou de alta produtividade primária, o oxigênio dissolvido é usado antes que possa ser reabastecido e águas com fundo anóxico se desenvolvem. A preservação da matéria orgânica tende a aumentar sob tais condições (Demaison e Moore, 1980). Pedersen e Calvert (1990) postularam que em locais com alta produtividade o aumento do influxo de matéria orgânica pode produzir sedimentos ricos em matéria orgânica em colunas d'água oxigenadas. Entretanto, é difícil explicar as concentrações muito altas, de carbono orgânico (>10%), associadas com índices de hidrogênio muito altos, encontradas em alguns folhelhos pretos, sem invocar a combinação dos fatores elevados de produtividade primária e influxo de matéria orgânica com o aumento da sua preservação e limitada diluição clástica (Rodrigues, 2005). Estas condições deposicionais são raras no registro sedimentar e estão normalmente associadas com eventos globais anóxico-disóxicos (Schlanger e Jenkyns, 1976; Ulmishek e Klemme, 1992). Estes intervalos estratigráficos são facilmente identificados por seu conteúdo anômalamente alto de carbono orgânico (COT), valores altos do índice de hidrogênio (IH) e altas concentrações de elementos químicos relacionados ao enxofre (S) (principalmente Mo, V, Cu, Pb).

Enxofre

O enxofre, em geral, apresenta uma distribuição semelhante à do COT (carbono orgânico total), sendo a sua concentração medida pelo mesmo equipamento. O aumento de sua concentração numa seção sedimentar marca uma mudança nas condições paleoambientais vigentes na bacia, de oxidantes para redutoras.

Sob condições normais de salinidade, os ambientes marinhos redutores geralmente possuem um excesso de íons de enxofre, liberados através da redução de sulfatos devido à atividade das bactérias anaeróbicas. O principal controlador da formação de pirita é a disponibilidade de enxofre e ferro no ambiente marinho. Portanto, estes ambientes quando sujeitos ao influxo de siliciclásticos, poderão conter depósitos de pirita (sulfeto de ferro) proporcionais aos teores do íon de ferro livre trazidos do continente (Raiswell e Berner, 1985). Desse modo, a presença de pirita nas rochas aponta para um sítio deposicional marinho sujeito a condições redutoras e com influência de sedimentos continentais (Fe) que pode se caracterizar, em termos de estratigrafia de seqüências, por uma superfície de inundação máxima de uma seqüência deposicional (SIM) ou apenas por uma superfície de inundação.

Altos teores de carbono orgânico e, principalmente, a correlação direta entre carbono orgânico, enxofre e Fe, são sobretudo bons indicativos da existência de condições ambientais redutoras (anóxico-disóxicas) na bacia naquele período de tempo, podendo ter como implicação exploratória direta a indicação de um possível gerador de hidrocarbonetos.

Resíduo Insolúvel

O procedimento usual, para medição dos teores de COT e S das amostras de rocha, é submetê-las a um tratamento com ácido clorídrico para a retirada de todo carbono de origem inorgânica (carbonatos). Desta forma, dá-se o nome de RI (resíduo insolúvel) à parcela restante de cada amostra. Esta proporção da amostra de rocha tem importância auxiliar na caracterização do paleoambiente deposicional de seqüências carbonáticas, por quantificar o teor de material siliciclástico e alóctone presente no sítio de sedimentação.

3.4 ELEMENTOS MAIORES, MENORES E TRAÇOS

Numa seção sedimentar, geralmente, são encontrados, em maior abundância, os seguintes elementos químicos, assim chamados de maiores: Al (alumínio), Ca (cálcio), Fe (ferro), K (potássio), Mg (magnésio) e Na (sódio). Os elementos Mn (manganês), P (fósforo) e Ti (titânio) são chamados elementos menores por ocorrerem em menor quantidade nos sedimentos. Estes elementos também ocorrem na forma de óxidos, a saber: Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃, K₂O, MgO, MnO, Na₂O, P₂O₅, SiO₂ e TiO₂.

Os elementos traços são aqueles que apresentam baixas concentrações nas rochas sedimentares, mas que sugerem implicações ambientais importantes.

Estes elementos, a depender das fases a que estão ligados, podem ser considerados como litófilos, organófilos, calcófilos e siderófilos.

Elementos litófilos são aqueles relacionados à litologia, ou seja, a fase carbonatada ou argilosa das rochas sedimentares. Os principais elementos da fase carbonatada são os seguintes: Ca, Mg, Sr (estrôncio) e Mn. Já na fase argilosa, existe uma grande variedade de associações, algumas ligadas às argilas propriamente ditas e outras aos feldspatos. Nos principais minerais argilosos podem ser encontrados os seguintes elementos: Al, Ti, Ba, Sr e V (vanádio) nas ilitas e caolinitas; Mg, Mn, Zn (zinco), Ni (níquel), Fe, Co (cobalto) e V, nas cloritas e Cr (cromo), V, Ni, Co, Ca e Sr, nas esmectitas. Nos feldspatos ocorrem os seguintes elementos: K, Ba (bário), Ti e Pb (chumbo), nos potássicos; Na, Ti, Ba, Sr e Ca, nos sódicos e Ca, Ti, Ba e Sr, nos cálcicos.

As associações mais comuns de elementos ligados a sulfatos são: S, Ba, Sr, Zn, Pb-S, Pb, Cr (cromo) e Cu (cobre).

Elementos organófilos são aqueles ligados à matéria orgânica marinha (autóctone). As principais associações destes elementos são: Mo, Ni, Cu e Mo, Ni, Cu, V, Cr e Zn. O enriquecimento sucessivo de Ni–Cu–Mo–V reflete uma melhoria nas condições de preservação da matéria orgânica marinha, normalmente com o aumento da anoxia.

Uma associação calcófila é formada por elementos relacionados aos sulfetos. Os principais elementos são: S, Fe, Pb, Zn, Cu, Mo (molibdênio), Ni e Co (cobalto). A maioria dos elementos que constitui a associação calcófila também pode ser encontrada numa associação organófila, a exceção do Co, que por ser tóxico à matéria orgânica funciona como um diferenciador das duas associações. Com este pressuposto, a presença de Co e matéria orgânica numa rocha indica a existência de uma fase de sulfetos estreitamente ligada a esta matéria orgânica (Rodrigues, 2005).

A associação siderófila é formada por elementos ligados ao ferro. Ela comporta todos, ou uma parte, dos seguintes elementos: Fe, Mn, Cr, V, Mo, Ni, Co e Pb. As associações mais freqüentes são as seguintes: Mn-V-Cr, Mo-Mn-Co ou Mo-Ni-Co-Mn. Devido à semelhança de seus raios iônicos, o par V-Cr é praticamente indissolúvel. O par Ni-Co também é muito comum, a não ser quando o Ni está associado ao carbono orgânico, devido à toxidade do Co. Bastante freqüente na fase óxido é o par Mn-Co pela proximidade de seus raios iônicos.

Uma vez conhecido o comportamento geoquímico de cada elemento, a identificação das fases a que eles estão ligados, na seção sedimentar estudada, pode ser obtida através da comparação das suas respectivas respostas gráficas de forma a identificar as principais associações existentes. Comportamentos gráficos semelhantes implicam em elementos ligados pela mesma associação, que por sua vez é característica de determinada fase e possui indicações paleoambientais distintas. Estas indicações, interpretadas através das associações dos elementos, são muito importantes na caracterização das seqüências deposicionais.

Por exemplo, certos metais, reconhecidamente, tendem a se concentrar na forma de sulfetos e compostos organometálicos dentro da matéria orgânica autóctona depositada num ambiente redutor (Lê Riche, 1959; Kulbicki e Rumeau, 1967). Elementos traços tais como U (urânio), Mo, V, Cu e Ni são estatisticamente associados tanto com carbono orgânico quanto enxofre. Entretanto, freqüentemente U, Mo e V apresentam maior covariância com carbono orgânico do que com enxofre. Medições de fluxo bentônico com o uso de testemunhadores a percussão revelaram uma liberação significante de alguns desses metais dos sedimentos durante condições de fundo d'água oxidantes, enquanto estes mesmos metais se fixaram nos sedimentos durante períodos de condições de fundo anóxico-disóxicas (Westerlund et al., 1986). Desta forma, a presença destes elementos nos depósitos sedimentares é um dos diagnósticos de deposição sob condições de fundo anóxico-disóxicas.

Ao contrário, o Mn geralmente se mantém em solução na coluna d'água sob condições anóxicas e precipita-se na forma de óxido e carbonato sob condições pouco redutoras (Frakes e Bolton, 1984).

A fonte clástico-detrítica para outros elementos maiores, menores e traços pode ser inferida pela relação entre eles e concentrações de Al, um elemento litogênico abundante. Alguns dos

elementos que apresentam alta correlação com o Al incluem Ti, Mg, Na, K, Ga (gálio), La (lantânio) e Nb (nióbio) (Rodrigues, 2005).

O Ba é considerado um marcador de produtividade orgânica e de sedimentos biogênicos (Papavassilou e Cosgrove, 1982; Schmitz, 1987). Entretanto, este elemento é essencialmente litófilo, podendo muitas vezes estar relacionado com o Al nas argilas (ilitas) ou com o K nos feldspatos. Quando tais associações ocorrem, sugerem transporte para dentro da bacia junto com o influxo de detritos terrestres principalmente argilominerais (comportamento alóctone).

O V pode ocorrer nos sedimentos ricos em glauconita (com teores da ordem de 400 ppm), ou seja, em seções mais profundas de uma bacia sedimentar.

O Cr raramente está ligado à matéria orgânica embora em ambiente muito redutor possa ter um comportamento organófilo e, tal qual o V, pode estar ligado ao P nos depósitos fosfatados.

O Sr é essencialmente litófilo e pode ser encontrado principalmente nos carbonatos e evaporitos. Também pode estar ligado aos feldspatos que contém Na, Ca e K. Por estar relacionado ao Na, serve como indicador de salinidade sódica.

3.5 PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS E APLICAÇÃO DOS RESULTADOS

Nesta pesquisa, foram usadas amostras de calha, selecionadas manualmente, classificadas pela profundidade, descritas e separadas para as investigações geoquímicas orgânicas e inorgânicas. Todas foram posteriormente trituradas e, uma pequena parcela de cada amostra foi usada para a análise de isótopos de carbono e oxigênio. Nestas análises, o pó de carbonato é submetido à reação com ácido fosfórico e as medições são feitas usando-se um espectômetro de massa do tipo Finnigan MAT 252 com dispositivo "on-line" de preparação do carbonato (Kiel). Os valores de δ ¹³C e de δ ¹⁸O lidos foram reportados em relação aos valores padrões de PDB (padrão internacional – Belemnite da Fm Pee Dee, Carolina do Sul, USA), de acordo com as seguintes expressões:

 $δ^{13}C$ (‰) = [(¹³C/¹²C) amostra – (¹³C/¹²C) padrão/ (¹³C/¹²C) padrão] x 1000, para o carbono e $δ^{18}O$ (‰) = [(¹⁸O/¹⁶O) amostra – (¹⁸O/¹⁶O) padrão/ (¹⁸O/¹⁶O) padrão] x 1000, para o para

oxigênio. Todas estas análises foram feitas no Laboratório de Geoquímica do CENPES, no Rio de Janeiro.

Quando preservados os sinais primários, os resultados das análises de isótopos das rochas, em geral, expressam um significado estratigráfico, pois refletem as mudanças nas características do corpo d'água de uma bacia sedimentar no momento da deposição. Adicionalmente, a despeito da presença de algum registro diagenético posterior, os registros dos isótopos de carbono e oxigênio de amostras de rocha total mostram tendências similares àquelas derivadas de cuidadosas análises individuais de espécies de foraminíferos. Azevedo *et al* (1997) provaram a aplicabilidade do uso de

amostras do tipo rocha-total, após a comparação destes valores com os obtidos em carapaças de foraminíferos bentônicos e planctônicos para uma seção do Quaternário da Bacia de Campos. Como vantagens da aplicação deste método, têm-se a necessidade de menos investimentos em infraestrutura laboratorial e a diminuição do tempo em laboratório. Apesar das limitações inerentes, a otimização dos resultados é de extrema importância para a indústria do petróleo. E mais ainda, a tendência geral da curva isotópica não é mascarada, principalmente quando vista através do arcabouço da estratigrafia de seqüências. Assim sendo, sinais fortes de diagênese podem ser relacionados a tratos de sistema de mar baixo e a exposição subaérea, o que por sua vez, pode definir um limite de seqüências. Com base nestas premissas, optou-se pela utilização de amostras do tipo rocha-total, selecionadas a partir de amostras de calha, únicas amostras disponíveis de rocha em todo o intervalo a ser pesquisado neste trabalho.

Para os estudos de geoquímica orgânica, realizados na UERJ, outra parcela das amostras foi utilizada. Após a dissolução dos carbonatos com o uso de ácido clorídrico a 50%, as amostras foram pesadas e analisadas para carbono orgânico e enxofre usando-se um equipamento LECO SC-444. Destas análises foram obtidos os valores de COT (carbono orgânico total), de S (enxofre) e do R.I. (resíduo insolúvel), todos em valores percentuais.

O material correspondente à parcela restante de cada amostra foi enviado para a GEOSOL, em Belo Horizonte, onde foram feitas as determinações dos elementos maiores, menores e traços, obtidas através de fluorescência de raios-X (figura 22).

Com os resultados destas análises foram construídas as curvas de variação de isótopos de C e O, COT, S e RI, com a profundidade, as quais, juntamente com os perfis convencionais dos poços selecionados (X e Y) foram usadas para definição das seqüências deposicionais e suas superfícies-chaves.

Os dados provenientes das análises de elementos do poço X serviram para corroborar as divisões feitas na seção de estudo, além de dar subsídios para uma caracterização mais completa de cada sequência e das suas respectivas superfícies-chaves, fornecendo parâmetros paleoambientais que melhor definem os tratos de sistemas presentes. Para cada elemento químico analisado, foi construída uma curva de variação dos valores com a profundidade, a qual auxiliou na melhor caracterização de cada seqüência. Devido ao pouco tempo disponível para a realização das análises nos dois poços (X e Y), além dos custos envolvidos, optou-se pelo poço X, que contém amostragem mais completa, para ser usado como referência.



Figura 22. Fluxograma dos procedimentos laboratoriais.

4. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

4.1 BREVE HISTÓRICO DA ESTRATIGRAFIA

A estratigrafia evoluiu muito nos últimos trinta anos, seguindo uma tendência iniciada nas geociências com a elaboração da teoria da Tectônica de Placas. A antiga Estratigrafia tinha como base a litoestratigrafia e a aplicação, nem sempre possível, do Código de Nomenclatura Estratigráfica. Com o advento da Estratigrafia de Seqüências, ao final da década de 70, baseada em conceitos pré-existentes vistos sob uma nova ótica, viu-se dar início a uma verdadeira revolução científica no estudo da Estratigrafia.

Mas foi em 1983 que realmente ocorreu a revolução quando os presidentes de duas sociedades científicas, Hsü da IAS (International Association of Sedimentologists) européia, e Dott da SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists) americana, defenderam a idéia de que o registro sedimentar seria formado por episódios de sedimentação alternados por longos períodos de não deposição. E que quanto maior a intensidade destes eventos, menor sua freqüência no tempo. Entretanto, apesar de raros em termos humanos, estes eventos que envolvem muita energia predominam no registro geológico sobre os graduais e contínuos do dia-a-dia. Consolida-se, desta forma, o conceito de sedimentação episódica e de catastrofismo atualístico, além do entendimento de que a sedimentação ocorre através de episódios consecutivos, com a remobilização de parte do material para outra área de acumulação (*parking area*) até um sítio de deposição final, o qual é o observado no registro sedimentar.

Atualmente, com a aceitação da sedimentação episódica e da Doutrina do Catastrofismo, a Estratigrafia está baseada em eventos, é holística e fundamentada na Estratigrafia de Seqüências.

4.2 SISMOESTRATIGRAFIA x ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Toda esta revolução científica na estratigrafia só foi possível graças ao surgimento da sísmica digital multicanal. As seções sísmicas analógicas eram de má qualidade e não permitiam a extração de relações estratigráficas. Com o advento da sísmica digital, a sismoestratigrafia deu um salto e propiciou a criação dos alicerces da Estratigrafia de Seqüências (Della Fávera, 2001). A sismoestratigrafia se desenvolveu pela percepção das relações existentes entre os refletores sísmicos, que representam superfícies e linhas de tempo, com suas terminações possíveis, estabelecendo os conceitos de *onlap*, *downlap*, *toplap* e truncamento erosivo.

Apesar de algumas "arrumações" ao longo destes anos, a base da chamada Estratigrafia de Seqüências continua sendo o trabalho apresentado por Vail *et al* (1977), líder da escola da Exxon.

Esta consiste, basicamente, numa nova maneira de subdividir, fazer correlação e mapear rochas sedimentares através da sismoestratigrafia. Sua aplicação a uma malha sísmica permite agrupar refletores sísmicos, considerados linhas de tempo, em pacotes que correspondem a intervalos geneticamente interligados, limitados cronoestratigraficamente por discordâncias ou suas concordâncias correlativas. Tais intervalos são chamados de seqüências e suas subdivisões, os tratos de sistema. Estes últimos já haviam sido definidos por Fisher e Brown em 1970, e a escola da Exxon aproveitou este conceito e dividiu sua seqüência em três tratos: o trato de sistemas de mar baixo, trato de sistemas transgressivo e o trato de sistemas de mar alto (Della Fávera, 2001).

Estabeleceu, também, uma metodologia de interpretação sismoestratigráfica para definição e melhor caracterização destas seqüências, a saber:

- Análise da seqüência sísmica com a identificação de descontinuidades com base nos padrões de terminação dos refletores. Os padrões *onlap* e *downlap* ocorrem acima da descontinuidade e os padrões truncamento, *toplap* e truncamento aparente, abaixo. Os limites de seqüência são caracterizados por truncamento e *onlap* regional.
- 2) Análise da seqüência em perfis usando o padrão destes, as amostras de calha e testemunhos para definir os tratos de sistemas e as parasseqüências que podem ser mapeados regionalmente, usando-se marcos elétricos e bioestratigrafia, através da correlação de perfis dos diversos poços (quando for o caso).
- Amarração com sismograma sintético após os passos 1 e 2, faz-se o ajuste dos dois processos até a definição dos limites de seqüência e tratos de sistemas pela melhor solução.
- Análise de fácies sísmicas na tentativa de determinar, através das variações dos parâmetros sísmicos dentro das seqüências ou de cada trato de sistemas, as variações laterais das litofácies e dos tipos de fluidos.
- 5) Interpretação de ambientes deposicionais e litofácies, onde são conjugados o refinamento das fácies sísmicas e o conhecimento da geologia regional para a obtenção de um controle de distribuição das litofácies. Esta capacidade de previsão litológica (rocha geradora, reservatório e selo) que esta metodologia oferece é de suma importância para indústria do petróleo, que movimenta milhões de dólares com a exploração, pois permite uma melhor avaliação do risco.
- 6) Modelagem sísmica.
- 7) Interpretação final integrada.

A grande inovação que a metodologia proposta pelo grupo da Exxon trouxe foi a de definir os refletores sísmicos ou como linhas de tempo geológico síncronas dentro de cerca de meio comprimento de onda, ou como limites cronoestratigráficos no caso das descontinuidades sísmicas
tais como discordâncias e superfícies de *downlap*, ou ainda mais raramente, como interfaces de fluidos e mudanças diagenéticas. A definição clara destas relações é o princípio da Sismoestratigrafia e a base da Estratigrafia de Seqüências, pois trata da relação entre os estratos, que marcam o tempo de deposição e não as camadas (intervalo litológico) como na antiga Estratigrafia.

A evolução dos conceitos permanece ainda hoje, merecendo destaque os trabalhos de Posamentier e Allen (1994) (introduziram o conceito de taxa de variação relativa do nível do mar) e o de Van Wagoner *et al.* (1990) sobre parasseqüências, importantes para o refinamento de alguns conceitos e fundamentos da Estratigrafia de Seqüências.

Dentre os conceitos principais inclui-se o de acomodação, definido como o espaço disponível para a acumulação de sedimentos, resultado da combinação entre a subsidência e a variação eustática, ou seja, criado pela variação relativa do nível do mar. Sua distribuição no espaço e no tempo controlará a disposição geométrica de uma seqüência e de seus tratos de sistemas. A acomodação também é um fator crítico para contextos não marinhos e vai depender da posição no espaço do perfil teórico de equilíbrio fluvial. Outros conceitos importantes, muitas vezes confundidos, são o da transgressão e o da regressão, que refletem somente a variação da linha de praia e não do nível do mar, que migra pelo aporte sedimentar. Somente no caso da regressão forçada, é a queda do nível do mar que provoca o deslocamento. Na transgressão máxima, o depocentro da bacia atinge a maior distância em relação ao continente. Conseqüentemente, as partes média e externa da plataforma, o talude e a bacia terão uma baixa taxa de sedimentação (somente hemipelágicos) formando a zona condensada.

Os limites inferiores das seqüências foram divididos, na concepção original, em: limite de seqüência tipo 1, caracterizado por uma discordância erosiva causada por um rebaixamento considerável do nível de base que produz um expressivo rejuvenescimento dos vales fluviais, gerando os mecanismos para formar vales incisos e sistemas turbidíticos, além de implicar necessariamente em erosão e num hiato significativo; limite de seqüência tipo 2 que ocorre numa situação de mar estacionário, onde não há erosão, mas apenas exposição subaérea e um hiato significativo.

Um bom indicador para a presença do limite de seqüência do tipo 1 em rochas carbonáticas é a ocorrência de topografia kárstica, com a presença de dolomitas. Posamentier e Allen (1994) aparentemente abandonaram a classificação de seqüências baseada no seu limite inferior, descartando o limite de seqüência tipo 2. Van Wagoner (informação verbal) corroborou esta opinião com o argumento de que não ocorre um rebaixamento relativo do nível do mar sem erosão (Della Fávera, 2001).

As discordâncias são superfícies críticas na aplicação da Estratigrafia de Seqüências e sofrem o controle da eustasia (causa principal segundo a escola da Exxon, na concepção antiga) e da tectônica, esta última, atualmente considerada a causa principal.

Outra classificação de seqüência, proposta por Vail (1991), leva em conta sua magnitude temporal, variando desde seqüência de 1^{a} ordem, de mais de 50 Ma, basicamente controlada pela tectônica global (Ciclo de Wilson); seqüência de 2^{a} ordem, ou superseqüência também controlada pela tectônica variando de 50 a 3 Ma; seqüência de 3^{a} ordem, que varia entre 3 e 0,5 Ma, onde o controle da variação eustática já é bem percebido pelos limites nítidos e pelas superfícies de inundação máxima bem conspícuos, embora exista também um controle tectônico pois está contida na de 2^{a} ordem; seqüência de 4^{a} ordem, que varia de 0,5 a 0,08 Ma e que pode formar seqüência ou parasseqüência dependendo de sua posição no ramo ascendente (parasseqüência) ou no descendente (seqüência) no ciclo eustático de 3^{a} ordem. As seqüências de ordens maiores (5^{a} e 6^{a} ordens - 0,08 a 0,03 Ma e 0,03 a 0,01 Ma) podem ser caracterizadas melhor através do estudo da ciclicidade sedimentar, usando-se técnicas estatísticas e comparando-se os resultados com os ciclos de Milankovitch, controlados pelas variações orbitais da Terra, que já se fazem notar a partir de seqüências de 4^{a} ordem (excentricidade)(figura 23).

Os ciclos astronômicos de Milankovitch estão ligados aos três movimentos orbitais da Terra que são: excentricidade (413 ma a 95 ma), obliqüidade (51 ma a 41 ma) e precessão (29 ma a 14 ma). Para o estudo de ciclicidade, vários conjuntos de camadas são usados para a análise da variação do comportamento da sedimentação com o tempo.

Outra definição surgida na fase de "arrumação" foi a de parasseqüência e conjuntos de parasseqüências por Van Wagoner *et al.* (1990). Consistem de sucessões concordantes de camadas ou conjunto de camadas geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha e suas superfícies correlatas. Esta superfície de inundação marinha possui como extensão correlativa na plataforma e na planície costeira a superfície de ravinamento, resultado da ação das ondas. Da razão existente entre a taxa de deposição e a taxa de acomodação, Van Wagoner dividiu as sucessões de parasseqüências em três conjuntos: conjunto de parasseqüências progradacional, quando esta razão for maior que 1; conjunto de parasseqüências retrogradacional, quando esta razão for menor que 1 e conjunto de parasseqüências agradacional, quando esta razão for igual a 1. Na versão original de Van Wagoner, estas unidades seriam síncronas e portanto paralelas às linhas de tempo, mas Posamentier (1996) descaracterizou este caráter síncrono apesar de reconhecê-las como blocos básicos das seqüências e, portanto, como sendo boas ferramentas de correlação (Della Fávera, 2001).

As camadas e/ou lâminas representam intervalos de tempo bem menores que suas superfícies limitantes e são, portanto, consideradas síncronas. Por isso, são usadas comumente para correlação cronoestratigráfica (marcos cronoestratigráficos) em amplas áreas, através de perfis ou de afloramentos, especialmente em seções de folhelhos ou lamitos marinhos.

Tectono- Eustatic/ Eustatic Cycle Order	Sequence Straigraphic Unit	Duraction (my)	Relative Sea Level Amplitude (m)	Relative Sea Level Rise/Fall Rate (cm/1,000 yr)	
First		>100		<1	
Second	Supersequence	10-100	50-100	1-3	
Third	Depositional Sequence Composite Sequence	1-10	50-100	1-10	
Fourth	High Energy Sequence, Parasequence and Cycle Set	0.1-1	1-150	40-500	
Fifth	Parasequence, High-Frequency Cycle	0.01-0.1	1-150	60-700	

Cycle Hierarchies

(From SEPM#40)

Figura 23. Classificação de seqüências proposta por Vail (1991).

4.3. UMA IMPORTANTE FERRAMENTA EXPLORATÓRIA

A Estratigrafia de Seqüências representa tanto a melhor integração de disciplinas quanto dos vários tipos de dados de Geologia Sedimentar. Sua abordagem não veio tirar lugar de outros métodos, mas sim complementá-los (Posamentier e James, 1993).

É uma metodologia para a análise de sucessões estratigráficas e representa um novo enfoque no estudo da organização de rochas sedimentares. Não deve ser tratada como um modelo único, pois permite uma ampla gama de variações. O que ficou conhecido como Estratigrafia de Seqüências é um conjunto de princípios baseados na interação de quatro variáveis-chave: eustasia, tectônica (incluindo compactação), fisiografia (tanto da costa quanto do substrato da bacia, largura da plataforma, proximidade da área fonte, etc) e aporte sedimentar (função do clima, cobertura vegetal, captura da drenagem, etc). A maneira como estas variáveis interagem determina a evolução e a arquitetura dos estratos que preenchem uma bacia sedimentar. Determina também a natureza das superfícies limítrofes-chaves e a arquitetura estratal dentro das seqüências e tratos de sistemas. Uma fonte de confusão, que tem sua raiz nas primeiras publicações sobre sismoestratigrafia e estratigrafia de seqüências, é o critério de associação das terminações dos refletores com várias superfícies estratigráficas-chaves. Terminações de refletores definem discontinuidades estratais, em particular; o *onlap* sugere a presença de uma discordância e, portanto, de um limite de seqüência, enquanto o *downlap* sugere a presença de uma seção condensada (Mitchum *et al.*, 1977).

Um exemplo onde esta relação entre terminações de refletores e superfícies-chave não funciona é o caso da geometria da base da cunha de regressão forçada. Neste caso, a geometria de *downlap* ao invés de definir uma seção condensada e/ou superfície de inundação máxima, define a posição do limite de seqüência *master*.

A confusão mais comum na aplicação da estratigrafia de seqüências tem sido seu uso como um modelo rígido ao invés de como uma robusta e flexível ferramenta. É muito improvável que bacias que possuem diferentes características, possuam idêntica arquitetura estratal. Se os parâmetros locais sãoparte integrante de qualquer análise de seqüência estratigráfica, esta ferramenta deve funcionar em qualquer bacia. É claro que o reconhecimento de algumas superfícies-chave pode ser mais difícil em alguns ambientes ou algum dos tratos de sistemas pode não estar presente, entretanto, apesar das dificuldades, sua aplicação continua sendo válida (Posamentier e Allen, 1999).

O reconhecimento das superfícies-chave é crítico na aplicação dos conceitos da estratigrafia de seqüências, pois estas limitam seqüências e tratos de sistemas e, portanto, possuem um papel importante na definição da arquitetura estratal dentro e entre as seqüências (Bhattacharya, 1993).

A variedade de expressão dos vários tipos de superfícies-chave torna difícil sua identificação em alguns casos. Por exemplo, um limite de seqüência pode ocorrer como uma superfície erosiva formada por processos fluviais, como uma superfície transgressiva erosiva formada pelo retrabalhamento por ondas durante a transgressão, ou ainda como uma superfície concordante marcada por uma mudança faciológica. Uma complicação adicional é que sob estas condições, as superfícies-chave podem ser poligenéticas e suportarem o sinal de mais de um tipo. Um exemplo é o caso da superfície que sofreu exposição subaérea devido à queda relativa do nível do mar e posteriormente erosão por longo período, formando uma discordância ou limite de seqüência. Eventualmente, quando ocorre a transgressão, esta superfície pode sofrer retrabalhamento por ondas, ficando com o sinal do último processo que atuou, ou seja, erosão durante a transgressão. Consequentemente, esta superfície representa uma mistura de superfície transgressiva e limite de seqüência.

O significado de uma superfície transgressiva com erosão pode induzir a erros de interpretação, já que nem toda superfície transgressiva se confunde com limite de seqüência. Quando o trato de mar baixo está presente, a superfície transgressiva marca seu topo enquanto o limite de seqüência, sua base. A maior dificuldade é que esta superfície transgressiva apresenta sempre os mesmos atributos, quer esteja superimposta a uma discordância ou não. A chave para a correta interpretação está na análise sedimentológica do nível e na análise da arquitetura estratigráfica dos depósitos nos dois lados da superfície. Ou seja, a análise do contexto é fundamental.

Esta superfície transgressiva com erosão é também chamada superfície de ravinamento, mas nem todas estas superfícies estão associadas com transgressão da linha de costa. Geralmente são marcadas pela presença do icnofóssil Glossifungites, que é um indicador marinho da presença de depósitos de mar baixo, como de praia e/ou de delta, mas podem estar relacionadas a eventos isostáticos localizados. A observação da sua distribuição regional e do espaçamento entre os níveis, além do contexto estratigráfico, são itens necessários para sua correta determinação.

Para uma análise satisfatória de uma seqüência estratigráfica é essencial que todas as superfícies-chave (isto é, limite de seqüência ou discordância, superfície transgressiva, superfície de inundação máxima e superfície de inundação) sejam interpretadas e mapeadas.

Já a correta identificação dos tratos de sistemas depende quase sempre das correlações regionais. Áreas de trabalho restritas podem levar a erros de interpretação. Para uma correta identificação destes, faz-se necessário aumentar a janela de observação e sempre levar em conta o contexto da bacia. Outra questão relevante é que nem todos os tratos de sistemas são observados em todas as partes de uma bacia sedimentar. Igualmente, seqüências internas podem estar localmente ausentes devido a diminuição do aporte sedimentar ou devido a prolongados períodos de predomínio de mar baixo. Isto é especialmente problemático quando a janela de trabalho é a parte proximal da bacia, onde a sedimentação é esporádica sendo restrita aos períodos de alta do nível do mar (Posamentier e Allen, 1999).

Os termos mar baixo (*lowstand*), mar alto (*highstand*) e transgressivo são insuficientes quando usados para descrição de unidades estratigráficas, mas se aplicados a tratos de sistemas, pressupõe-se que a descrição refere-se a um conjunto de sistemas depositado sob circunstâncias específicas.

Uma etapa inicial crítica na análise de seqüências estratigráficas consiste no estabelecimento do correto ambiente deposicional. Entretanto, somente com a resposta dos perfis e sem dado de testemunho para calibração, interpretações do ambiente deposicional podem ser equivocadas. Obviamente, dados de afloramentos geralmente são indispensáveis como uma fonte de dados concretos e reais.

Muitas feições distinguíveis de seqüências, tratos de sistemas e superfícies-chave são melhores identificadas através de uma cuidadosa integração de diferentes tipos de dados. Nenhum dado pode ser considerado o melhor para a análise de seqüências estratigráficas. Um único e isolado conjunto de dados comumente responde somente parcialmente. Por exemplo, afloramentos são ótimos para o correto estabelecimento do ambiente deposicional, mas as relações estratigráficas não são claras. Em contrapartida, o dado sísmico (principalmente 3D) possibilita uma acurada definição da arquitetura estratigráfica, mas revela pouco sobre processos deposicionais. Logo, uma abordagem integrada que otimize a capacidade de cada tipo de dado é o preferível. O uso de um conjunto de dados isolados invariavelmente leva a um produto inferior ao alcançado quando da integração de todos os dados (Posamentier e Allen, 1999).

O enfoque da estratigrafia de seqüências provê o arcabouço que facilita a integração de uma grande variedade de dados; incluindo afloramentos, perfis de poços, dados sísmicos, bioestratigrafia, geoquímica, isótopos, além de várias disciplinas incluindo sistemas deposicionais, análise faciológica, estratigrafia química, análise de fóssil-traço, sismoestratigrafia, análise petrofísica, imagem de satélite e análise de foto aérea, para citar apenas algumas. Esta ampla cobertura é uma das grandes vantagens da aplicação da Estratigrafia de Seqüências, tornando-a uma ferramenta exploratória poderosa.

4.4. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS CARBONÁTICAS

Durante várias décadas, modelos de fácies carbonáticas de rampas (Ahr, 1973; Read, 1985), plataformas (Wilson, 1975; Read, 1985) e de ambiente cratônico (Irwin, 1965) foram rotineiramente usados para descrever e interpretar relações laterais de fácies em plataformas carbonáticas antigas. Estes modelos ofereciam uma representação estática de plataformas carbonáticas pela representação de um padrão de distribuição de fácies e paleoambientes idealizado, usualmente durante um instante de tempo e na ausência de mudanças relativas do nível do mar. Como apontado por Irwin (1965), "A natureza nunca é estática. No passado geológico, mares epíricos transgrediram e regrediram sobre os continentes durante numerosos períodos". Por conseguinte, ambientes migram, mas a previsão da ocorrência de uma fácies constitui-se num desafio difícil para os exploracionistas e estratígrafos.

Durante a história de uma plataforma carbonática os paleoambientes se comportavam como alvos móveis, aparecendo, migrando, desaparecendo e reaparecendo por uma grande extensão em resposta a processos deposicionais e erosivos associados a transgressões e regressões marinhas impostas por mudanças relativas no nível do mar. Desta forma, a capacidade de previsão destes modelos de fácies é limitada devido a sua visão estática de tempo e das mudanças relativas do nível do mar.

Agora, a Estratigrafia de Sequências é considerada uma prática metodologia para analisar o desenvolvimento e a história de plataformas carbonáticas (Eberli e Ginsburg, 1989; Handford e Loucks, 1990, 1991; Hunt e Tucker, 1993; Rudolph e Lehmann, 1989; Sarg, 1988). A maioria dos trabalhos existentes utilizou ou adaptou o modelo da Exxon de estratigrafia de sequência deposicional siliciclástica para ajudar a explicar a evolução de uma sequência deposicional carbonática. Entretanto, a deposição carbonática possui um conjunto de princípios diferenciado. O modelo convencional da Exxon, por exemplo, baseado em siliciclásticos, assume que todos os sedimentos têm origem extrabacinal e são transportados para a bacia marinha. Estas premissas não podem ser usadas para sequências deposicionais carbonáticas, porque sedimentos carbonáticos não são transportados e sim produzidos nas bacias marinhas por processos orgânicos e inorgânicos locais

(James, 1979). Isto resulta na habilidade única de carbonatos em construir a topografia deposicional e, morfologicamente, diversas plataformas, tais como as rampas, as plataformas restritas e as plataformas isoladas. Além disto, os ângulos de inclinação do talude são bem mais pronunciados em carbonatos que em siliciclásticos (Schlager e Camber, 1986). Uma topografia deposicional pronunciada, devido a bioconstruções, é a marca registrada da maioria das seqüências carbonáticas, e sozinha garante a dissimilaridade entre a geometria estratal de carbonatos e siliciclásticos. Alguma similaridade entre essas duas sequências ocorre somente dentro de plataformas dominadas por sedimentação carbonática clástica, tais como rampas ou plataformas restritas de baixo ângulo (Sarg, 1988). Isto ocorre porque sedimentos clásticos, carbonáticos e siliciclásticos, respondem similarmente ao transporte e deposição por ondas e correntes.

Devido à origem poligenética dos sedimentos carbonáticos, o forte controle ambiental sobre sua sedimentação (Davies *et al*, 1989; Schlager, 1991; Wilson, 1975) e as diversas maneiras pelas quais os carbonatos respondem a mudanças relativas no nível do mar, todas diferentes dos siliciclásticos, é que se questiona a aplicação universal do modelo de sequência deposicional da Exxon baseado em siliciclásticos (Haq *et al*, 1987; Posamentier e Vail, 1988; Vail, 1987) para a interpretação da estratigrafia de plataformas carbonáticas e do seu histórico de variações relativas do nível do mar.

A análise estratigráfica de sequências é uma disciplina em evolução, baseada em suposições que requerem uma avaliação crítica (Schlager, 1991). Com o intuito de contribuir para esta avaliação, Handford e Loucks (1993) esboçaram modelos baseados em dados geológicos e geofísicos de sistemas modernos e antigos. Utilizaram os princípios da sedimentação carbonática, modelos existentes de fácies carbonáticas e a metodologia de análise de sequência estratigráfica para (1) identificar padrões estratais carbonáticos que os diferenciam dos padrões estratais de siliciclásticos, e (2) desenvolver modelos de sequências deposicionais e de tratos de sistema para vários tipos de plataformas restritas e rampas.

ARQUITETURA DAS PLATAFORMAS CARBONÁTICAS

Plataformas carbonáticas são similares a plataformas siliciclásticas pela extensão com que são construídas, e modificadas por processos deposicionais e erosivos que agem sob o controle da eustasia, subsidência (tectônica), taxa de sedimentação e clima (Sarg, 1988; Vail, 1987). Os três primeiros interagem regulando o nível relativo do mar e o clima governa principalmente o tipo de sedimento. Juntos, suas interações produzem muitas das variações no padrão estratal e de fácies nas sequências deposicionais (Haq *et al*, 1987; Sarg, 1988; Vail, 1987) e variações na morfologia bruta, ou no tamanho e geometria, de plataformas carbonáticas (Bosellini, 1989). A interação destes e de

outros fatores pode ser vista como uma infraestrutura, que descreve a natureza física das plataformas carbonáticas. O acesso a estes fatores pode levar a um entendimento mais profundo das plataformas carbonáticas e sua evolução. Devem ser usados como uma primeira etapa na interpretação e análise de sequências estratigráficas (Tabela 2).

TABELA 2 – ELEMENTOS ARQUITETURAIS DE UMA PLATAFORMA CARBONÁTICA

	EUSTASIA	MAR TRANSGI BAIXO		SGRES	ESSÃO M		MAR ALTO		ESTACIONÁRIO	
	AMBIENTE	Resfriamento Térmico Afinamento Crustal Carregamento Crustal							ento Crustal	
ELEMENTOS INFRA-ESTRUTURAIS	TECTONICO F DF	INTRAPLACA				MARGEM DE PLACA				
	SUBSIDÊNCIA	Continental (Cratônico)	Continental Oceânica Marge Cratônico)		1 Passiva	Margem Co		vergente Margem Transformante		
	CLIMA	ÚMIDO SEMI-ÁRIDO					ÁR	ÁRIDO		
		Tropical (Baixa Latitude) Temperado-Pola (Média-Alta Latitud							perado-Polar ia-Alta Latitude)	
	FÁBRICA CARBONÁTICA	Produção Biog por organi Fototróficos (Chlorozoan- Chloralgal)	ênica Pro ismos org Fot e al	dução E anismos otróficos lgas vern	Biogênica N G (Foram nelhas	por lão- lol)	Produção Biogênica (Ooides, P des)	Não- elói-	Organ FotoT (Foran Verne	iismos Não- `róficos mol) + Algas elhas Coralinas
	CONEXÃO COM	ANEXA				ISOLADA				
	O CONTINENTE				Solitária		litária		Coalescente	
	MORFOLOGIA	Rampa Plataforma co			orma cor	m Pla			taforma com	
		Homoclinal Distalmente Ballella Escarpada				10			po Flallo	
	EXTENSÃO	Estreita (<10 km)				Larga (>10 km)				
	CIRCULAÇÃO	ABERTA				RESTRITA				
		Marés	Ondas	C	Correntes	,	Temp	estac	des	Ressurgência
	TIPO DE	Acrescionária	ì	Bypass	5]	Erosi	onal	
	MARGEM	RECIFE				GRAIN SHOAL				
	ORIENTAÇÃO DA MARGEM	Barlavento				Sotavento				
	SISTEMAS DEPOSICIONAIS	Costeiro e Litorâneo	Platafo	rma Ex	rma Externa		Borda da Plataforma		Talude e Assoalho de Bacia	
	LITOLOGIA	Carbonato C S	arbonato/ Carbon liciclasto			ato/EvaporitoCarbonato/Evaporito/ Siliciclasto				

Adaptado de Handford e Loucks, 1993.

A FÁBRICA CARBONÁTICA

As taxas de sedimentação através de plataformas carbonáticas são largamente dependentes da produtividade da fábrica carbonática marinha de sub-maré. A habilidade desta fábrica em gerar sedimentos carbonáticos depende da interação da latitude, temperatura, salinidade, profundidade da água, intensidade da luz solar, turbidez, circulação da água, PCO₂ e aporte de nutrientes (Lees e Buller, 1972; Wilson, 1975). Quando estes fatores interagem apropriadamente, podem resultar numa vigorosa fábrica carbonática.

A fábrica marinha tropical opera em mares rasos e quentes entre 0 e 30 graus de latitude, para o norte e sul. Esta fábrica existe tal qual uma mortalha que abrange a superfície d'água de mares tropicais e claros, até a profundidade de aproximadamente 100 metros, mas com a grande maioria da produção ocorrendo dentro dos 10 primeiros metros (Wilson, 1975). Os produtores de sedimentos são principalmente organismos fototróficos ou Chlorozoan e Chloralgal, e organismos não fototróficos. Nos primeiros se incluem os corais hermatípicos e as algas calcárias vermelhas e verdes; no último, principalmente, os foraminíferos, moluscos, briozoários e equinodermas. Para o desenvolvimento saudável de corais e algas verdes calcárias, as temperaturas anuais d'água, mínima e máxima, não podem ser inferioriores a 15°C nem superiores a 26°C, respectivamente (Lees e Buller, 1972). Grãos não-esqueletais, ou oóides e pelóides, além da lama carbonática, derivam da desintegração de algas calcárias e de precipitação direta, e são também produzidos quase que exclusivamente em mares quentes. A formação de oóides modernos é ainda limitada pela energia física e salinidade. Oóides tendem a se formar somente em águas rasas (< 2 m) e agitadas, onde é alta a atividade diária de ondas e correntes (Loreau e Purser, 1973; Newell et al., 1960) e onde a salinidade excede 35.8% (Lees, 1975). Nos mares temperados e polares, a fábrica carbonática produz grãos esqueletais de algas vermelhas calcárias e organismos não-fototróficos como foraminíferos, moluscos, briozoários, equinodermas e cracas (também conhecida como assembléia Foramol). Com a falta das algas verdes calcárias, mares temperados produzem relativamente pouca quantidade de lama carbonática. Onde é produzida, esta lama se origina principalmente dos mecanismos de abrasão e bioerosão de grãos esqueletais e da acumulação de cocolitos (Blom e Alsop, 1988). A produção sedimentar e as taxas de acumulação são maiores em plataformas tropicais do que nas de regiões temperadas. Baseados nas estimativas das taxas de produção biogênica de carbonatos, Wilson (1975) e Schlager (1981) construíram um gráfico da variação da produtividade total de carbonatos com a profundidade. Com este, fica claramente evidente a influência da lâmina d'água e consequentemente da intensidade de luz, sobre a produção sedimentar carbonática. Em mares tropicais, o limiar da abundância da produção sedimentar biogênica carbonática ocorre em profundidades menores que 10 -15 metros.

CLIMA

O clima, medido pela temperatura do ar, precipitação, umidade atmosférica e regime de ventos, ajuda a determinar as condições da água (salinidade, temperatura da água e circulação oceânica) e, portanto, a natureza da fábrica carbonática (tropical ou temperada) e os tipos de sedimentos carbonáticos produzidos. Águas marinhas tropicais rasas possuem um alto teor de CaCO₃ e são supersaturadas em relação aos mares temperados de latitudes intermediárias. Essa diferença afeta a produção, estabilidade e o potencial de litificação precoce de sedimentos carbonáticos (Scoffin, 1987). O clima ajuda a determinar os tipos de sedimentos depositados entre os carbonatos dentro de uma sequência deposicional. Sob condições áridas e de circulação restrita, pode ocorrer deposição de evaporitos. Se alguma fonte de sedimentos terrígenos aflora adjacente a uma plataforma carbonática, diferenças no clima irão afetar o estilo do transporte de sedimentos siliciclásticos. Climas úmidos tendem a favorecer a deposição de sedimentos siliciclásticos de origem flúviodeltáica, enquanto climas áridos promovem a deposição de siliciclásticos eólicos. A presença deste tipo de sedimento numa sucessão estratigráfica dominada por carbonatos é um indício não somente das condições climáticas, mas na maioria das vezes, das mudanças relativas do nível do mar. Por exemplo, a presença de depósito de arenito eólico fino e wadi na sucessão carbonática da plataforma de Guadalupe do Novo México (Mazzulo et al., 1991) implica em condições de relativo mar baixo. Arenitos eólicos e de praia, os quais recobrem discordantemente karsts dessecados e carbonatos de supramaré na sucessão do Ordoviciano Médio no norte de Arkansas, são diretamente relacionados a condições de mar baixo.

AMBIENTE TECTÔNICO E DE SUBSIDÊNCIA

Sem subsidência não haveria deposição de longo termo, acumulação e preservação de sedimentos carbonáticos. Esta ocorre por resfriamento térmico, afinamento crustal e carga ou isostasia (Allen e Allen, 1990) e atua como o principal fator, juntamente com a eustasia, na criação de espaço disponível para que a sedimentação carbonática tome lugar (Jervey, 1988). A taxa de subsidência depende do tipo de crosta (oceânica ou continental), sua idade, o tipo de stress causador da subsidência, reologia litosférica e posição dentro da placa litosférica ou cenário tectônico. A subsidência pode ser controlada por afinamento litosférico, resfriamento, deslizamento da crosta inferior dúctil na direção de novos oceanos e mudanças de fase (gabro para eclogito) na crosta inferior ou manto. Em adição, a carga sedimentar pode aumentar a subsidência tectonicamente controlada. Plataformas marinhas carbonáticas rasas se formam próximo e ao longo de margens de placas convergentes, divergentes e transformantes, bem como dentro de placas formadas tanto por

crosta oceânica quanto continental. A chance de preservação é aumentada em ambiente de intraplaca e de margem passiva. O ambiente tectônico ajuda a estabelecer o seguinte:

1. A locação, elevação e extensão areal dos terrenos circundantes que podem prover parte, ou o total, dos sedimentos detritais que contribuíram para o total preenchimento da bacia;

- 2. A geometria do embasamento da bacia subsidente;
- 3. A geometria inicial dos sítios de sedimentação marinha carbonática rasa; e
- 4. A extensão e estilo da influência marinha.

CONEXÃO CONTINENTAL

Plataformas podem ser isoladas (desprendidas) ou podem ser ligadas (conectadas) a uma grande massa continental, tal qual um continente ou uma grande ilha. Plataformas conectadas são comumente longas feições lineares de frente para o mar aberto, usualmente ao longo de margens continentais passivas. As plataformas carbonáticas bem desprendidas, ou isoladas, se desenvolvem em blocos altos ao longo de margens continentais de *rifts* recém abertos e de *rifts* abortados. Elas podem se formar também em placas oceânicas por nucleação acima de hot spots circundando vulcões e montanhas oceânicas. Algumas plataformas isoladas são solitárias ao longo de toda a sua existência, mas onde várias se fixam próximas umas das outras, elas podem coalescer em uma grande plataforma, como no caso do Grande Banco das Bahamas (Eberli e Ginsburg, 1989).

MORFOLOGIA

Plataformas podem assumir três diferentes perfis morfológicos: (1) rampas que tem declive homoclinal suave ou são distalmente escarpadas; (2) plataformas com barreira; e (3) sem barreira, ou plataformas com topo plano que tem uma quebra pronunciada no declive ao longo de suas margens voltadas para o oceano. Plataformas com barreira se formam exclusivamente em mares tropicais porque são formadas principalmente por construções recifais de organismos Chlorozoan e Chloalgal, os quais requerem condições de águas quentes. Plataformas sem barreira estão presentes em mares tropicais e temperados. Rampas contem principalmente grãos clásticos de carbonatos e lama e, portanto, ocorrem em mares tropicais e temperados. Plataformas afogadas são comumente reconhecidas como um tipo separado de plataforma (Read, 1985; Tucker e Wright, 1990). Entretanto, elas não são morfologicamente distintas daquelas listadas acima, mas de fato são simplesmente plataformas com bordas, tabulares ou rampas afogadas. Deste modo, elas registram uma fase de desenvolvimento e especificamente uma subida relativa do nível do mar (drowning unconformity) (figura 24).



Figura 24. Expressão sísmica de uma plataforma carbonática afogada, com a formação de uma superfície discordante devido ao afogamento (*drowning unconformity*), coberta por sedimentos em *downlap*.

EXTENSÃO E CIRCULAÇÃO

Plataformas carbonáticas possuem dimensões altamente variáveis, de poucos km até mais de uma centena de km. Foi estipulado um valor de 10 km para distiguir plataformas estreitas (< 10 km) de plataformas largas (> 10 km). A circulação, responsável pelo transporte de águas limpas de mar aberto para dentro das plataformas carbonáticas rasas, ou é dominada ou então é fortemente influenciada por ondas e pela direção dos ventos. Marés e ondas estão entre os processos físicos mais

importantes e são dependentes do tamanho, forma e batimetria da bacia marinha. Em geral, a amplitude da maré aumenta proporsionalmente à extensão para a maioria das plataformas continentais ao redor do globo (Cram, 1979) e decresce em mares restritos com conexão restrita com o oceano, onde estas ondas de maré se originam. Desta forma, a variação da maré é mínima ao longo de plataformas estreitas ou de mares restritos tais como o Golfo Pérsico ou Mar Vermelho. As influências relativas, além das interações entre maré-vento e onda-sentido das correntes, em conjunto com o nível de nutrientes governam a natureza da sedimentação carbonática da borda de plataforma rasa, em direção à plataforma e para dentro do ambiente de supramaré.

TIPOS DE MARGEM E ORIENTAÇÃO

Outros fatores que controlam o desenvolvimento de plataformas carbonáticas são o tipo de margem, sua orientação em relação ao vento e o tipo de sedimento. Margens de plataforma são tipicamente constituídas por bancos de areia bioclástica (*grain shoals*), recifes, ou mistura de ambos. Dependendo de seu comprimento, continuidade e profundidade sobre suas cristas, estes bancos e/ou recifes ajudam no controle da circulação da água do mar dentro de uma plataforma. Bordas contínuas, ou quase, dificultam a circulação e a troca de água de mar aberto com as plataformas. Plataformas com bordas profundas ou pouco contínuas e as plataformas sem borda e tabulares são caracterizadas por circulação cruzada nos bancos. Taludes de borda de plataforma, na direção de mar aberto, são marcados por acreção deposicional, *bypass* dos sedimentos ou erosão (Read, 1985). Estudiosos das Bahamas (Eberli e Ginsburg, 1989) observaram que o transporte e deposição de bancos de sedimentos das plataformas a favor do vento têm levado a uma significante progradação das margens de sotavento (protegidas) de modernas e antigas plataformas que compreendem o Grande Banco das Bahamas. Portanto, as margens de barlavento tendem a ser erosivas, ou de *bypass*, e crescem verticalmente (Eberli e Ginsburg, 1989).

SISTEMAS DEPOSICIONAIS E LITOLOGIA

Plataformas carbonáticas contem uma ampla variedade de sistemas deposicionais, todos limitados pelos fatores listados acima. Os seguintes sistemas deposicionais de plataformas carbonáticas são incluídos entre os principais:

Sistemas costeiros e próximos da costa

- Praias, dunas costeiras, barras de maré, deltas de maré, e lagunas associadas com as linhas de costa continentais e ilhas de barreiras;
- Recifes de borda;
- Planícies de maré, canais e *sabkhas*;
- Salinas de evaporitos.

Sistemas de plataforma externa

- Recifes pinaculares, *patch reefs*, bancos de lama e de areia (*sand shoals*);
- Plataformas abertas dominadas por tempestades, rasas a profundas;
- Salinas evaporíticas (primeiro mar aberto com subsequente isolamento para se tornar evaporítica).

Sistema de borda de plataforma

- Recifes;
- Bancos de areia (*grain shoals*) tais como cinturões de barras de maré e cordões litorâneos de areia;
- Canais de maré e delta;
- Ilhas e dunas eólicas.

Sistemas de talude e assoalho de bacia

- Deslizamento com translação e rotação;
- Depósitos de fluxos gravitacionais de sedimentos canalizados e não canalizados;
- Tendência a depósitos de base de talude;
- Leques submarinos;
- Canyons submarinos e barrancos;
- Assoalhos de bacia pelágicos e hemipelágicos.

O conhecimento litológico de uma plataforma é criticamente importante para a boa aplicação da estratigrafia de sequências. Plataformas são, na maioria das vezes, litologicamente mistas, especialmente as conectadas ao continente. Embora algumas sejam formadas quase que completamente por sedimentos carbonáticos, a maioria contém quantidades variáveis de sedimentos carbonáticos, siliciclásticos e evaporíticos. A variação litológica expressada nas plataformas antigas e modernas registra diretamente a história deposicional e é o primeiro indicador importante de como uma plataforma responde a variações relativas do nível do mar. Por exemplo, estratos siliciclásticos finos, mas espalhados, que interromperam os carbonatos plataformais, quase sempre significam uma relativa queda ou parada do nível do mar e recobrem limites de sequência. Em contraste, nas plataformas dominadas por clásticos, estratos carbonáticos podem significar condições transgressivas (Brown, 1989). Evaporitos formam a maior parte de algumas plataformas carbonáticas, mas seu papel na evolução da sequência estratigráfica destas plataformas foi enfocado tempos depois (Sarg, 1988; Tucker, 1991). A deposição de evaporitos requer uma coincidência seletiva de condições específicas de eustasia, tectônica além de geoquímicas e climáticas do que a deposição carbonática. A vasta deposição de camadas de evaporitos subaquosos através de uma plataforma requer provavelmente que o sítio deposicional esteja quase completamente isolado do mar aberto por alguma barreira (Lucia, 1972). A emergência de uma barreira pode ocorrer devido a processos tectônicos, deposicionais e eustáticos. Uma extensa (milhares de km²) unidade evaporítica locada atrás de uma margem de plataforma com borda poderia sugerir um relativo nível de mar baixo de pequena intensidade durante um período, em geral, de mar alto. Se, entretanto, o depósito evaporítico estiver presente somente localmente, a emergência de uma barreira deve estar ligada a processos

deposicionais, tais como a agradação de depósitos de tempestade acima do nível do mar, ou talvez por processos tectônicos locais.

VARIAÇÕES DA GEOMETRIA ESTRATAL NO DADO SÍSMICO

Em muitas bacias sedimentares, descrições da geometria estratal derivadas da sísmica podem ser integradas com o controle de poços disponível para distinguir entre estratos carbonáticos e siliciclásticos. Em bacias de fronteira exploratória, onde não há controle de poços, os geólogos e geofísicos se deparam com a tarefa de interpretar litologia somente do dado sísmico. Em tais bacias, esta tarefa pode ser abordada com uma visão geofísica através da análise da amplitude, frequência e velocidade intervalar (Bubb e Hatlelid, 1977).

Outra forma de comparação é através da geometria estratal, já que a tendência da sedimentação carbonática de criar topografia deposicional e relevo *kárstico* devido à erosão por dissolução, aumentam as possibilidades de diferenciação e interpretação por sismoestratigrafia. Em muitos casos, entretanto, a topografia erosional e topográfica podem ser muito sutis para a resolução sísmica. Siliciclásticos e carbonatos possuem as mesmas relações estratais concordantes e discordantes de limites de sequências. Entretanto, a capacidade dos sedimentos carbonáticos de (1) serem gerados e acumulados *in situ* como *buildups*, (2) serem transportados e depositados como partículas clásticas com ampla variedade de texturas, e (3) erodir subaereamente, principalmente por dissolução, comumente resulta em associações peculiares a únicas do padrão estratal.

Estes padrões estratais mostrados na figura abaixo são os tipos de larga escala mais comumente encontrados em plataformas carbonáticas, muitos deles com resolução sísmica:



Figura 25. Corte transversal a uma plataforma carbonática (seção dip). Handford e Loucks (1993).

Caracterização dos padrões estratais mostrados na figura anterior:

1.Dissolução relacionada a *karst* ou colapso leva a formação de depressões topográficas próximas que podem variar de poucos metros a kilometros de largura. Dolinas e cavernas são formadas assim. Em planta, as depressões *kársticas* geralmente possuem contorno circular a oval, entretanto, algumas são lineares, tipo *poljes* e *blind valleys*, mas fechadas dos dois lados, se diferenciando assim dos vales incisos fluviais. Em seção transversal, os estratos de *karst* são truncados nas margens das depressões por dissolução. Os estratos em *onlap* que prenchem as depressões são depósitos lacustrinos e fluviais de mar baixo, *terra rossa*, e depósitos marinhos transgressivos. Podem ocorrer, também, montanhas residuais, tipo cone e torre de *karst*, e, se preservadas, podem ser preenchidas por depósitos de mar baixo e transgressivo em *onlap*. Em algumas áreas de relevo *kárstico*, faltam depressões e montanhas residuais, o que em geral está relacionado a uma denudação de longo prazo, com aplainamento por dissolução corrosiva (Ford e Williams, 1989).

2. Construção de lateral escarpada, *mounds* de recifes, com sismofacies *hummocky* e lenticular, e recifes em ambiente de plataforma que possuem *downlap* nas suas bases e *onlap* sobre suas margens.

3. Margens de sotavento (protegidas) de bordas de plataformas com barreira podem progradar para dentro da plataforma e construir clinoformas com *downlap* nos estratos de plataforma ou de laguna. Estratos de plataforma plano-horizontais podem também fazer *onlap* sobre as clinoformas de margem de sotavento (retaguarda).

4. *Mounds* de lateral escarpada, sismofacies *hummocky* e lenticular (biohermas ou recifes) estão presentes ao longo de bordas de plataformas com barreira e em áreas de talude.

5. Ângulos deposicionais de talude de plataformas carbonáticas variam geralmente entre 29-30° (Schlager e Camber, 1986) e em alguns casos atingem 45° (Kenter, 1990). Entretanto, taludes verticais ou mesmo com saliência (Grammer e Ginsburg, 1992) estão localmente presentes. Tais taludes podem ser deposicionais ou erosivos. Sedimentos de biocontrução (ligados organicamente) comumente produzem taludes verticais em recifes modernos. Taludes erosivos escarpados indicam que os sedimentos estão litificados ou possuem uma alta tensão de cisalhamento devido ao formato entrelaçado das partículas e arranjo de empacotamento.

Depósitos carbonáticos de base de talude podem apresentar *downlap* (6), *onlap* ou ambos alternadamente (7). Adicionalmente, estes depósitos podem convergir para afinamento (8). Estratos siliciclásticos também possuem essas características. Como demonstrado em (9), *karstificação*, vales incisos fluviais, ou erosão submarina podem talhar bordas de plataformas nos limites de sequências.

Em (10), feições de incisões cuneiformes formadas por deslizamentos de massa, que podem ocorrer tanto nos limites de sequências quanto dentro destas.

A habilidade dos taludes carbonáticos de contruir acima do seu ângulo de repouso (estável) deve-se ao seu empacotamento orgânico, cimentação precose, e a deposição de grãos esqueletais entrelaçados não-esféricos. Até mesmo, taludes carbonáticos lamosos detem mais altos declives que taludes de lama siliciclástica (Schlager e Camber, 1986) devido à precose e intensa litificação e à alta força de cisalhamento dos sedimentos carbonáticos finos (Kenter e Schlager, 1989).

Algumas sequências carbonáticas consistem em clinoformas com *downlap* e declive acentuado que alternam com estratos plano-paralelos de assolho de bacia em *onlap* (Bosellini, 1984). Nestes casos, uma vasta gama de tamanhos de partículas esteve disponível para transporte e deposição no ambiente de talude. Clinoformas com declive acentuado, as quais estão em *downlap* sobre os estratos basais, comumente compreendem sedimentos carbonáticos, tamanho areia até matacão, depositados episodicamente. Tão logo a sedimentação grosseira diminua e cesse a formação de clinoformas em *downlap*, a deposição em suspensão de sedimentos finos se torna dominante, formando estratos basais em *onlap*.

RESPOSTAS DAS PLATAFORMAS CARBONÄTICAS ÀS VARIAÇÕES RELATIVAS DO NÍVEL DO MAR

Condições de nível de mar baixo

Linhas de costa são ambientes dinâmicos, raramente permanecendo estacionárias por longos períodos de tempo, que migram a depender da eustasia, subsidência tectônica e taxa de transporte de sedimentos. A migração da linha de costa, em direção ao oceano, ocorre com uma relativa queda do nível do mar, ou em condições de mar baixo e deixa em seu leito uma plataforma exposta (figuras 26 e 27).

Embora a taxa de transporte de sedimentos siliciclásticos para a costa flutue de acordo com vários fatores que operam fora da bacia (soerguimento tectônico, clima, natureza da fonte dos sedimentos, características da drenagem, etc), esta não é grandemente afetada por mudanças relativas do nível do mar. Entretanto, mudanças do nível do mar podem governar a dispersão de sedimentos siliciclásticos através de plataformas (Vail *et al.*, 1977).

Já em plataformas carbonáticas existe uma grande diferença de relações quando se compara produção / disponibilidade de sedimentos e nível relativo do mar. Nestes ambientes, mudanças relativas do nível do mar exercem um forte controle sobre a produção sedimentar e dispersão. Se uma ampla plataforma marinha tropical aberta for coberta por 10 metros de água do mar, por exemplo, uma fábrica carbonática produtiva e saudável poderia produzir somas abundantes de sedimentos carbonáticos. Entretanto, durante condições de mar baixo, quando o nível do mar cai abaixo da margem da plataforma, esta, primeiramente inundada, se torna agora exposta subaéreamente e incapaz de produzir sedimentos. Neste momento, a única parte produtiva da plataforma passa a ser o talude imediatamente além, mar adentro, da margem da plataforma e sua largura dependente do gradiente de inclinação deste. Taludes íngremes são correlacionáveis a bandas estreitas de produção de sedimentos e taludes suaves formam bandas largas. No entanto, a largura da zona de produção de sedimentos de uma rampa homoclinal não deve mudar substancialmente com a queda ou subida no nível relativo do mar.

Como a produção de sedimentos carbonáticos em plataformas com borda varia com a relativa mudança no nível do mar, essa regula a quantidade e tipo de sedimentos derramados para dentro do talude de águas profundas adjacente. Durante períodos de mar alto, plataformas de água rasa produzem grandes quantidades de sedimentos finos, e elas derramam uma larga porção destes sedimentos nos taludes adjacentes e bacias (Wilber *et al*.1990). Entretanto, durante períodos de mar baixo (discordância do tipo1), a produção de sedimentos é interrompida no topo das plataformas e fica geograficamente limitada às margens da plataforma e ao talude superior (figuras 26 e 27). Mais ainda, já que os oóides são produzidos somente quando os topos dos bancos são inundados, qualquer perda de sedimentos durante o mar baixo, deve ser relativamente livre de oóides (Schlager, 1991).

Já que uma rampa não possui quebra marcada no talude, ou na borda da plataforma, o perfil batimétrico é praticamente idêntico independentemente da posição do nível do mar. Assim, numa rampa carbonática úmida, na qual predomina a deposição de *grainstones* oolíticos durante níveis de mar alto, é provável que se deposite uma proporção similar de *grainstones* oolíticos durante o mar baixo, sem que tenham mudado os maiores fatores ambientais que governam a sedimentação carbonática. O mesmo não deve acontecer em rampas carbonáticas de climas secos, onde o balanço hídrico, por ser negativo no nível de mar baixo, tende a expor os bancos oolíticos, que ficam sujeitos ao retrabalhamento eólico.

Processos flúvio-deltáicos ou eólicos podem espalhar sedimentos siliciclásticos ao longo e ao largo de plataformas expostas subaéreamente durante períodos de mar baixo. Ambientes siliciclásticos e carbonáticos podem coexistir, mas o influxo de grandes quantidades de silte e argila e grandes volumes de água doce, via sistemas fluviais, terminarão com a sedimentação carbonática ao longo das bordas da plataforma. Influxos, episódicos e pouco freqüentes, podem não afetar seriamente a sedimentação carbonática ou sua habilidade de recuperação. Por exemplo, recifes estão presentes à cerca de 4 km mar adentro do talude de prodelta, na inativa metade ao norte do delta de Mahakam, na Indonésia (Magnier *et al.*, 1975), e estão presentes também ao longo das margens de

fan-deltas aluviais no Golfo de Elat, Mar Vermelho, os quais são rapidamente inundados com pouca frequência (Friedman, 1988).



Figura 26. Modelo de trato de mar baixo com exposição total da plataforma, parada na sedimentação carbonática e erosão subaérea.

O que acontece com a borda da plataforma carbonática durante uma queda relativa do nível do mar é grandemente função da acomodação e reduzida produção de sedimentos como o decréscimo da extensão areal da inundação no topo da plataforma. Onde o nível do mar cai abaixo da borda da plataforma, a produção de sedimentos carbonáticos diminui. Consequentemente, o potencial para significativa progradação da borda da plataforma, por ampla deposição, é grandemente reduzida. Bordas de plataforma podem avançar lateralmente durante uma queda do nível do mar, mas a sua quebra (*shelf break*) avança mais como resultado do caimento do nível do mar (reduzido espaço de acomodação) do que da deposição (Posamentier *et al.*, 1990). Isto leva a uma borda de plataforma que avança com um espaçamento para baixo (*downward*), em *offlap*. Esse tipo de *offlap* é referido como regressão forçada (Posamentier *et al.*, 1990). Exemplos de regressão forçada em carbonatos são ilustrados pelos recifes de borda de plataforma do Mioceno do sudeste da Espanha e Mallorca

(Pomar, 1991,1993). A despeito da inferida exposição subaérea do topo da plataforma, e mais ainda, da redução da fábrica carbonática, essas bordas de plataforma de mar baixo continuam a progradar porque o espaço de acomodação foi reduzido em frente aos recifes (Pomar, 1991) e ampla quantidade de sedimento foi gerada e depositada na borda da plataforma e talude. Um exemplo extremo de regressão forçada está presente em Bonaire, onde recifes do Pleistoceno formam terraços em forma de degraus, tal que o terraço mais antigo está assentado no continente e 100 metros acima do terraço mais novo, o qual está assentado ao longo da costa e cerca de 10 metros acima do nível do mar (Kobluk e Lysenko, 1984).



Fonte: internet:www.sc.edu

Figura 27. Modelo de trato de mar baixo com queda pouco acentuada do nível relativo do mar, com a sedimentação carbonática limitada a borda da plataforma.

Karstificação de Mar baixo

Quando o nível relativo do mar cai abaixo da borda de uma plataforma carbonática, esta, exposta subaéreamente comumente passa por uma dramática metamorfose geomorfológica devido ao intemperismo por dissolução. A interação entre minerais carbonáticos solúveis nos calcários e água quimicamente agressiva (H₂CO₃, criada pela carga de água da chuva com gás CO₂ atmosférico e

derivado do solo, o que se dissocia em H+ e HCO₃-) penetra as fissuras e buracos e cria formas terrestres únicas modificadas por dissolução, conhecidas na comunidade geológica como *karst*. A modificação de um terraço carbonático, em uma paisagem *kárstica* ao longo de limites de sequências, rotineiramente leva a uma variedade de formas únicas de terreno. Estão incluídas estruturas de colapso e buracos afundados por dissolução de vários tamanhos, escavações verticais, vales sulcados (em forma de veneziana), vales secos e com certeza cavernas de dissolução freática e vadosa. O intenso intemperismo de dissolução de relevo *kárstico* e o desenvolvimento de uma rede de drenagem subterrânea de cavernas são marcas legítimas de processos de *karstificação*. Nenhum outro processo é tão singularmente importante na modificação de terraços calcários, de tal modo que qualquer intemperismo maior e produto erosivo de um terraço carbonático exposto subaereamente em um ambiente úmido pode ser virtualmente atribuído a ele.

A chave para o desenvolvimento de um limite de sequência *kárstico* é o clima, e em particular a disponibilidade de água, CO₂ e temperatura (White, 1988). A formação de *karst*, sua riqueza e diversidade diminuem com a diminuição das chuvas (Ford e Williams, 1989). Em adição, a porosidade e a permeabilidade da matriz da rocha carbonática hospedeira são importantes. O desenvolvimento de superfícies *kársticas* e de cavernas é relativamente favorecido em rochas carbonáticas densas com falhas, juntas, e quebras no acamamento plano, que focalizam a infiltração do ácido carbônico carregado pelo lençol d'água (Jennings, 1971). É pouco provável que ocorra um fluxo do lençol d'água focalizado através de rochas carbonáticas com altas porosidades de matriz, ainda mais faltando fraturas. Neste caso o desenvolvimento de *karst* pode ser limitado ou resultar somente em cavernas do tipo esponja (Palmer, 1991). Esses efeitos, entretanto, podem ser atenuados por altos índices pluviométricos.

A drenagem de superfície sobre terrenos *kársticos* é sujeita a ser intermitente, interrompida, largamente espaçada, ou ausente (Jennings, 1971). As águas de chuva fluem somente por curtas distâncias através de terrenos *kársticos* antes de sua infiltração na matriz das rochas ou de serem derramadas dentro de juntas abertas, fraturas, *vugs* ou de outros condutores. Em regiões *kársticas* áridas e semi-áridas, rios são ausentes ou escassos. Nestas situações, vales incisos não são bem desenvolvidos. Padrões de rios mais frequentes e elaborados estão presentes em regiões *kársticas* úmidas, mas a densidade da drenagem é ainda geralmente menor que em outros tipos de rochas na mesma região (Jennings, 1971). A maioria das águas superfíciais escoa dentro de condutores alargados por dissolução (cavernas) abaixo da superfície e viajam abaixo do gradiente antes de ressurgirem na superfície como fontes. Longos vales incisos são cortados por fluxos de rios alogênicos com nascentes que afloram nas rochas impermeáveis. Rios autogênicos, que iniciam seus cursos em terrenos *kársticos*, comumente começam como largas fontes ressurgentes. A habilidade de

uma corrente de cruzar um terreno *kárstico* é dependente da capacidade do *karst* de absorver água (Ford e Williams, 1989) e a natureza do alúvio do rio que sela o carbonato permeável debaixo. Esse material aluvial pode representar (1) solo de *terra rossa* erodido da superfície *kárstica*, (2) detritos intemperizados e erodidos de camadas de rochas terrígenas, ou (3) detritos transportados para dentro da área do *karst* por correntes alogênicas que drenam áreas altas que têm por base rochas não carbonáticas. Em geral, correntes alogênicas carregam maiores quantidades de sedimentos terrígenos que correntes autogênicas sobre terrenos carbonáticos. Caso haja falta de alúvio em uma corrente superficial *kárstica*, a incisão é adquirida, principalmente, por corrosão. Onde detritos grosseiros estão presentes, correntes podem criar incisões por corrosão e abrasão (Jennings, 1971). Assim sendo, embora exista uma percepção geral de que a incisão fluvial é pouco importante em plataformas carbonáticas expostas subaéreamente, vales incisos estão presentes.

Caso ocorram tempo e água suficientes, a maioria dos terrenos carbonáticos desenvolverá uma paisagem *kárstica*, mas o tempo necessário para que ela se desenvolva até uma nova subida do nível do mar continua sendo questionado. O tempo pode não ser um fator impotante onde existam altas taxas de precipitação, porque as taxas de denudação por dissolução variam linearmente com a precipitação (White, 1988). A maior dissolução de calcários no mundo ocorre onde a umidade é máxima (Ford e Williams, 1989). Ford e Williams demonstraram que para os últimos 240 mil anos, o nível do mar em áreas tectonicamente estáveis era de 20/50 metros abaixo do nível atual por cerca de 46% do tempo, ou seja, por 110,4 mil anos. Portanto, quando submetidas a taxas de denudação por dissolução de 500mm/mil anos, plataformas carbonáticas seriam denudadas por cercade 55 metros em 110 mil anos. Cavernas e *karst* podem se formar rapidamente, como comprovado por sua ocorrência em vários carbonatos pleistocênicos, com menos de 100 mil anos, da região do Caribe (White, 1988). De fato, muitos terrenos carbonáticos foram formados durante os últimos 10 mil anos (Ford e Williams, 1989). Assim sendo, ciclos de variação do nível do mar de alta frequência com durações menores que dezenas de milhares de anos podem resultar na formação de feições *kársticas* ao longo de limites de sequência em climas úmidos.

Embora uma queda relativa do nível do mar exclua a produção de sedimentos marinhos carbonáticos numa plataforma exposta, a formação de feições *kársticas* sobre e abaixo dos limites de sequência durante níveis de mar baixo adiciona uma impressão, de fácies distintas, sobre os estratos de mar alto previamente depositados. Feições formadas por *karst* que são reconhecidas em testemunhos e afloramentos incluem paleossolo tipo *terra rossa*, cavernas preenchidas (colapsadas, por sedimentos clásticos, por precipitados carbonáticos) e tetos de cavernas brechados (Loucks e Handford, 1992). Onde um adequado controle de subsuperfície está disponível, a topografia *kárstica* pode ser identificada em mapas estruturais como depressões fechadas (dolinas).

Feições *kársticas* não são particularmente fácies ou sítios específicos. A *karstificação* pode afetar todas as fácies carbonáticas, mas pode se desenvolver melhor em algumas. Todas as porções da plataforma, que foram expostas subaéreamente e penetradas por água meteórica podem ser afetadas. Se uma plataforma jaz dentro de um clima árido, feições *kársticas* podem ser menos comuns e dar lugar a *caliches*. Alguns carbonatos expostos subaéreamente podem mostrar pequenas evidências de *karstificação* ou *calichificação*. Em tais casos (1) a extensão da exposição pode ter sido breve para que as feições se formassem; (2) superfícies de karst e feições de caliche podem ter sido formadas e subsequentemente removidas por erosão; (3) altas permeabilidades e porosidades intergranulares podem ter retardado a formação de *karst* convencional (Meyers, 1988).

Sedimentação de borda de plataforma até base de talude no mar baixo

A instabilidade de talude é comum em ambiente marinho, especialmente em taludes argilosos. Pode ser um significante processo erosivo nos taludes carbonáticos e resultar numa resedimentação, talude abaixo, de grandes volumes de sedimentos de talude e borda de plataforma. A quebra não é limitada pela posição relativa do nível do mar. Pode ocorrer durante qualquer nível do mar, desde que os sedimentos sejam sujeitos à gravidade e mecanismos de disparo estejam disponíveis. A atividade tectônica e sismicidade são provavelmente importantes, como sugerido por Hine e Hallock (1991). Eles documentaram megabrechas, falhas e plataformas carbonáticas afundadas, margens de bancos escalonados e grandes blocos deslocados no Alto da Nicarágua, o qual está assentado próximo da margem transformante da Placa do Caribe. Abalos de terremotos provavelmente dispararam o colapso catastrófico de algumas margens de plataformas. Esse mecanismo foi invocado para explicar a vasta deposição síncrona de extraordinariamente espesso megaturbidito carbonático gradado nos Pirineus da Espanha (Labaume *et al.*, 1987). Qualquer que seja o mecanismo de disparo, ele deve ou aumentar o stress na massa sedimentar até o ponto de ruptura ou diminuir a resistência dos sedimentos de forma que o stress existente seja suficiente para causar a ruptura (Coleman e Prior, 1988).

A presença de margens de plataforma escalonadas, que foram documentadas por Mullins e Hine (1989) na parte oeste da Plataforma da Flórida, Pedro Bank, e em várias partes das Bahamas, sugere que houve colapso catastrófico. Embora as feições das Bahamas provavelmente reflitam colapso tectônico (Mullins *et al.*, 1991), alguns exemplos antigos podem ter sido formados durante níveis de mar baixo. Por exemplo, a Plataforma de Apulia do sul da Itália tem margens escalonadas, as quais Bosellini (1989) alegou terem sido formadas por colapso catastrófico durante um período pronunciado de mar baixo do Turoniano Inferior e do Eoceno Inferior. O retraimento das margens da plataforma e a subsequente formação de margens escalonadas truncam os estratos de plataforma e da borda. Sedimentos erodidos são redepositados como estratos em *onlap* contra o talude. Um controle de subsuperfície adequado através de poços, cobertura sísmica, e resolução estratigráfica, mapas estruturais e de isócronas podem ajudar a delinear margens escalonadas.

O tempo de erosão do talude relativo ao nível do mar é comumente difícil de se determinar em plataformas antigas. Períodos de nível de mar baixo são quase sempre citados como sendo períodos oportunos para erosão e colapsos de talude de larga escala (Mutti, 1985; Posamentier e Vail, 1988). Entretanto, eles são imediatamente seguidos por subidas do nível do mar, as quais poderiam ser também oportunas para erosão do talude, devido à migração em direção ao continente da fábrica carbonática e deposição de sedimentos finos com baixo stress cisalhante no talude. Nas Montanhas Guadalupe, no Texas, depósitos de talude mistos, de siliciclastos e carbonatos, descansam discordantemente na plataforma carbonática e estratos de talude argilosos das formações Bone Spring – Victorio Peak. A discordância representa um limite de seqüência ao longo do qual a erosão removeu 250 metros de estratos da Bone Spring – Victorio Peak sobre uma distância lateral de 3 km antes da deposição da Formação Cutoff (Rossen et al., 1988). Kirkby e Pray (apud Pray, 1988) interpretaram o limite de sequência como uma superfície de erosão submarina, que se formou durante uma relativa subida do nível do mar, na base de um registro sedimentológico de um aparentemente afundamento para o topo na parte superior da Fm Victorio Peak. A origem deste limite de seqüência, entretanto, é disputada. Rossen et al. (1988) acreditam que este tenha sido formado durante uma relativa queda no nível do mar. A chave desta última interpretação é a asserção de que a superfície de erosão submarina pode ser traçada, mergulho acima, até uma superfície erosiva correlativa, exposta subaereamente.

A quebra do talude leva a formação de deslizamentos de sedimentos, cicatrizes de deslizamentos, e depósitos resedimentados na base do talude e na bacia. Grandes blocos de sedimentos desprendidos deslizam ao longo de planos de escorregamento, os quais se apresentam inclinados, com superfícies lístricas truncando estratos sotopostos, que se movem mergulho abaixo por rotação ou translação (Cook e Mullins, 1983). Blocos com movimento rotacional usualmente se movem por pequenas distâncias enquanto blocos com deslize translacional se movem por longas distâncias antes da redeposição como massas coerentes a caóticas na base do talude. A menos que estes blocos de movimento translacional se rompam durante o movimento talude abaixo, eles podem apresentar relações estratais concordantes, as quais poderiam torná-los de difícil reconhecimento na sísmica. Onde estes rompimentos ocorrem, são observados padrões estratais típicos, tais como, *hummocky* e caótico. O padrão caótico tende a refletir a maior proximidade do total colapso do bloco escorregado, devido a sua deformação sedimentar ou transformação de escorregamento de bloco em *debris flow*.

O volume dos estratos afetados varia grandemente a depender tanto da frequência quanto da escala da ruptura. Rupturas do talude, em geral, formam escarpas íngremes que se tornam pontos de foco para subsequentes rupturas que retrogradam de forma a atingir uma inclinação menor e mais estável. Acredita-se que alguns blocos caídos e deslizados se rompam durante o movimento de descida e dêem origem a fluxos gravitacionais de sedimentos de larga escala. O volume de fluxo é diretamente proporcional à intensidade da ruptura catastrófica do talude. Um único evento de larga escala ou vários eventos progressivos levarão a um talude erodido e a uma borda de plataforma margeada frontalmente por uma cunha de mar baixo, formada por sedimentos redepositados que foram remobilizados da sua borda e do talude.

Na ausência de instabilidades na borda da plataforma e no talude, os depósitos de mar baixo tanto de talude quanto bacinais serão relativamente pouco espessos. Entretanto, estas instabilidades são comuns e podem levar à deposição de espessos depósitos carbonáticos de mar baixo (Jacquin *et al.*, 1991; Sarg, 1988). Adicionalmente, embora sedimentos carbonáticos de águas profundas possam ser lançados através de uma fonte pontual formando depósitos em leques, existe uma grande tendência nos sistemas carbonáticos a serem formados por fontes lineares que operam e formam embainhamentos de sedimentos carbonáticos de mar baixo leva a formação de cunhas que afinam em direção à bacia e que apresentam *onlaps* contra o talude e são localmente espessas próximo a sua base. Em áreas onde ocorre o influxo de sedimentos siliciclásticos para a borda da plataforma e o talude adjacente, esta geometria pode ser mais complicada especialmente se houver um hiato de tempo entre a erosão da borda da plataforma e talude e a chegada de sedimentos siliciclásticos durante condições de mar baixo.

Ambientes carbonáticos de mar baixo de talude e sua base são dominados por depósitos de sedimentos provenientes de fluxo gravitacional, alguns dos quais bastante espessos (megaturbiditos) e com conteúdo abundante de clastos, alguns excepcionalmente grrosseiros (megabrechas). A presença de espessos depósitos de mar baixo implica em rupturas catastróficas de grande escala do talude ou da borda de plataforma. Depósitos de pequena espessura podem implicar em rupturas de pequena escala e se estaqueados uns sobre os outros sugerem recorrência no tempo. A presença abundante de grandes clastos é favorecida pela tendência dos sedimentos carbonáticos à litificação em ambientes submarinos e subaéreos. A análise composicional de clastos é útil na determinação de qual ambiente sofreu mais com o colapso.

A composição dos depósitos de fluxo gravitacional de sedimentos de mar baixo difere dos de mar alto e pode ser usada, com cautela, como uma chave para a interpretação da posição relativa do nível do mar. Turbiditos carbonáticos de mar baixo podem conter grãos esqueletais e clastos espalhados contemporâneamente dos ambientes da borda da plataforma de mar baixo e de clastos derivados da antiga borda de plataforma exposta subaéreamente. Oóides e pelóides são escassos em turbiditos de mar baixo, já que sua formação requer inundação e uma boa circulação no topo da plataforma, enquanto a produção de areias esqueletais pode ocorrer nas bordas da plataforma, indiferente da posição do nível do mar (Schlager, 1991).

Embora a presença de depósitos de debris-flow numa seqüência deposicional carbonática possa levantar suspeitas sobre sua origem de mar baixo, não deve ser usada sem o suporte de outras evidências para inferir sua origem. Por exemplo, a composição dos depósitos de megabrechas de talude do Triássico das Dolomitas do norte da Itália foi citada como um possível exemplo de cunha de mar baixo alóctona, na qual os clastos de carbonatos foram originários de uma plataforma exposta subaéreamente (Sarg, 1988, baseado em Bosellini, 1984). Achados recentes indicam que faltam, na maioria dos blocos carbonáticos, feições que possam ser atribuídas à exposição subaérea (Yose, 1991). Adicionalmente, a presença de oóides e pelóides interestratificados com os blocos aponta para uma produção sedimentar no topo de banco inundado ou em condições de mar alto. Yose (op. cit.) concluiu que modelos de seqüências em que as megabrechas carbonáticas são vistas como depósitos de mar baixo, não são aplicáveis para o Triássico do norte da Itália. É possível, entretanto, que mesmo com a queda do nível do mar, estes blocos deslocados originários de ambientes submarinos tenham sido profundos o suficiente para não terem sido expostos subaéreamente. E ainda, se os oóides de plataforma de mar alto fossem formados por calcita (microfábrica preservada) ao invés de aragonita, a cimentação subaérea poderia ter sido limitada, de tal forma que os oóides poderiam ter sido erodidos como grãos dispersos do topo da plataforma durante o mar baixo e redepositados talude abaixo.

Se a extensão da fábrica carbonática torna-se limitada, ao longo da borda da plataforma com restrição (barreira) durante o mar baixo, iguais volumes de sedimentos carbonáticos contemporâneos ficam disponíveis para a resedimentação no talude e no ambiente bacinal. Entretanto, se sedimentos siliciclásticos forem introduzidos por processos flúvio-deltáicos ou eólicos, durante o trato de mar baixo, formando uma cunha de mar raso progradante que permanece abaixo da borda da plataforma anterior, uma recém formada plataforma torna-se disponível para a sedimentação carbonática durante a fase inicial da subseqüente subida do nível do mar. Isto somente pode acontecer se a entrada de sedimentos siliciclásticos diminuir durante o início da transgressão marinha. Este cenário levaria a uma cunha de mar baixo siliciclástica capeada por sedimentos, progressivamente ricos em carbonatos de talude e de borda de plataforma de mar baixo, os quais estão em *onlap* com a antiga borda da plataforma exposta subaéreamente.

Algumas plataformas carbonáticas e bacias adjacentes, que ocorrem dentro de crátons ou ao longo de *rifts* de margens continentais rejuvenescidas, são periodicamente isoladas dos mares ou oceanos por períodos de nível de mar relativamente baixo. Isto contribui para o estabelecimento de

situação oportuna para a deposição de evaporitos no centro da bacia. A batimetria e o estilo de deposição dos evaporitos variam dependendo do potencial evaporativo disponível. Evaporitos laminados, compostos na maioria por acúmulos de cristais finos e sem superfícies de dissolução, são provavelmente depositados a partir de salmouras relativamente profundas, enquanto as camadas da base da precipitação evaporítica registram deposição em salmouras rasas (Handford, 1990). Os evaporitos de centro de bacia apresentam onlap sobre os declives das plataformas carbonáticas adjacentes e comumente consistem em um ou mais ciclos de carbonatos escuros de granulometria fina, sobrepostos por anidrita ou gipsita, halita e evaporitos potássicos, em alguns casos.

A passagem de condições de mar alto para mar baixo e a formação de um limite de seqüências do tipo 1 não são eventos instantâneos. Embora a acurácia das curvas publicadas de variação eustática global (Haq et al., 1987) seja debatida (Miall, 1991), estas são capazes de mostrar que a parte descendente de uma queda eustática no nível do mar pode levar algo em torno de 1 a 2 milhões de anos para se completar em seqüências deposicionais de terceira ordem limitadas por uma discordância do tipo 1. O rebaixamento do nível do mar e reduzida acomodação na plataforma, leva a uma erosão progressiva dos ambientes de plataforma, borda e talude, mas a sedimentação carbonática marinha pode continuar. Onde a erosão ultrapassa a habilidade do talude e borda de plataforma de se regenerar pela sedimentação durante uma queda no nível do mar, resulta, em geral, num limite de seqüência facilmente discernível, que registra os efeitos cumulativos da erosão. Se, entretanto, os taludes forem aptos para se auto-regenerarem entre períodos de erosão durante uma queda, a passagem para uma sucessão de mar baixo do tipo 1 pode apresentar-se como uma série de truncamentos e superfícies de onlap dentro de um mar alto tardio ou como depósitos da parte descendente da curva de variação eustática relativa. A resolução sísmica destas superficies individuais pode não ser atingível se o intervalo de sedimentos afetado for pouco espesso. Entretanto, desde que reflexões sísmicas são, geralmente, compostas pela interferência de várias subreflexões (Sheriff, 1980 apud Handford e Loucks, 1993), podem, paradoxalmente, resultar numa única e distintamente discernível superfície. Os padrões de estaqueamento dos ciclos de mais alta ordem observados tanto nos perfis de granulometria quanto nos de raios-gama e inseridos no trato de mar baixo são bem distintos entre si entre os ambientes rasos e plataformais e os ambientes profundos e baciais (figura 28).



Figura 28. Padrões de estaqueamento dos vários ambientes de trato de mar baixo, que são bem registrados pelo perfil de raios-gama.

CONDIÇÕES TRANSGRESSIVAS

Com as condições de aprofundamento e o maior isolamento da entrada de sedimentos siliciclásticos, o conteúdo de sedimentos terrígenos nos tratos de sistemas transgressivos decresce ascendentemente (Loutit *et al.*, 1988). A máxima transgressão comumente leva a um estado de bacia faminta e a deposição de sedimentos pelágicos e hemipelágicos sobre uma grande área da plataforma, formando então a seção condensada.

Em alguns casos, uma relativa subida do nível do mar sobre uma plataforma carbonática também levará à formação de uma bacia faminta e ao seu total afogamento. Na maioria das condições, entretanto, a resposta em geral ocorre através de três fases: (1) a fase inicial (start-up phase), quando a acumulação carbonática fica defasada em relação à subida relativa; (2) a fase de equiparação (catch-up phase), quando a acumulação excede a taxa de subida do nível do mar e a plataforma cresce para cima; e (3) fase de manutenção (keep-up phase), quando a taxa de acumulação acompanha a taxa de subida e a plataforma permanece ao nível do mar ou bem próxima dele (Kendall e Schlager, 1981). O início da fábrica carbonática (start-up) é atrasado em relação à transgressão inicial. Ginsburg (em Hardie, 1986) afirma que a fábrica carbonática não funciona com total produção e distribuição de sedimentos até que o nível do mar tenha subido o suficiente para permitir uma circulação eficiente. A sedimentação não acompanha a subida do nível do mar, ficando inicialmente para trás, não importa quão rápida ou lenta seja esta taxa de subida. Entretanto, primeiro a batimetria é grande o suficiente para uma circulação adequada e então a produção de sedimentos, em geral, se equipara com a subida do nível do mar para formar sucessões de bioconstruções agradacionais ou progradacionais com arrasamento para o topo, grain shoals, e planícies de maré ao longo das bordas da plataforma e das linhas de costa (figura 29). A progradação pode eventualmente sofrer uma parada como resultado da acumulação em uma plataforma mais profunda (com mais espaço de acomodação) durante uma contínua subida relativa do nível do mar. A subsequente inundação segue-se a equiparação da sedimentação que, quando repetida, resulta num trato de sistema transgressivo, formado por um conjunto de parasseqüências agradacionais ou retrogradacionais, similares aos exemplos siliciclásticos documentados por Van Wagoner et al. (1990). Um conjunto de parasseqüências progradacionais é mais provável de ocorrer quando o nível de mar alto é atingido.

A formação de depósitos carbonáticos de trato de sistema transgressivo, de clima úmido, através de plataformas carbonáticas com borda e rampas começa com a inundação de uma superfície de mar baixo erodida, comumente de origem *kárstica*, a qual é recoberta por solo ou *caliche*. Transgressão usualmente retrabalha os detritos superficiais para um depósito tardio, enquanto a fábrica carbonática em expansão produz novos sedimentos carbonáticos (figura 30).

Cavernas abertas e parcialmente colapsadas, além de buracos afundados, podem ser preenchidas com sedimentos carbonáticos marinhos. Se sedimentos siliciclásticos tivessem sido transportados para a plataforma exposta durante o período de mar baixo anterior e preenchessem as cavernas, eles refletiriam tanto a deposição de mar baixo quanto à transgressiva. Na plataforma, os altos topográficos herdados apresentam *onlap* e podem servir como locais de nucleação para recifes e *shoals*. Como condições de mar aberto se desenvolvem e a fábrica carbonática se torna produtiva, sedimentos carbonáticos de submaré são inicialmente acrescidos às linhas de costa em *onlap* e, localmente, como unidades progradantes.

Em seqüências mistas de siliciclastos e carbonatos, a sedimentação carbonática geralmente defasa em relação à transgressão através do topo da plataforma. A princípio, a ocupação em direção ao continente de fácies de praia de alta energia e de superfícies de ravinamento, através de uma planície costeira retraída, pode retrabalhar parte ou mesmo todo o depósito siliciclástico de mar baixo anterior ao início da fábrica carbonática. Onde as fácies siliciclásticas são componentes relativamente menores de seqüências, os depósitos transgressivos de plataforma podem conter uma fina sucessão de clásticos que grada em direção ao topo, tanto para carbonatos transgressivos quanto de mar alto. Se a entrada de siliciclastos for intensa, depósitos transgressivos de plataforma podem consistir de parasseqüências carbonáticas recobertas por folhelhos marinhos condensados e por estratos flúvio-deltáicos progradacionais de mar alto (Brown, 1989).

A transgressão em uma plataforma árida com barreira, ou em rampa, cobertas por areias eólicas-*wadi* também leva ao retraimento da planície costeira. Inicialmente, depressões interdunas de baixo ângulo são inundadas e transformadas em lagos restritos e lagunas. Um avanço da linha de praia, entretanto, subseqüentemente aplaina os topos da maioria das dunas eólicas e redeposita os siliciclastos dentro de um lençol marinho transgressivo. A erosão pode ser pouco severa onde a linha de costa avança através de uma planície costeira formada por lençóis de areia eólica de relevo baixo e depósitos de *wadi*.

A formação de lagunas abertas para a plataforma ou ambientes lagunares restritos durante o início da transgressão dependerá, em parte, da batimetria da margem da plataforma com barreira. Uma barreira relativamente alta da margem de plataforma, que permaneça exposta subaéreamente durante a transgressão precoce, impede a circulação e força o desenvolvimento de condições restritas em ambientes lagunares. Ao contrário, barreiras de baixo relevo ou descontínuas não impediriam a circulação durante a inundação e condições marinhas plenas se seguiriam.

Tratos de sistema transgressivo de plataforma interior compreendem parasseqüências estaqueadas de fácies com arrasamento para o topo. Limites de seqüências nas bases de tratos de sistemas transgressivos, em geral, contem *caliche* ou feições *kársticas*. Níveis basais de conglomerados (*lag*) com perfurações, remexidos, encrustados, ou com clastos de minerais

manchados derivados de materiais de níveis sotopostos são comuns e podem ser sucedidos por lagos de água doce ou de fácies marinhas (Enos e Perkins, 1979). Parasseqüências transgressivas são cíclicas e podem conter um padrão de arrasamento para o topo dentro de ambientes de intermaré e supramaré com topos lamacentos ou de fração areia. Similares aos exemplos siliciclásticos (Van Wagoner *et al.*, 1990), as parasseqüências carbonáticas são limitadas por superfícies de inundação marinha ou suas superfícies correlativas. Essas superfícies de inundação podem formar o limite superior para as porções de submaré, intermaré e supramaré das parasseqüências (figura 31).

Embora Van Wagoner *et al.* (1990) tenham observado poucos depósitos de *lag* transgressivos (níveis conglomeráticos residuais) acima de superfícies de inundação marinha nas parasseqüências siliciclásticas, eles podem ocorrer tanto em parasseqüências carbonáticas lamosas quanto de granulometria da fração areia. Clastos estão, em geral, presentes e são provenientes do retrabalhamento transgressivo de porções das parasseqüências tanto de submaré quanto aquelas expostas subaéreamente. No primeiro caso, clastos carbonáticos podem ser originários do retrabalhamento de *hardgrounds*, escavações cimentadas e clastos de cristas de recife e do topo de bioconstruções. No último caso, clastos são retrabalhados de crostas de *caliche, mudflats* de supra e intermaré, camadas de *beachrock* de intermaré e *hardgrounds* de lençol d'água. A formação destas feições subaéreas não requer uma mudança no nível de base, pois mecanismos autocíclicos comumente levam a agradação e a acreção de sedimentos carbonáticos acima do nível do mar (por exemplo, planícies de maré, ilhas, dunas costeiras e praias) e sua subseqüente erosão pela retração da linha de costa.

Depósitos condensados podem ocorrer sobre plataformas durante a transgressão máxima (Loutit *et al.*, 1988). Esses sedimentos são tipicamente finos quando comparados a estratos coevos onde quer que seja. O afinamento é devido a taxas de sedimentação muito baixas ou não deposição, longa exposição submarina, erosão e retrabalhamento. São quase sempre compostos por sedimentos pelágicos ou hemipelágicos, portando exibem fauna e flora plantônica e nectônica. Nos depósitos condensados, os quais foram formados abaixo da zona fótica, faltam algas calcárias e envelopes micríticos. Minerais autigênicos, tais como glauconita, fosforita, siderita e matéria orgânica estão quase sempre presentes e normalmente ocorre um aumento nos valores de δ^{13} C (Loutit *et al.*, 1988).

Em plataformas com barreira topograficamente alta, *back-stepping* e agradação nas bordas de plataforma são rapidamente restabelecidas durante a subida do nível do mar. Se estas estiverem aptas a crescer junto com a subida do nível do mar (*keep-up*), as barreiras formarão acumulações mais espessas que as lagunas e plataformas adjacentes. *Backstepping* da borda da plataforma durante uma relativa subida do nível do mar tende a isolar taludes da sedimentação de tal forma que se tornam zonas de *bypass* de sedimentos. Grammer e Ginsburg (1992) mostraram que a deposição no talude em torno da Tongue of the Ocean, Bahamas, cessou a cerca de 10500 anos atrás quando o nível do

mar subiu e começou a inundar o topo da plataforma verticalmente escarpada. Até cerca de 7000 anos atrás, areias carbonáticas e lama produzidas na plataforma rasa atravessaram (*bypassed*) taludes superiores íngremes.

Bordas de plataforma de mar baixo do Holoceno Inferior em volta das Bahamas comumente foram dominadas por recifes, mas algumas deram lugar a *grain shoals* durante a subseqüente subida eustática. Essa transição pode ter sido ambientalmente induzida pela subida. Lagunas parcialmente inundadas que se desenvolveram durante a subida do nível do mar eram, provavelmente, de salinidades e temperaturas variáveis. Se estas águas escorressem periodicamente da plataforma e banhassem recifes de mar baixo, a morte dos corais ou seu reduzido crescimento poderiam ter se seguido (Schlager, 1981). Nas Bahamas, recifes de borda de plataforma de mar baixo retrogradaram (*backstepped*) algo mais que 30 metros verticalmente durante os 3000 a 4000 anos da subida do nível do mar do Holoceno antes de sucumbirem, sendo submersos mais profundamente e finalmente sendo enterrados por areias carbonáticas de borda de plataforma transportadas para fora dos bancos (Hine e Neumann, 1977). Durante a inundação do Holoceno do Little Bahama Bank, alguns corpos de areia transgressivos foram afogados e transformados em relictos com vegetação por não estarem aptos a acompanhar, passo a passo, o nível do mar subindo (Hine, 1977).



Figura 29. Evolução de uma plataforma carbonática ou banco carbonático (*shoals*) a partir de feição positiva no substrato.



Fonte: internet:www.sc.edu

Figura 30. Modelo de trato transgressivo, com a formação de seção condensada bacia adentro e a junção, na bacia, da superfície transgressiva com a superfície de inudação máxima.



Figura 31. Padrões de estaqueamento dos vários ambientes de trato transgressivo, que são bem registrados no perfil de raios-gama.

CONDIÇÕES DE MAR ALTO

A deposição de tratos de sistemas de mar alto ocorre durante a última parte de uma subida eustática, um período de mar estacionário e a parte inicial de uma queda eustática (Van Wagoner *et al.*, 1988). Durante este intervalo de tempo, as taxas de sedimentação marinha rasa comumente excedem a subsidência e a subida eustática, assim levando a padrões estratais de deposição que variam de agradacionais a progradacionais, tanto na plataforma quanto na borda e no talude (Sarg, 1988). Embora dependa do espaço de acomodação e das condições locais de água, a sedimentação carbonática é, em geral, maior durante os períodos de mar alto devido à extensão da inundação da plataforma e, portanto, maior atividade da fábrica carbonática. Como a taxa de aumento da acomodação inicia o declínio (Jervey, 1988) e, sobretudo, a taxa de produçao de sedimentos permanece alta, ocorre o arrasamento da plataforma. É devido principalmente à agradação do assoalho oceânico e à progradação de ilhas, shoals, bioconstruções e a linha de costa que o arrasamento acontece (figuras 32 e 33).

Antes que a agradação ou progradação possa ocorrer nos ambientes siliciclásticos, os sedimentos têm que ser transportados para o sítio deposicional. Entretanto, nos ambientes carbonáticos, a agradação e progradação resultam da geração e acumulação de sedimentos carbonáticos in situ, bem como transportados (figura 33).

A taxa de progradação varia a depender da batimetria, energia, processos deposicionais e de produção de sedimentos e das taxas de acumulação.

As taxas de produção de sedimentos ao longo de bordas de plataformas com barreiras são maiores que nos ambientes ao redor. O espaço de acomodação é rapidamente preenchido ao longo das bordas da plataforma, primeiro por agradação e depois por progradação. Barras de sedimentos carbonáticos de fração areia (oolitos, oncolitos e bioclastos) geralmente progradam em direção ao mar, porque, as taxas de produção de sedimentos e os níveis de energia são muito altos. Em alguns casos, entretanto, bordas de plataforma progradam para dentro de lagunas devido a um forte fluxo de energia atrás do banco e transporte de sedimentos das margens oceânicas ou devido ao fato das margens lagunares estarem suficientemente abertas para promover altas taxas de produção de sedimentos.

De acordo com os conceitos de estratigrafia de seqüências siliciclásticas (Haq *et al.*, 1987; Jervey, 1988; Posamentier e Vail, 1988; Vail, 1987; Van Wagoner *et al.*, 1988), uma superfície de *downlap* registra as condições de inundação máxima e se forma imediatamente antes do declínio na taxa de desenvolvimento de acomodação. Como a taxa de acréscimo de acomodação diminui, condições regressivas se desenvolvem e promovem a formação de clinoformas de progradação, as quais estão em downlap sobre a superfície, ou intervalo, de máxima inundação. Esta superfície separa
o trato transgressivo do trato de mar alto. Feições similares estão presentes em seqüências carbonáticas (Eberli e Ginsburg, 1989; Rudolph e Lehmann, 1989; Sarg, 1988) e registram a progradação regional das margens de plataforma para as águas profundas. Isto é comumente reconhecível em linhas sísmicas. Entretanto, quando no exame de afloramentos, em primeiro lugar deve-se ter cuidado na identificação de superfícies de downlap ou de máxima inundação. Isto porque mesmo afloramentos, de alta escala, podem conter superfícies de downlap locais não relacionadas à inundação máxima. Superfícies de *downlap* locais podem ser formadas dentro de qualquer trato de sistemas, onde camadas, conjuntos de camadas, parasseqüências e conjunto de parasseqüências (Van Wagoner et al., 1990) progradam em direção às águas profundas. Tudo isto ocorre devido ao fato da taxa de deposição exceder a taxa de criação de espaço de acomodação. Essas condições são comumente encontradas em ambientes carbonáticos onde as taxas de produção e acumulação de sedimentos autóctones são altas ou onde ocorrem altas taxas de acumulação de sedimentos alóctones. Nesses casos, estão incluídas as praias arenosas e lamosas, patch reefs de plataformas interiores e grain shoals, recifes de borda de plataforma e shoals e depósitos de margem de bacia e base de talude. Um exame cuidadoso, entretanto, em geral mostrará que as superfícies de downlap são locais em extensão.

Condições de nível de mar alto levam a altas taxas de resedimentação em taludes e bacias (Mullins, 1983). Grandes quantidades de sedimentos, de granulometria fina, derivados da plataforma são transportadas para fora do banco por ondas de tempestade e correntes. Lentamente posicionados devido à suspensão, eles se acumulam no talude e no assoalho de bacia como vazas de periplataforma (Schlager e James, 1978). Bordas de plataformas e taludes progradantes de mar alto comumente tornam-se muito íngremes e desmoronam. Os colapsos das bordas de plataforma e taludes, na forma de desmoronamentos de rochas, deslizamentos de sedimentos e fluxos gravitacionais, adicionam *debris* resedimentados aos depósitos de tratos de sistemas de mar alto no talude e no assoalho de bacia (fig. 34).



Figura 32. Modelo de trato de mar alto, período de maiores taxas de produção de sedimentos em uma plataforma carbonática (Keep-up).

A deposição e preservação de evaporitos de plataforma geralmente são favorecidas sob condições de mar alto. Bordas de plataformas com barreira progradantes e complexos de rampapraia-duna podem isolar deposicionalmente ambientes de plataforma. Se estas feições topograficamente altas puderem formar barreiras efetivas à circulação marinha e desconectar a plataforma de ambientes de mar aberto, a sedimentação evaporítica pode se seguir. As barreiras necessárias à formação de plataformas evaporíticas poderiam ser bordas de plataforma, em cadeia, formadas por dunas eólicas e barras de barreira, depósitos de tempestades de escombros de recifes ou bioconstruções recifais. Nas plataformas a água do mar evapora formando uma salmoura, que ao abaixar de nível, dá início a um vazamento da água do mar, hidrodinamicamente dirigido, de mar aberto para dentro da barreira para suprir o que foi evaporado. Embora uma barreira possa ser facilmente formada durante uma queda do nível do mar, este não deve cair abaixo do topo da plataforma. De outra maneira, não existiria um caminho hidrodinâmico para fazer a água do mar atravessar a barreira para dentro da plataforma. Como a desconexão com o mar aberto é necessária, os evaporitos de plataforma provavelmente estão em *onlap* sobre as barreiras. Onde condições de clima suficientemente áridas prevalecem, a verdadeira desconexão com o mar aberto se estabelece (Lucia, 1972) e volumes suficientemente grandes de água do mar tornam-se disponíveis para evaporação. A deposição evaporítica (principalmente agradação em cenários subaquosos) pode começar a taxas suficientemente rápidas. Schreiber e Hsü (1980) determinaram que as taxas deposicionais dos evaporitos subaquosos variam de 1-100 metros por 100 anos. Para comparação, a média de crescimento potencial das bioconstruções recifais carbonáticas de plataforma é de 100 cm por 1000 anos (Schlager, 1981). Entretanto, os evaporitos possuem um baixo potencial de preservação. Ambientes evaporíticos de baixo acamamento estão sujeitos à inundação por águas de baixa salinidade (continentais ou marinhas) o que, em geral, resulta na dissolução dos evaporitos. Assim, a espessura final de acumulação de uma sucessão evaporítica de plataforma não irá exceder a taxa de crescimento da plataforma carbonática.



Figura 33. Padrões de estaqueamento de ciclos carbonáticos de alta freqüência, nas várias porções de uma plataforma carbonática durante um trato de mar alto. Esses padrões são registrados no perfil de raios-gama.



Figura 34. (A) Linha sísmica hipotética transversal a uma plataforma carbonática mostrando reflexões interpretadas como terminações em *onlap*, *toplap* e truncamento erosivo.(B) Desenho esquemático, onde as reflexões sísmicas foram traçadas e suavizadas para mostrar a geometria inferida. A interpretação sugere a presença de discreto limite de seqüências marcado por truncamento e *onlap*. Se, entretanto, fosse possível um aumento na resolução sísmica , uma interpretação diferente poderia ser feita. Se o trato de mar alto tardio ao invés de se caracterizar por uma queda contínua do nível do mar fosse pontuado por breves subidas e por períodos de mar estacionário, poderia ocorrer como em (C) com a formação de estratos em *onlap* sobre a superficie de truncamento. Modificado de Handford e Loucks (1993).

5. FERRAMENTAS CONVENCIONAIS USADAS NA INDÚSTRIA DO PETRÓLEO

5.1 PERFIS DE POÇO

5.1.1 RAIOS GAMA – GR

Este perfil registra a radioatividade de uma formação. Folhelhos (ou argilo-minerais) comumente apresentam respostas relativamente altas de radioatividade gama e consequentemente os perfis de raios gama são tidos como bons medidores de argilosidade e, indiretamente, de granulometria (tamanho de grão) e subsequentemente inferindo a energia deposicional. Assim sendo, arenitos grossos ou carbonatos de alta energia ("lavados"), que contém pouca argila, terão baixos valores de raios gama, enquanto intervalos de argila fina ou carbonatos argilosos possuirão altos valores. Os valores de raios gama são medidos em unidades de API (American Petroleum Institute) e variam de valores próximos de zero para anidritas a superiores a 200° API em alguns folhelhos (folhelhos radioativos).

O perfil de raios gama é um dos mais comumente usados na estratigrafia de seqüências, e foi bastante utilizado neste estudo para a caracterização dos padrões de estaqueamento dos ciclos de alta freqüência em cada trato de sistemas, auxiliando na sua caracterização.

5.1.2 SÔNICO

Este perfil mede a velocidade da onda sonora (compressional) na formação, a qual é proporcional à porosidade e à litologia da rocha que está sendo medida. Assim, sabendo-se a litologia da formação que está sendo investigada, este perfil pode ser usado para determinar sua porosidade. Folhelhos tem mais baixa velocidade (mais alto tempo de trânsito) que arenitos de mesma porosidade, fazendo deste perfil um bom indicador de tamanho de grão. Para carbonatos, que em geral possuem altas velocidades (tempo de trânsito baixo) o perfil sônico funciona como indicador de permeabilidade ou porosidade interconectada.

Valores do perfil sônico (em µs/pé) para alguns tipos de rocha:

- Arenitos 51 a 56
- Carbonatos 47.5
- Dolomita 43.5
- Anidrita -50
- Halita 67

Uma outra representação deste perfil pode ser feita usando-se os valores convertidos para velocidade sônica (metros/s), que é a velocidade da onda compressional. A esta curva dá-se o nome de Vp. Os equipamentos mais modernos e digitais medem também os valores de velocidade da onda

S (cisalhante), que também é usada nas análises sísmicas. A esta curva dá-se o nome de Vs. Neste trabalho, estas duas curvas (Vp e Vs) foram utilizadas para a confecção dos sismogramas sintéticos dos poços analisados.

5.1.3 INDUÇÃO

Este perfil mede a resistividade (o inverso da condutividade) total da formação, através da indução de corrente elétrica. A resistividade pode ser definida como o grau que uma substância resiste ao fluxo de corrente elétrica. É uma função da porosidade e do fluido contido no poro de uma rocha. Poros de rocha que contenham fluidos condutivos (tal como água salgada) terão baixa resistividade. Tanto uma rocha sem porosidade (fechada) quanto uma formação portadora de hidrocarbonetos apresentam alta resistividade.

É muito utilizado para determinar os tipos de fluidos das formações e é frequentemente usado como um indicador da litologia e do tamanho de grãos da formação. Neste trabalho, este perfil foi usado como ferramenta auxiliar de correlação.

5.1.4 DENSIDADE – RHOB

Este perfil promove uma medição contínua da densidade total de uma formação e é relacionado com a densidade da rocha (uma mistura da matriz sólida da rocha e do fluido contido em seus poros). Portanto, a densidade total significa uma média da densidade dos minerias (arcabouço) e dos líquidos (espaço poroso) que saturam a rocha. Se a litologia de uma formação é conhecida, o perfil de densidade pode ser usado para determinar sua porosidade. Folhelhos pouco compactados tem densidade menor que arenitos de mesma porosidade, fazendo deste perfil um bom indicador de tamanho de grãos. Essa situação geralmente se inverte gradativamente com o aumento da compactação desses sedimentos.

O perfil de densidade foi utilizado, juntamente com a curva Vp do sônico, para cálculo da impedância acústica de cada interface atravessada pelo poço, as quais foram usadas na confecção do sismograma sintético destes poços.

Os valores do perfil de densidade (em g/cm^3) para alguns tipos de rocha são os seguintes:

- Arenito totalmente fechado, sem porosidade 2,65 g/cm³, com 10% de porosidade 2,49 g/cm³;
- Calcário sem porosidade 2,71 g/cm³, com 10% de porosidade 2,54 g/cm³;
- Dolomita totalmente fechada, sem porosidade 2,87 g/cm³, com 10% de porosidade 2,68 g/cm³;
- Anidrita compacta, sem porosidade 2,96 g/cm³;

• Halita compacta, sem porosidade 2,16 g/cm³.

NEUTRÃO

Este perfil mede a porosidade de uma formação, indicando em sua resposta a quantidade de hidrogênio presente dentro desta formação. Este perfil é calibrado para calcário. As unidades lineares de porosidade do calcário são calibradas usando-se uma mina de Neutron API em 19% de porosidade, o calcário preenchido por água está definido em 1000 unidades API.

É útil na medição de litologia (usualmente em combinação com o perfil de densidade), e foi utilizado somente como auxiliar nas correlações entre os poços da área estudada.

5.1.5 PERFIS LITOLÓGICOS E DE TESTEMUNHOS

O perfil litológico mais usado na indústria petrólífera chama-se *strip log*, o qual é obtido durante a perfuração do poço através das descrições das amostras de calha. Estas amostras representam as litologias existentes naqueles intervalos de profundidade atravessados pelo poço e triturados pela broca e que retornam, juntamente com a lama de perfuração, para os tanques e peneiras onde são coletadas a intervalos de 3, 6 ou 9 metros. Estes intervalos de coleta variam a depender do interesse exploratório de cada trecho do poço, sendo, portanto, menores frente às zonas de interesse. Como estas amostras de calha são identificadas pela profundidade, onde a broca se encontrava no momento da coleta, há de se fazer uma correção na profundidade verdadeira das amostras, levando-se em conta a taxa de perfuração (m/h) do intervalo e o tempo de retorno da lama. Há algumas décadas atrás, estes acertos eram extremamente necessários em poços profundos, quando o tempo de retorno tendia a aumentar mais que o tempo de perfuração. Poços exploratórios perfurados a partir da década de 80 no Brasil, principalmente no mar, já apresentam estes valores corrigidos devido à implantação de cabines de *mud logging*, onde estes e outros parâmetros dos poços são monitorados e corrigidos automaticamente.

Uma vez coletadas, as amostras de calha são descritas, com as correspondentes litologias identificadas e quantificadas (%). Com estes dados constrói-se o perfil litológico chamado *strip log,* que pode ser considerado um perfil litológico aproximado ou preliminar, mas que é suficiente para o bom andamento do processo exploratório (tomada de decisões). Este perfil contém ainda os parâmetros de perfuração utilizados e todo o histórico de perfuração (paradas, ocorrências, manobras, testemunhos, etc) além dos indícios de hidrocarbonetos encontrados no poço.

No Perfil Composto, que é o perfil mais usado pelos geólogos e geofísicos de interpretação, está presente um segundo perfil litológico, mais elaborado. Este perfil contém as principais curvas corridas no poço, além da litologia, interpretada a partir dos dados litológicos preliminares do *strip*

log e dos dados dos perfis, juntamente com os dados de indícios de hidrocarbonetos, dados da interpretação quantitativa dos perfis, intervalos de testemunhos e suas descrições, dados de completação do poço e intervalos produtores.

Os dados de litologia constantes nestes perfis foram utilizados juntamente com as redescrições das amostras de calha, feitas para este trabalho, para uma melhor caracterização litológica da seção sedimentar estudada.

Os testemunhos são cilindros de rocha cortados do poço e recuperados de forma a preservar ao máximo as características litológicas originais. Na falta de afloramentos, os testemunhos são, certamente, os dados de rocha mais confiáveis. Um perfil chamado Core gama pode ser obtido frente ao intervalo testemunhado, através da medição dos valores de radioatividade destas rochas, tal qual no perfil de raios gama convencional corrido a poço aberto. Esta curva de Core gama é muito utilizada para o posicicionamento preciso do testemunho no poço, em relação à profundidade, principalmente quando a sua recuperação é menor que 100%. No caso do poço Y, onde a parte inferior da coluna sedimentar não foi perfilada, a obtenção da curva de core gama, através das amostras de calha, pode viabilizar a correlação da parte inferior deste poço com os demais poços.

5.2 SÍSMICA DE REFLEXÃO

5.2.1 DADO SÍSMICO

O método sísmico de reflexão é o método geofísico mais largamente empregado na indústria de petróleo e se baseia na investigação da subsuperfície através da propagação de ondas elásticas artificialmente emitidas a partir da superfície. Ao se propagarem, essas ondas são refletidas de volta à superfície pelas diversas interfaces separando meios rochosos com propriedades elásticas (densidade e velocidade de propagação de ondas P e S) distintas. Na superfície, essas ondas são captadas pelos receptores e registradas digitalmente pelo sismógrafo. Levantamentos típicos de dados sísmicos de reflexão são baseados na bem sucedida técnica CDP ("Common Datum Point"), que visa amostrar um mesmo ponto médio entre fonte e receptor na superfície com diferentes espaçamentos fonte / receptor. Desse modo, os dados assim levantados correspondem a um registro das amplitudes sísmicas ao longo do tempo de reflexão, para diferentes espaçamentos fonte / receptor. Essa multiplicidade de informação permite a obtenção de estimativas sobre a distribuição das velocidades de propagação que possiblita imagear e posicionar em profundidade as diversas interfaces amostradas. Por outro lado, as amplitudes sísmicas carregam informação a respeito do contraste de propriedades elásticas presente nas interfaces.

Antes que os dados assim levantados estejam aptos a serem interpretados eles precisam ser processados. O processamento sísmico procura atenuar as diversas distorções introduzidas aos dados durante a propagação das ondas sísmicas desde a sua geração na fonte até o seu registro final no sismógrafo. Em uma das principais etapas do processamento, denominada de empilhamento CDP, todos os registros com diferentes espaçamentos fonte / receptor que compartilham um mesmo ponto médio (família CDP) são corrigidos para simular traços adquiridos com fonte e receptor coincidentes. Esses traços são, então, somados para gerar um único traço sísmico empilhado, para cada ponto médio considerado. As seções compostas por traços assim gerados são denominadas de seções empilhadas e simulam uma aquisição hipotética com fonte e receptor coincidentes, o que acarretaria uma amostragem das interfaces com ângulo de incidência normal. Neste caso, é conveniente assumir uma aproximação acústica para subsuperfície, uma vez que apenas a densidade e a velocidade de ondas P afetariam a propagação de ondas sísmicas registradas por esse levantamento hipotético. Outra etapa importante do processamento, denominada de migração, tem por objetivo converter o campo de ondas registrado em uma imagem mais realista da subsuperfície. Tanto o empilhamento CDP, como a migração dependem de um conhecimento adequado da distribuição de velocidades de propagação, como mencionado acima.

Ao final do processamento sísmico convencional, as seções empilhadas e migradas devem representar uma versão filtrada da distribuição de coeficientes de reflexão para incidência normal em subsuperfície. Seções sísmicas assim processadas são empregadas nas correlações mostradas mais adiante.

5.2.2 SISMOGRAMA SINTÉTICO

Na geração de sismogramas sintéticos para correlação entre dados de poços e dados sísmicos convencionais, foi assumido o modelo convolucional, que estabelece que o traço sísmico pode ser representado pela convolução da função refletividade presente no poço com o pulso extraído dos dados sísmicos posicionados nas vizinhanças do poço. Para a aproximação acústica acima mencionada, a função refletividade corresponde a uma série de tempo composta pelos coeficientes de reflexão para incidência normal associados às diversas interfaces atravessadas pelo poço, posicionados adequadamente no correspondente tempo duplo de reflexão. Desse modo, o coeficiente de reflexão para incidência normal *R* para uma determinada interface reflete o contraste de impedância acústica entre os meios envolvidos, dado por:

$$R = \frac{I_2 - I_1}{I_1 + I_2}$$

96

onde I_1 e I_2 representam as impedâncias acústicas, ou seja, o produto entre a densidade e a velocidade de propagação de ondas compressionais, para os meios acima e abaixo da interface, respectivamente. Sendo assim, para o cálculo da função refletividade, é inicialmente gerado o perfil de impedância acústica, a partir dos perfis sônico e densidade. Em muitos poços, principalmente nos mais antigos, o perfil sônico recobre trechos mais extensos, enquanto que o perfil de densidade geralmente recobre apenas trechos contendo os objetivos comerciais do poço. Nestes casos, o perfil de densidade pode ser completado a partir do sônico, através da fórmula de Gardner que relaciona a velocidade de ondas compressionais V à densidade ρ :

$$V = a.\rho^{b}$$

onde a e b são constantes estimadas empiricamente a partir de dados de poço e que para a densidade em g/cm³ e a velocidade em m/s assumem valores típicos de 0.31 e 0.25, respectivamente. Na correlação poço/sísmica, os perfis de raios gama e de indução profunda também foram empregados na identificação de tipos litológicos e de zonas portadoras de HC. Na conversão dos dados de poço de profundidade para tempo duplo de reflexão, apenas um par tempo/profundidade, extraído de levantamentos de sísmica de poço (VSP ou checkshot) ou obtido da correlação visual entre o sismograma sintético e os dados sísmicos registrados, foi utilizado. Os tempos relativos, a partir desse único par tempo/profundidade, foram obtidos da integração do perfil sônico. Fica claro que nesse processo não foi aplicada a correção das discrepâncias no tempo intervalar devidas a diferenças no conteúdo de freqüência dos pulsos usados no levantamento do perfil sônico (~15 KHz) e no levantamento de dados sísmicos convencionais (~40 Hz), denominada de correção de "drift". Como as correlações tempo/profundidade foram feitas para intervalos relativamente curtos de profundidade, essa correção perdeu em grande parte a sua importância.

Como foi dito anteriormente, na geração de sismogramas sintéticos, além da função refletividade, ainda se faz necessário uma estimativa do pulso presente nos dados sísmicos empilhados nas vizinhanças do poço e em uma janela de tempo que inclua os eventos principais a serem correlacionados. Com esse propósito, foi empregado um pulso analítico de fase zero, com conteúdo de freqüência estimado dos dados sísmicos empilhados.

Nos sismogramas sintéticos dos poços X e Y, assim gerados, se pretendia identificar eventos previamente interpretados nos perfis convencionais e não convencionais, em profundidade. (figuras 35 e 36).

POÇO X



Figura 35. Perfil composto do intervalo pesquisado no poço X, convertido para tempo, juntamente com o sismograma sintético do intervalo em tempo correspondente.

POÇO Y



Figura 36. Perfil composto de parte do intervalo pesquisado no poço Y (que possui perfis), convertido para tempo, juntamente com o sismograma sintético do intervalo correspondente também em tempo.

6. APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS DADOS OBTIDOS

6.1. IDENTIFICAÇÃO DAS SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS

A partir das listagens com os valores das várias análises, por profundidade de amostragem, foram construídas, primeiramente, as curvas de δ^{13} C e δ^{18} O, além das curvas de COT, S e RI., para o poço X . Estas curvas aliadas aos perfis convencionais de poços, principalmente o de raios-gama e sônico, forneceram informações necessárias para as interpretações posteriores e a divisão do pacote sedimentar em 6 seqüências deposicionais (figura 37).

Para que se chegasse a tal resultado, procurou-se primeiro definir as tendências das curvas de isótopos. A fim de facilitar a interpretação e principalmente de forma a adequar a escala das curvas de isótopos, a seção correspondente ao Albiano Inferior/Médio foi separada da correspondente ao Albiano Superior/Cenomaniano (figuras 38 e 39). A curva de variação isotópica de oxigênio, em geral, apresentou um padrão mais irregular que a de carbono, e foi usada como base da interpretação. As variações nos valores de δ^{18} O caracterizam variações na temperatura d'água do mar (depleção em δ^{18} O corresponde a uma temperatura mais alta e enriquecimento em δ^{18} O em temperatura menor do corpo d'água) e foram correlacionadas a possíveis incursões marinhas trazendo águas mais frias do sul, durante a deposição do grande pacote carbonático de águas rasas. E justamente os valores mais altos de δ^{18} O coincidem, principalmente nas seqüências carbonáticas basais, com os valores mais altos de COT e S, sendo interpretados como superfícies de inundação máxima, que separam os tratos de sistema transgressivo dos tratos de sistema de mar alto. A partir do topo deste pacote carbonático, a curva de variação isotópica de carbono, até então, com valores positivos em torno de 3‰, apresenta uma queda acentuada (para valores em torno de zero) nos seus valores, sugerindo uma grande transgressão e o aumento da circulação oceânica. As quebras nas tendências destas curvas podem estar relacionadas a limites de seqüências (LS). Através dos padrões de estaqueamento das curvas de raios-gama, foram definidos os afogamentos e arrasamentos para o topo (deepening upward e shallowing upward). Com as curvas de COT, S e RI, foram definidas as possíveis superfícies de inundação máxima (SIM's) ou pelo menos SI (superfície de inundação). A partir da definição destas superfícies-chaves, pode se dividir as seqüências em tratos de sistemas. O trato de sistemas de mar baixo, não foi reconhecido em nenhuma das seqüências identificadas. Em rampas carbonáticas rasas e de clima árido (com balanço hídrico negativo) como é o caso da seção correspondente ao Albiano Médio a Inferior, da Fm Guarujá, o trato de mar baixo geralmente não ocorre. Equivale a períodos de não deposição e até mesmo erosão da plataforma com dolomitização. Nestes casos, a superfície transgressiva fica imediatamente acima do limite de seqüência e o trato transgressivo é marcado por deposição de pacote sedimentar com padrão de afundamento para o topo no perfil de raios-gama e

pela entrada de siliciclásticos na bacia, principalmente nas superfícies de inundação máxima (SIM's). Estas superfícies marcam a passagem para o trato de mar alto, onde ocorre o franco desenvolvimento da plataforma carbonática. A porção superior da seção estudada, correspondente ao Albiano Superior / Cenomaniano, foi depositada sob condições mais profundas, após a grande transgressão marinha e portanto, as seqüências identificadas, mais siliciclásticas, não apresentam o trato de mar baixo, mas apenas uma seção condensada. Caso ocorressem turbiditos associados aos limites de seqüência, o trato de mar baixo poderia ser individualizado, caracterizando uma queda no nível de base com rejuvenescimento fluvial na borda da bacia e erosão, havendo o transporte de sedimentos para águas profundas (figuras 38 e 39).



Figura 37. Representação diferenciada do poço X, com os perfis de raios gama e sônico, além das curvas de variação isotópica de C e O. Este tipo de representação especular (curvas rebatidas) é útil na análise dos ciclos sedimentares. PRINCIPAIS SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS DO ALBIANO INFERIOR / MÉDIO



Figura 38. Seção do Albiano Inferior / Médio do poço X, dividida em 4 seqüências deposicionais e suas principais superfícies-chaves (principalmente do oxigênio). Foram definidos também, com base nos princípios da Estratigrafia de Seqüências e nos padrões do perfil de raios-gama, os tratos de sistemas existentes. O trato de mar baixo, nesta porção rasa da bacia, é limitado apenas à de variação isotópica superfície erosiva que constitui o limite de seqüência. Esta superfície apresenta-se muitas vezes dolomitizada, como pode-se observar limites de seqüência e superfícies de inundação máxima), de acordo com as quebras nas curvas na descrição das amostras de calha.

ΡΟÇΟ Χ

SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS DO ALBIANO SUPERIOR /CENOMANIANO



de raios-gama. Estas duas seqüências deposicionais foram depositadas após a transgressão do Neo Albiano, que afogou completamente a plataforma carbonática. Os tratos de mar baixo das duas seqüências (SEQ-5 e SEQ-6) são indistinguíveis dos Figura 39. Seção do Albiano Superior / Cenomaniano do poço X, dividida em 2 seqüências deposicionais e suas principais superfícies-chaves (limites de seqüência e superfícies de inundação máxima), de acordo com as quebras nas curvas de variação isotópica. Foram identificados os tratos de sistemas com base nos princípios da Estratigrafia de Seqüências e nos padrões do perfil respectivos tratos transgressivos, mas poderiam ter sido indivividualizados caso ocorressem depósitos turbidíticos. Após a geração das curvas de isótopos do poço Y, foi feita a correlação com o poço X para a identificação dos eventos previamente interpretados no poço X. Importante salientar que apesar da amostragem mais espaçada neste poço e da longa distância entre os dois poços (22,1 Km), o padrão das curvas de isótopos de O e C se manteve, permitindo uma boa correlação, que foi posteriormente respaldada pelo dado sísmico. Esta semelhança entre as curvas de isótopos nos dois poços foi fator decisivo na identificação das seqüências no poço Y, pois devido a problemas durante a sua perfuração não foram obtidos dados de perfis convencionais na parte inferior deste poço, de forma que as curvas geradas neste trabalho são os únicos perfis existentes neste trecho (figura 40). As curvas de COT, S e R.I., permitiram a definição das superfícies de inundação máxima (SIM's) representadas por picos nos valores de carbono orgânico total, enxofre e de resíduo insolúvel, associados ao influxo de siliciclásticos (Al₂O₃, SiO₂, etc) nas seqüências carbonáticas rasas e ao estágio de "bacia faminta" nas seqüências mistas após a transgressão do Albiano Superior, correspondentes a Fm Itanhaém (figuras 41,42, 50 a 57).

A seção carbonática estudada, pertencente ao Albiano Inferior/Médio, foi depositada em uma bacia rasa, de águas hipersalinas, com morfologia do tipo rampa e restrita, com a entrada de águas oceânicas controlada por movimentações tectônicas da Dorsal de São Paulo. Devido à circulação restrita, a temperatura da água era quente, só esfriando quando a restrição deixava de ser efetiva e as águas oceânicas, mais amenas, adentravam na bacia. Sendo assim, provavelmente as transgressões foram marcadas por períodos de temperaturas menores do corpo d'água. Neste ambiente muito raso e plataformal, as deposições nos tratos de mar baixo praticamente não ocorreram ou foram incipientes, predominando a erosão subaérea e dolomitização, como pode ser observado através da análise de elementos (no caso óxido de Mg, que apresnta enriquecimento frente aos limites das seqüências carbonáticas). Já os períodos de trato transgressivo foram marcados por deposição de pacote sedimentar com padrão de afundamento para o topo (*deepening upward*), por sinais de resfriamento do corpo d'água observados pelo aumento dos valores da curva de δ^{18} O e por entrada de siliciclásticos na bacia (altos valores do raios-gama, R.I., Al₂O₃, SiO₂, etc). Mais ainda, estes tratos de sistema são limitados por superfícies de inundação máxima (SIM's). Nos tratos de mar alto, houve o maior desenvolvimento da plataforma carbonática, com bancos (shoals) oolíticos nas cristas de feições positivas (altos) e oolítico/oncolítico nas bordas e entre estes bancos, além de pelóides nas porções mais profundas. Adicionalmente, estes tratos de sistemas apresentam superfícies dolomitizadas em seus limites superiores, que muito provavelmente correspondem a limites de seqüências, como pode ser observado através do aumento dos valores da curva de MgO, frente aos limites das seqüências carbonáticas (figuras 51 e 58).

A fauna era bastante limitada nesta época, devido às condições ambientais estressantes (águas hipersalinas). Todo o pacote sedimentar carbonático depositado sob estas condições, apresenta uma

sucessão de ciclos de arrasamento de alta freqüência (*shoaling upward*), sendo que este conjunto apresenta um padrão retrogradacional nos tratos transgressivos e um padrão progradacional nos tratos de mar alto, observados nos perfis de raios-gama. Seguindo estas premissas, foram identificadas 4 seqüências pertencentes ao Albiano Inferior/Médio, sendo que o topo da SEQ-4 foi marcado pelo total afogamento da plataforma carbonática (*drowning unconformity*), marcando o início da grande transgressão marinha, correspondente ao momento em que a Dorsal de São Paulo deixou de restringir a entrada das águas oceânicas vindas do sul e quando se estabeleceram maiores condições de circulação marinha no oceano recém formado (Atlântico Sul Central).

As duas seqüências superiores, pertencentes ao Albiano Superior/Cenomaniano, registraram as mudanças nas condições oceânicas vigentes, como o aumento do volume de água e a diminuição da salinidade. Esta importante expansão do Atlântico Sul, ocorrida no Neoalbiano, marcou uma mudança brusca na batimetria da bacia (para valores entre 100 e 200 metros), com um aumento na circulação de águas e incremento de nutrientes. Esta mudança brusca nas condições estressantes do Eo a Meso Albiano para condições ambientais mais favoráveis à vida no Neo Albiano a Cenomaniano, marcou o desenvolvimento de abundante biota pelágica. Estas mudanças ambientais foram bem registradas nas curvas de isótopos de carbono e oxigênio, pelas quebras bem marcadas na passagem para o Albiano Superior (quedas nos valores de δ^{13} C e δ^{18} O), que sugerem uma maior circulação oceânica.

Uma vez identificadas as seqüências deposicionais, foi feita uma pesquisa, nos dados litológicos das descrições de amostras feitos para esta trabalho, na busca de características diagnósticas destas superfícies que viessem a corroborar a interpretação feita. Apesar das limitações inerentes a este tipo de amostragem, foram identificadas, ou precisamente na profundidade de coleta ou nas amostras mais próximas, características litológicas que sustentam a interpretação, tais como a presença de dolomita, de calcilutito muito recristalizado, paleossolo avermelhado (tipo *terra rossa*) e ainda de arenitos muito finos nos limites das seqüências carbonáticas do Albiano Médio a Inferior e de siltitos e margas vermelhas nos do Albiano Superior/Cenomaniano.

Conhecidos os limites das seqüências deposicionais, foram construídos vários gráficos relacionando as variáveis estudadas, onde cada ponto foi plotado com a cor equivalente a seqüência em que ele se encontra. Este tipo de análise auxilia na visualização das características peculiares de cada seqüência. Assim sendo, foram plotados gráficos de δ^{13} C x δ^{18} O, δ^{13} C x COT, δ^{13} C x S, δ^{13} C x R.I., δ^{18} O x COT, δ^{18} O x S, δ^{18} O x R.I., para os dois poços, correspondentes as figuras 43, 44, 45, 46, 47, 48 e 49.



Figura 40. Seção para correlação entre os poços X e Y. As quebras identificadas no poço X, através das curvas de variação isotópica de C e O, correspondentes aos limites das seqüências, foram identificadas também no poço Y, assim como os indicadores litológicos encontrados nas amostras de calha. O trecho inferior do poço Y não foi perfilado devido a problemas durante sua perfuração. As únicas curvas disponíveis para correlação neste intervalo foram geradas neste trabalho. Foi feito um ajuste de menos 117 metros na profundidade das curvas do poço Y, para representação gráfica.



variação isotópica de C e O, além das curvas de COT e S. As seqüências foram representadas por cores e os limites de Figura 41. Seção do Albiano Inferior / Médio entre os poços X e Y, com os perfis convencionais GR e Sônico e as curvas de seqüência (LS) e as superfícies de inudação máxima (SDM) foram plotadas em vermelho. As profundidades das curvas do poço Y foram ajustadas para menos 84 metros, para facilitar a correlação, com o datum no topo das seqüências.





geradas neste trabalho. As seqüências definidas foram identificadas por cores assim como as principais superficies-chaves (limites de seqüência ou LS e superfícies de inundação máxima ou SIM). As profundidades das curvas do poço Y foram convencionais GR e Sônico, além das curvas de isótopos de C e O, carbono orgânico total (COT) e teor de enxofre (S) ajustadas para menos 117 metros, para nivelamento com o poço X, no datum correspondente ao topo das seqüências.















Com os resultados das análises de elementos maiores, menores e traços, do poço X, foram construídos gráficos das variações dos teores dos vários elementos químicos identificados pela profundidade, usando a mesma simbologia usada para os outros gráficos (cores verde, azul, amarela, pêssego, rosa e cinza, respectivamente para as seqüências 1, 2, 3, 4, 5 e 6) (figuras 50, 51, 52, 53 e 54).

Outros gráficos também foram gerados para a identificação da fonte clástico-detrítica, no caso dos alumino-silicatos argilosos (Al x Ca, Al x Fe, Al x K, Al x Mg, Al x Na e Al e Si).

Também foram investigadas, através de gráficos, as relações entre o Ca e o Mg e o Ca e o Sr, que ocorrem juntos nas fases carbonatadas.

Foi gerado também o gráfico do Mo x COT e do Mo x S, para investigação de uma provável condição redutora, na seqüência verde, já sugerida pelo aumento de carbono orgânico, enxofre, e pela associação dos elementos Mo, Ni, V e Zn.



POCO X











pode caracterizar sulfato redução










6.2.1 SEQÜÊNCIA – 1 (VERDE)

A seqüência basal ou seqüência 1 foi depositada logo após a seção evaporítica do Aptiano, em ambiente muito raso e de águas muito quentes, como pode ser observado pelos baixos valores da curva de isótopos de oxigênio. Uma vez definido o limite superior desta seqüência, marcado na queda mais acentuada nos valores de δ^{18} O, foram identificados, o trato transgressivo e o de mar alto, a partir da definição de uma SIM (superfície de inudação máxima). Esta superfície, que marca o limite do trato transgressivo, apresenta valores altos de COT, S, R.I. e de alumino-silicatos, o que pode indicar a presença de condições anóxicas em porções mais profundas da bacia, ao tempo de sua deposição (figuras 38, 40, 41.43 a 49). Estas indicações (valores máximos de COT de 1.4 e 2.7% respectivamente no poço X e Y) têm uma implicação exploratória importante, por apontar para a possível existência de um intervalo com potencial gerador no Albiano Inferior da bacia (figuras 53, 54 e 59). No perfil de raios gama, a mudança no padrão de estaqueamento dos ciclos de alta freqüência também pode ser observada a partir da SIM, passando de predominantemente agradacional a retrogradacional para predominantemente progradacional. Ou seja, no trato transgressivo esta porção da plataforma ficou mais suscetível à influência siliciclástica, o que não permitiu o franco desenvolvimento de bancos oolíticos (figuras 38, 40, 41, 46, 49, 55, 56 e 57). À medida que esta influência continental foi sendo atenuada, pelo início do trato de mar alto, a fábrica carbonática pôde se desenvolver francamente. Dentre as quatro sequências, correspondentes ao Albiano Inferior a Médio, a Seqüência 1 (verde) é a que possui os valores mais variáveis da curva de isótopos de carbono, o que pode ser interpretado como uma alternância nas condições climáticas vigentes, mais ou menos secas (com maior ou menor evaporação). A evaporação, depletaria temporariamente a água do mar no isótopo ¹²C causando um aumento nos valores da razão isotópica do carbono. O retorno destes isótopos leves através das chuvas esporádicas provocaria uma queda nos valores da razão isotópica do carbono. Estas chuvas esporádicas seriam insuficientes para provocar grandes mudanças nas condições climáticas vigentes (quentes, secas e de altas salinidades), porém, provocariam uma queda concomitante na temperatura do corpo d'água, refletida nos valores altos da curva de isótopos de oxigênio frente a estas quedas na razão isotópica do carbono (figuras 38, 40, 41 e 43). Como neste período a espessura do corpo d'água era muito pequena, mudanças paleoambientais eram rapidamente refletidas na razão isotópica, tanto do oxigênio quanto do carbono, fazendo destas curvas além de bons indicadores paleoambientais, importantes ferramentas cronoestratigráficas (marcos).

Nas descrições litológicas feitas, foi observada uma predominância de wackestones peloidais a oncolíticos e folhelhos, na porção equivalente ao trato transgressivo do poço X e wackestones a mudstones no poço Y, mais argiloso. O trato de mar alto foi marcado pela presença de grainstones/packestones oncolíticos/oolíticos/peloidais no poço X, o mais proximal, enquanto no poço Y, houve o predomínio de wackestones peloidais / oncolíticos a mudstones. Próximo ao limite superior, níveis de dolomita foram observados no poço X (proximal), enquanto no poço Y ocorre um nível de folhelho, provavelmente relacionado ao trato transgressivo da seqüência–2 (superfície transgressiva) (figuras 50, 51 e 54).

Esta seqüência pôde ser bem individualizada no gráfico de δ^{13} C x δ^{18} O dos dois poços, onde percebe-se claramente sua resposta diferenciada em relação às demais (figura 43). Com a confecção dos gráficos de δ^{13} C x COT, δ^{13} C x S, δ^{13} C x R.I., δ^{18} O x COT, δ^{18} O x S e δ^{18} O x R.I. dos dois poços, foi demonstrado que as maiores variações nos valores de COT, S e R.I. se encontram nesta seqüência (figuras 44, 45, 46, 47, 48 e 49).

Foi observado também nos gráficos de elementos um aumento nos valores de Al, Ca, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Mo, Na, Ni, P, Sr, Ti, V e Zn. Muito provavelmente o Al, Ca, K, Mg, Na, Sr e Ti, ocorrem em associação litófila tanto ligada às argilas e feldspatos, provenientes do influxo de siliciclásticos na bacia, quanto à fase carbonatada, no caso do Mg, Ca, Sr, sendo que o Sr pode estar também relacionado à salinidade (sódica), devido aos altos valores no contato com os evaporitos. As altas concentrações de elementos traços, tais como Cr, Cu, Mo, Ni, V, Zn e do elemento P, na base desta seqüência (trato transgressivo) indicam uma associação organófila, ou seja, ligada à presença de matéria orgânica. Estes elementos, juntamente com o Fe e S, ocorrem juntos também nas associações calcófilas (sulfetos), mas as baixas concentrações de Co sugerem uma associação organófila. Como este intervalo corresponde à superfície de inundação máxima (SIM), com valores bastante significativos de COT, principalmente no poço Y, a análise de elementos contribuiu para corroborar a interpretação feita (figuras 41, 44, 45, 47, 48, 53 e 59).

Os óxidos também foram analisados e gráficos gerados, merecendo destaque o gráfico de MgO, que mostra uma correspondência entre os limites de seqüência definidos neste estudo com os valores anômalos, possivelmente devido à dolomitização (figuras 50, 51, 56 e 58).

Os gráficos da variação dos valores de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, P₂O₅ e TiO₂ acentuam principalmente as entradas de siliciclásticos nas 4 seqüências inferiores, basicamente carbonáticas, e a mudança litológica abrupta ocorrida ao final do Albiano Médio, causada por uma grande transgressão (figuras 50, 51, 55 a 57).

6.2.2 SEQÜÊNCIA – 2 (AZUL)

O limite superior desta seqüência foi definido através da quebra acentuada na curva de δ^{18} O (inversão positiva) (figuras 38, 40 e 41). Provavelmente nesta época, as condições oceânicas vigentes continuavam estressantes, com águas hipersalinas, rasas e quentes, restritivas à proliferação da vida. A temperatura deste mar restrito era facilmente afetada por incursões oceânicas vindas de sul. Qualquer movimento tectônico descendente da Dorsal de São Paulo poderia provocar uma grande entrada de água na bacia, com a diminuição da temperatura desta água. Este pulso está bem registrado na curva de δ^{18} O, através de um enriquecimento nos valores de δ^{18} O e, como foi interpretado como uma possível incursão marinha, está também relacionado diretamente a uma superfície de inundação máxima (SIM). Esta superfície separa o trato transgressivo do trato de mar alto (figura 38, 40 e 41). A partir desta superfície (SIM) observa-se um decréscimo nos valores de δ^{18} O, sugerindo um aumento na temperatura do corpo aquoso. Nas porções mais rasas da bacia, como nos poços estudados, principalmente o poço X, o trato de mar baixo ou não existe ou se confunde com o trato de mar alto da seqüência anterior. Em condições de mar baixo, o que predomina na plataforma é a exposição subaérea com erosão e dolomitização, podendo haver o desenvolvimento de feições kársticas.

Esta seqüência apresenta o padrão do perfil de raios-gama característico de ambientes plataformais, com uma sucessão de ciclos alta freqüência, com afundamento para o topo (*deepening upward*) no trato transgressivo e a partir da SIM, uma sucessão de ciclos de alta freqüência com arrasamento para o topo (*shallowing upward*). Esta superfície de inundação máxima aparece bem marcada também nas curvas de COT, S e R.I., que apresentam um aumento em seus valores. O influxo de siliciclásticos, que geralmente acompanha as SIM, está bem registrado pelos valores altos das curvas de raios gama e do R.I. (resíduo insolúvel) (figuras 43 a 49).

A litologia varia de mudstone/wackestone peloidal nas bases dos ciclos até grainstone / packstone oolítico/ oncolítico com algum peloidal, em direção ao topo, sendo que o poço Y apresenta-se em geral mais lamoso (granolometria mais fina). No topo da seqüência, foram observadas litologias diagnósticas de exposição em ambos os poços. No poço X, foi registrada a presença de dolomita e no poço Y observa-se a presença de grãos oolíticos / oncolíticos avermelhados, provavelmente oxidados (figuras 50, 51, 56 e 58).

No intervalo correspondente à superfície de inudação máxima (SIM) definida para esta seqüência, o Al, Fe, K, Mg, Si, Mn, P, Ti, na forma de óxidos, e o Cr, Ni, V e Zn apresentam valores levemente aumentados, devido ao influxo de siliciclásticos (figuras 50 a 54). Através da relação entre o Al e os demais elementos litófilos abundantes (Ca, Fe, K, Mg, Na e Si) pôde-se estabelecer os tipos de argilas presentes, ajudando a caracterizar a fonte clástico-detrítica (figuras 55 a 57). Vale ressaltar

que esta superfície é bem conhecida dos geólogos e geofísicos intérpretes da bacia pelo nome de porosão (nome dado antes de sua amostragem por poço devido à expectativa de porosidade que existia por causa de sua resposta no dado sísmico). A anomalia de Ba, próxima ao topo da seqüência, pode estar ligada a uma entrada de siliciclásticos, provavelmente um resquício de uma superfície transgressiva (ravinamento) da sequência superior (amarela) (figura 52). Os valores altos de K e Ti podem corresponder a uma predominância de argilominerais do tipo ilita e presença de feldspato potássico, embora ocorram esmectitas (Ca, Na) e cloritas (Fé, Mg) associadas ao influxo de siliciclásticos, durante a deposição da SIM (figuras 55 a 57). Os valores altos de Mg próximos ao topo da seqüência confirmam a existência de processos de dolomitização, típicos de limite de seqüência carbonática (figuras 56 e 58).

6.2.3 SEQÜÊNCIA – 3 (AMARELA)

Esta sequência guarda uma grande semelhança com a seqüência sotoposta, no que se refere ao comportamento cíclico da curva de isótopos de oxigênio. Seu limite superior foi definido também por uma reversão na curva de δ^{18} O. A curva de isótopos de carbono, δ^{13} C, praticamente não apresenta variações acentuadas ao longo das 4 seqüências carbonáticas, a exceção da seqüência 1, como já foi descrito, a não ser uma certa tendência de diminuição de valores frente às SIM's (figuras 38, 40 e 41). Estas superfícies foram identificadas conjugando-se os valores de COT, S e R.I. com a curva de isótopos de oxigênio (topo das inflexões positivas, que apontam para menores temperaturas do corpo aquoso) e de GR. As respostas dos valores desta seqüência nos vários gráficos de δ^{13} C, δ^{18} O, COT, RI e S, são bem semelhantes as das demais seqüências carbonáticas, a exceção da seq-1 (verde) (figuras 43 a 49).

Os valores anômalos dos óxidos de Al, Fe, K, Mg, Si, P e Ti ocorrem frente à superfície de inundação máxima definida para esta seqüência e refletem a entrada de siliciclásticos (argilominerais - ilitas, cloritas e esmectitas) (figuras 50, 51, 55, 56 e 57). Os teores levemente aumentados de Ba, Cr, Cu, Mo, Ni, Sr, Pb, V e Zn também ocorrem frente a SIM (figuras 52, 53 e 54) e estão relacionados aos demais elementos litófilos, sendo que o Fe, Zn e Pb podem estar indicando uma fase de pirita. Os valores altos tanto de Mg quanto de MgO, na porção superior da seqüência, confirmam a interpretação de um limite de seqüência, pois sugerem a ocorrência de processos de dolomitização, associados a exposição da plataforma, e a presença de dolomitas (figuras 50, 51, 56 e 58).

Esta seqüência apresenta uma sucessão de ciclos de alta freqüência com afogamento para o topo no trato transgressivo e com padrão de estaqueamento que mostra um arrasamento para o topo, a partir da SIM, caracterizando um trato de mar alto (figuras 38, 40 e 41).

A litologia varia de wackestone a mudstone na base dos ciclos de alta freqüência, gradando para packstone e grainstone oncolítico / oolítico / peloidal no topo, sendo que no poço Y a granolometria é mais fina. O topo da seqüência apresenta níveis com intensa recristalização e fragmentos avermelhados de paleosolo. A curva de δ^{18} O apresenta um decréscimo em direção ao topo, o que sugere condições ambientais cada vez mais quentes e rasas (figuras 38, 40 e 41).

6.2.4 SEQÜÊNCIA – 4 (COR DE PÊSSEGO)

A següência 4 marca o término da sedimentação carbonática de plataforma rasa no Albiano nesta porção da bacia. É formada, como as demais, por sucessões de ciclos de alta fregüência com afogamento para o topo até a SIM e arrasamento para o topo no trato de mar alto. Este padrão pode ser claramente observado no perfil de raios gama (figuras 38, 40 e 41). Seu limite basal foi definido pela curva de δ^{18} O, pelos valores mais baixos seguidos de um rápido aumento, e seu topo foi posicionado com base na guebra acentuada na curva de δ¹³C, por esta refletir variações ambientais mais abruptas (expansão da biota devido a diminuição da salinidade, o aumento da circulação oceânica devido ao aumento da batimetria com a transgressão e conseqüentemente aumento de nutrientes). Esta expansão da biota não necessariamente provocou um aumento da produtividade orgânica, pois os valores de δ¹³C diminuíram tendendo a zero, que é o valor dos carbonatos marinhos normais usados como padrão (PDB). A quebra principal na curva de isótopos de oxigênio (valores mais negativos sugerindo temperaturas mais altas, seguidos de um rápido aumento) ocorreu um pouco antes, quando as profundidades da plataforma provavelmente atingiram valores mínimos, o que pode ter propiciado provavelmente a exposição de parte da plataforma carbonática e a ação da diagênese meteórica em algumas porções da bacia. Porém, a fábrica carbonática continuou ativa com a taxa de sedimentação acompanhando a subida do nível do mar, até finalmente ser completamente superada, momento em que ocorre o total afogamento da plataforma (drowning unconformity).

No topo desta seqüência ocorre um intervalo de grainstones oolíticos altamente cimentados por processos diagenéticos de origem meteórica, segundo Carvalho *et al.* (1990), que caracterizam exposição subaérea e, conseqüentemente, um limite de seqüência.

Esta seqüência apresenta, em geral, o mesmo padrão das demais, a não ser em relação aos teores de carbono orgânico da superfície de inundação máxima (SIM) que são muito baixos (figuras 43 a 49). Constitui-se numa sucessão de ciclos de alta freqüência com arrasamento para o topo (shoaling upward) os quais formam um padrão geral de afogamento para o topo (*deepening upward*) no trato transgressivo até a SIM, e um padrão de arrasamento para o topo no trato de mar alto. É formada basicamente por grainstones / packstones oolíticos / oncolíticos / peloidais nos topos dos ciclos de alta freqüência e por wackestone oncolítico /peloidal e, às vezes, mudstone na base destes ciclos.

Os valores anômalos nas concentrações de elementos essencialmente litófilos refletem principalmente a entrada de siliciclásticos no sítio deposicional, o que pode ser observado nos gráficos de Al₂O3, Fe₂O₃, SiO₂, K₂O e TiO₂ e ainda na grande mudança litológica ocorrida ao final da seqüência com a transgressão marinha (figuras 50 e 51). O aumento brusco nos valores de P₂O₅ no topo da seqüência provavelmente está relacionado à presença de glauconita, que ocorre devido à mudança nas condições marinhas de muito rasas, com exposição subaérea, para profundas (cerca de 50 metros). De uma maneira geral, a variação na concentração de todos os elementos reflete a mudança paleoambiental ocorrida ao final do Albiano Médio (figuras 52 a 54). Adicionalmente, um aumento nas concentrações dos elementos Ba, Cr, Cu, Ni, Sr e Zn, foi observado na base da seqüência e pode estar relacionado à subida do nível do mar, durante a formação de uma superfície transgressiva, imediatamente acima do limite da seqüência, que não apresenta o trato de mar baixo.

A resposta apresentada por esta seqüência nos gráficos de δ^{13} C x δ^{18} O é semelhante à encontrada para as demais seqüências carbonáticas à exceção da seqüência-1, como já citado anteriormente (figura 43).

6.2.5 SEQÜÊNCIA - 5 (ROSA)

Esta seqüência foi depositada logo após a invasão de águas oceânicas, após o afogamento total da plataforma e é formada basicamente por folhelhos e margas. Os valores cada vez mais depletados de δ^{13} C em direção ao topo apontam para a expansão da biota devido às mudanças climáticas ocorridas neste período. A curva de δ^{18} O também apresenta uma queda significativa no meio da seqüência em ambos os poços, que foi interpretada como um aumento da temperatura após a estabilização na entrada de águas oceânicas, provavelmente relacionada a alguma movimentação tectônica. O topo desta seqüência é marcado por uma depleção acentuada tanto na curva de δ^{13} C quanto na de δ^{18} O, provavelmente ligada a diagênese precoce, acenando, desta forma, para um possível limite de seqüência (figuras 39, 40 e 42).

Nas redescrições litológicas de amostras de calha foram observadas ocorrências de margas e siltitos avermelhados no poço X, que apresenta características mais proximais, enquanto no poço Y foi observada a ocorrência de folhelhos e siltitos glauconíticos correspondentes às porções mais distais e mais profundas.

Analisando-se os gráficos de óxidos, pôde-se observar que invariavelmente ocorrem duas mudanças consideráveis em suas concentrações, uma ligada à base ou ao limite inferior da seqüência e outra ligada ao topo (figuras 50 e 51). Os demais elementos também apresentam comportamento semelhante, principalmente aqueles ligados à fase argilosa (litófilos) (figuras 52 a 59).

A superfície de inundação máxima (SIM) foi definida com base no aumento dos valores de COT, S e R.I., definindo um trato de mar alto acima e um trato transgressivo abaixo, responsável pelo afogamento total da plataforma carbonática nerítica rasa (figuras 39 e 42).

Os elementos La, Sc e Y somente ocorrem nas duas seqüências superiores, sendo que a passagem da seqüência 5 para a 6 é bem marcada por uma grande mudança nos valores destes três elementos, o que corrobora a interpretação de um limite de seqüência. As concentrações dos elementos Sc e Co dão indicativos de área fonte de origem básica, enquanto as ocorrências de La e Y estão ligadas à área fonte de origem ácida, sendo utilizadas em estudos de proveniência. Neste caso, podem estar indicando que o final da deposição da seqüência 5 foi marcado por uma mudança na área fonte da bacia, com uma contribuição maior provavelmente do embasamento cristalino, que pode ter sido causada por uma mudança no nível de base (queda do nível relativo do mar). Esta queda provocaria o rejuvenescimento da drenagem fluvial, trazendo sedimentos de áreas mais distantes (figuras 52, 53 e 54).

A análise do gráfico de δ^{13} C x δ^{18} O mostra o comportamento bem distinto desta seqüência em relação às carbonáticas inferiores e paralelo à seqüência superior ou seqüência 6 (figura 43). Os demais gráficos de δ^{13} C, δ^{18} O, COT, S e RI também mostram que esta seqüência é semelhante à seq-6 (cinza), também siliciclástica, e bem distinta das seqüências carbonáticas inferiores (figuras 44 a 49).

6.2.6 SEQÜÊNCIA – 6 (CINZA)

A deposição desta seqüência representa o término da sedimentação albocenomaniana nesta área da bacia. É limitada acima por uma discordância de idade turoniana, muitas vezes visível no dado sísmico, que caracteriza um grande hiato deposicional. Possui um comportamento semelhante ao da seqüência inferior (seq-5, rosa) em relação às curvas de isótopos de C e um incremento na curva de isótopos de O, relacionado a um decréscimo na temperatura do corpo d'água, seguido de uma queda acentuada, onde foi marcado o limite da seqüência (figuras 37, 39, 40 e 42). Os valores muito negativos da curva de oxigênio, quando localizados, em geral estão relacionados a efeitos diagenéticos acentuados em superfícies expostas, ou, no caso, sujeitas a diagênese precoce por parada na sedimentação, ou seja, um possível limite de seqüência. Este está marcado também nas redescrições das amostras de calha dos dois poços, feitas especificamente para este estudo, pela presença de margas e folhelhos vermelhos, o que vem a corroborar a hipótese interpretada através da curva de isótopos de oxigênio.

A marcação da SIM foi feita com base no aumento dos valores das curvas de COT, S e R.I., e possibilitou a definição do trato transgressivo somado a um possível trato de mar baixo na base da seqüência e do trato de mar alto na porção superior (figuras 39 e 42).

Como pode ter havido uma mudança na área fonte, na passagem da seq-5 para a seq-6, indicada pela presença dos elementos La, Y e Sc, o trato de mar baixo pode estar presente nesta seqüência, pois um sistema fluvial rejuvenescido (mudança no nível de base) pode ter sido o responsável pela entrada de sedimentos provenientes de regiões mais longinquas (Serra do Mar). Esta hipótese é corroborada pelos gráficos destes elementos, que mostram um empobrecimento progressivo para o topo, com a volta às condições vigentes durante o início da deposição da seqüência anterior (SEQ-5), ou seja, que o enriquecimento foi um efeito temporário ligado provavelmente a uma queda do nível do mar (limite de seqüência) (figuras 52 a 54).

O comportamento desta sequência em relação às variações dos isótopos de carbono e oxigênio é semelhante ao da sequência anterior, como pode ser observado no gráfico de δ^{13} C x δ^{18} O e nos demais gráficos de δ^{13} C, δ^{18} O, COT, S e RI (figuras 44 a 49).

Os gráficos de óxidos, em geral, não apresentam nenhuma quebra significativa, a não ser no limite superior da seqüência, como é o caso do Al_2O_3 , CaO, K₂O, SiO₂, MnO, P₂O₅, TiO₂ e Fe₂O₃, que apresentam uma quebra (decréscimo ou acréscimo) nas concentrações, o que confirma a interpretração feita. A queda dos valores de Na₂O próximo ao topo da seqüência pode representar um decréscimo na salinidade do corpo aquoso. A interpretação de um nível siderítico/laterítico pode ser dada para os valores acentuados de óxido de Fe (Fe₂O₃) e de Al junto ao topo, apontando para a presença de um *hardground* que caracteriza um limite de seqüência (figuras 50, 51 e 52).

6.3 CORRELAÇÃO SÍSMICA X POÇO

A amarração do dado sísmico com os perfis convencionais de poço é prática comum na indústria do petróleo. É através desta integração de dados que se pode estender uma interpretação geológica de detalhe, feita com os dados de poço, para grandes áreas de uma bacia sedimentar.

No presente trabalho, foram empregados dados sísmicos convencionais na correlação sísmica / poço com o intuito de avaliar a representatividade sísmica dos seis eventos identificados nos poços X e Y através das análises das curvas de isótopos de oxigênio e carbono, conjugadas com os perfis convencionais de raios gama (GR) e sônico. No caso destes eventos possuírem correspondência no dado sísmico poderão ser considerados correspondentes a limites de seqüência de 3^a ordem, segundo a classificação de Vail (1991). As demais superfícies-chaves identificadas nos poços, as SIM's (superfícies de inundação máxima), em geral, possuem boa correspondência na sísmica, porisso foram tratadas secundariamente. É importante salientar que a representatividade desses eventos em dados sísmicos de subsuperfície, além de confirmar a classificação feita para as seqüências

identificadas, tem implicação direta na aplicabilidade da técnica proposta por este trabalho na prospecção de hidrocarbonetos.

O primeiro sismograma sintético gerado foi o do poço X, onde plotou-se os limites de seqüência previamente identificados, usando para isto os perfis convencionais (figura 60). Após a identificação dos refletores correspondentes aos eventos principais, foi feita a correlação entre o dado sísmico sintético e real. Alguns pequenos ajustes verticais em tempo foram admitidos, utilizando-se o coeficiente de correlação entre esses dados como balizador. Os resultados foram bastante significativos, com a correspondência relativamente precisa dos eventos identificados previamente (figuras 61, 62 e 63).

Vale ressaltar que a seção estudada encontra-se a profundidades muito altas sendo, portanto, normal uma degradação do sinal sísmico. Além disto, os efeitos dos processos diagenéticos a que estas rochas localizadas nestas superfícies-chaves provavelmente foram submetidas (dolomitização), muitas vezes podem modificar, localmente, a resposta do refletor sísmico.

Após ser feita a amarração entre sísmica e poço para o poço Y (figuras 64, 65, 66 e 67) com o uso do sismograma sintético, foi estendida a pesquisa, com o rastreamento dos refletores identificados entre os dois poços. Uma vez bem caracterizados estes refletores no dado sísmico e seguindo o mesmo procedimento, foram gerados sismogramas sintéticos e estendido o rastreamento dos refletores correspondentes aos limites de seqüência pelos demais poços da área, na busca de feições e sismofácies características de cada um dos eventos previamente identificados.



Figura 60. Perfil do poço X, em tempo, da seção de estudo, juntamente com o sismograma sintético correspondente e as principais seqüências deposicionais identificadas.



Figura 61. Seção sísmica strike em tempo com a janela de pesquisa identificada em vermelho.



Figura 62. Detalhe da seção sísmica strike com o sismograma sintético plotado na posição do poço X, para a correlação poço / sísmica (dado sintético / dado real).



Figura 63. Correlação poço / sísmica através do sismograma sintético com as principais superfícies identificadas (limites de seqüência).



Figura 64. Perfit do poço Y, em tempo, de parte da seção de estudo, juntamente com o sismograma sintético correspondente e as principais seqüências deposicionais identificadas (o restante do poço não possui perfis convencionais).



POÇO Y

Figura 65. Seção sísmica strike em tempo com a janela de pesquisa identificada em vermelho.

POÇO Y



Figura 66. Detalhe da seção sísmica strike com o sismograma sintético plotado na posição do poço Y, para a correlação poço / sísmica (dado sintético / dado real).



Figura 67. Correlação poço / sísmica através do sismograma sintético com as principais superfícies identificadas (limites de seqüência).

6.4 AMARRAÇÃO COM O DADO SÍSMICO DISPONÍVEL DOS DEMAIS POÇOS

Após serem definidos os limites das possíveis seqüências de 3^a ordem (segundo Vail, 1991) e identificadas as SIM`s correspondentes, foram gerados os sismogramas sintéticos dos dois poços, como descrito acima. Uma vez identificados os eventos nestes sismogramas, a correlação foi estendida para o dado sísmico. Após a constatação de uma correspondência satisfatória entre as superfícies identificadas nos dois poços e o dado sísmico convencional, o rastreamento dos refletores identificados foi executado para os demais poços, fazendo-se a amarração com os sismogramas sintéticos, os quais foram confecionados para todos os poços estudados (figuras 68a, 68b, 68c, 69a, 69b, 69c, 70a, 70b, 70c, 71a, 71b, 71c, 72a, 72b, 72c, 73a, 73b, 74a, 74b e 74c).

A identificação dos eventos nos demais sismogramas foi realizada através da correlação entre os perfis convencionais destes poços com àqueles onde estas seqüências foram caracterizadas (X e Y). O sismograma sintético do poço Y, não pôde abranger toda a seção estudada pela falta dos perfis convencionais. Devido a ocorrências (prisão da coluna) durante a sua perfuração, este poço não teve parte da seção inferior perfilada.

Com este procedimento foi aumentada a confiabilidade do rastreamento de cada refletor identificado e estendeu-se a correlação para toda a área de estudo coberta por dado sísmico de superfície.





















poços C, Y , H, D e N.


























































7. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

7.1 INTERPRETAÇÃO ESTRATIGRÁFICA E IMPLICAÇÕES EXPLORATÓRIAS

Como a exploração de hidrocarbonetos envolve quantias vultosas de dinheiro, uma precisa interpretação estratigráfica de uma área prospectável de uma bacia sedimentar implica numa economia considerável, pela melhor avaliação do risco exploratório. Desta forma, a interpretação exploratória tem feito uso de um número cada vez maior de ferramentas, de forma a obter um maior entendimento do contexto de uma bacia, o que aliado à evolução dos conceitos da estratigrafia, tem propiciado um grande salto na compreensão dos processos sedimentares.

Neste trabalho, a aplicação da Estratigrafia Química, mais especificamente a Isotópica, forneceu informações importantes para a ampliação dos conhecimentos geológicos da seção estudada. Os resultados extremamente satisfatórios alcançados têm aplicação direta na exploração de petróleo da bacia, já que esta seção contém os principais reservatórios carbonáticos com grande potencial produtor e por isso detêm um interesse exploratório muito grande.

Com a identifição de 6 seqüências deposicionais, principalmente as quatro carbonáticas, a pesquisa exploratória poderá ser orientada para a busca de outros reservatórios potenciais, com base nos princípios da Estratigrafia de Seqüências. Aos limites de seqüências carbonáticas têm-se associadas feições *kársticas* e dolomitizações, que podem se constituir em excelentes reservatórios a serem pesquisados como novos *plays* potenciais. Adicionalmente, o rastreamento das superfícies definidas como limites de seqüência, pertencentes ao Cenomaniano/Albiano Superior, em direção às águas mais profundas da bacia, pode levar à descoberta de novos reservatórios turbidíticos carbonáticos ou siliciclásticos, abrindo novas frentes exploratórias.

Outra descoberta desta pesquisa, que poderá vir a ter implicações exploratórias importantes, foi a identificação de um pacote sedimentar com altos valores de COT na base do Albiano, que foi classificado como uma SIM dentro da seqüência–1 (VERDE). Esta superfície, rastreável no dado sísmico, a depender das suas características em porções mais bacinais, pode vir a apresentar um potencial gerador, merecendo, portanto, ser investigada.

7.2 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES FINAIS

Com a divisão do pacote sedimentar em seqüências que apresentam correspondência direta no dado sísmico, foi provada a grande aplicabilidade da metodologia proposta em seções sedimentares monótonas do ponto de vista litológico, com grandes espessuras e baixo conteúdo fossilífero.

Com os resultados positivos obtidos neste trabalho, espera-se resgatar o uso de amostras de calha para estudos estratigráficos de seções de subsuperfície, uma vez que, quando tratadas

corretamente, estas amostras podem fornecer uma quantidade enorme de dados confiáveis para toda a seção de estudo, o que seria muito mais dispendioso através de qualquer outra amostragem (testemunhos e amostras laterais, por exemplo) além de impossível no caso de poços antigos.

E o mais importante, a aplicação da quimioestratigrafia, quando norteada pelos princípios básicos da Estratigrafia de Seqüências, pode agregar uma quantidade enorme de informações a poços antigos e novos, corroborando interpretações e permitindo reinterpretações de seções numa bacia. Devido a uma resolução compatível com o dado sísmico, os resultados obtidos poderão ser estendidos para toda a área estudada da bacia, através do rastreamento dos refletores sísmicos correspondentes. Portanto, estes resultados possuem aplicabilidade direta na exploração de hidrocarbonetos.

As demais análises quimioestratigráficas também incorporaram informações importantes para o conhecimento paleoambiental da seção, e recomenda-se o seu uso principalmente em áreas com muito pouca informação paleoambiental, quer seja pelo baixo conteúdo fossilífero da seção, como no caso deste estudo, ou pela carência de dados em porções pouco exploradas da bacia.

Finalmente, todas estas análises foram capazes de fornecer uma gama enorme de informações a um custo muito baixo, devendo ser aplicadas com mais freqüência em áreas onde o conhecimento geológico ainda é limitado e a avaliação do risco exploratório muito incipiente.

Concluindo, a grande aplicabilidade demonstrada pela quimioestratigrafia na correlação de eventos geológicos, principalmente quando aliada com os pricípios da Estratigrafia de Seqüências, além dos baixos custos envolvidos na sua aplicação e da grande disponibilidade de amostras de subsuperfície e de superfície a serem tratadas tanto na indústria do petróleo, quanto na mineração e nas universidades, faz com que a autora recomende a sua utilização mais rotineiramente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

•Ahr, W.M. (1973)-The carbonate ramp: An alternative to the shelf model. Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies, v. 23, p. 221-225.

•AINSWORTH, R.B. & PATTISON, S.A.J. (1994)- WHERE HAVE ALL THE LOWSTANDS GONE? EVIDENCE FOR ATTACHED LOWSTAND SYSTEMS TRACTS IN THE WESTERN INTERIOR OF NORTH AMERICA. GEOLOGY, V. 22, P. 415-418.

•Allan, J.R. & Matthews, R.K. (1982)- Isotope signature associated with early meteoric diagenesis. Sedimentology 29, p. 797-817.

•Allen, P.A.& Allen, J.R. (1990)- BASIN ANALYSIS, PRINCIPLES AND APPLICATIONS. OXFORD, BLACKWELL SCIENTIFIC PUBLICATIONS.

•Azevedo, R.L.M. de. (1995)-Isótopos de oxigênio e carbono em estudos estratigráficos de detalhe na Bacia de campos: aplicações no Quaternário e Oligoceno. Dissertação de Mestrado. Rio de Janeiro. UFRJ. 138p.

•Azevedo, R.L.M. de. (2001)-O Albiano no Atlântico Sul: Estratigrafia, Paleoceanografia e Relações Globais. Tese de Doutorado. Porto Alegre. UFRGS. 257p.

•Azevedo, R.L.M.; Gomide, J; Viviers, M.C.; Hashimoto, A.T. (1987a)- Bioestratigrafia do Cretáceo marinho da Bacia de Campos, Brasil. Rev. Bras.Geoc., 17 (2), p. 147-153.

• AZEVEDO, R.L.M.; GOMIDE, J; VIVIERS, M.C.(1987B)- GEO-HISTÓRIA DA BACIA DE CAMPOS, BRASI L: DO ALBIANO AO MASTRICHTIANO. REV. BRAS.GEOC., 17 (2), P. 139-146.

•Azevedo, R.L.M.; Rodrigues, R.; Takaki, T. (1994)-Isotopic stratigraphy and paleoceanographic aspects of the Oligocene-Lower Miocene of Campos Basin, Southeast Brazil. In 14th Int. Sed. Congress, Recife. Abstracts, pp. G-9/G-10.

•Azevedo, R.L.M.; Rodrigues, R.; Takaki, T. (1997)- Aplicação dos dados isotópicos de Carbono e Oxigênio, de Rocha-Total, em Estudos Paleoambientais. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de janeiro, 11 (1/2), p.19-32.

•Azevedo, R.L.M. & Rodrigues, R. (2000)- Towards $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ global curves for Albian carbonate sections. In 31^{TH} International Geological Congress, Rio de Janeiro, August 6-17 – 2000, Abstract (CD-ROOM).

•Azevedo, R.L.M.de (2004)- Paleoceanografia e a evolução do Atlântico Sul no Albiano. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 12, nº. 2, p.231-249.

•BAUDIN, F.(1995)- DEPOSITIONAL CONTROLS ON MESOZOIC SOURCE ROCKS IN THE THETYS. IN: A.Y. HUC, ED., PALEOGEOGRAPHY, PALEOCLIMATE AND SOURCE ROCKS: AAPG STUDIES # 40, P. 191-211.

•BEEUNAS, M.A. & KNAUTH, L.P. (1985)- PRESERVED STABLE ISOTOPIC SIGNATURE OF SUBAERIAL DIAGENESIS IN THE 1.2 B.Y. MESCAL LIMESTONE, CENTRAL ARIZONA. IMPLICATIONS FOR THE TIMING AND DEVELOPMENT OF A TERRESTRIAL PLANT COVER. GEOL. SOC. AM. BULL. 96, P. 737-745.

•Belanger, P.E.; Curry, W.B.; Matthews, R.K. (1981)- Core-top evaluation of benthic foraminiferal isotopic ratios for paleo-oceanographic interpretation. Palaeogeogr.climatol.-ecol. 33, p. 205-220. •Bender, M.L. & Keigwin, L.D (1979)- Speculations about upper Miocene changes in abyssal Pacific dissolved bicarbonate δ^{13} C. Earth Planet Sci. Lett. 45, p. 383-393.

•BHATTACHARYA, J.P.(1993)- THE EXPRESSION AND INTERPRETATION OF MARINE FLOODING SURFACES AND EROSIONAL SURFACES IN CORE: EXAMPLES FROM THE UPPER CRETACEOUS DUNVEGAN FORMATION, ALBERTA FORELAND BASIN, CANADA. IN WEIMER, P., AND POSAMENTIER, H.W., EDS, SEQUENCE STRATIGRAPHY AND FACIES ASSOCIATIONS. IAS SPECIAL PUBLICATION No. 18, p. 125-160.

•BLOM, W.M. & ALSOP, D.B.(1988)- CARBONATE MUD SEDIMENTATION ON A TEMPERATE SHELF: BASS BASIN, SOUTHEASTERN AUSTRALIA. IN C.S. NELSON, ED., NON-TROPICAL SHELF CARBONATES- MODERN AND ANCIENT: SEDIMENTARY GEOLOGY, V.60, P.269-280.

•BOSELLINI, A. (1984)- PROGRADATION GEOMETRIES OF CARBONATE PLATFORMS: EXAMPLES FROM THE TRIASSIC OF THE DOLOMITES, NORTHERN ITALY: SEDIMENTOLOGY, v.31, p. 1-24.

•BOSELLINI, A. (1989)- DYNAMICS OF TETHIAN CARBONATE PLATAFORMS. IN P.D. CREVELLO, J.L.WILSON, J.F. SARG, J.F. READ, EDS., CONTROLS ON CARBONATE PLATFORM AND BASIN DEVELOPMENT: SEPM SPECIAL PUBLICATION No. 44, p.3-13.

•BRALOWER, T.J. & THIERSTEIN, H.R. (1984)- LOW PRODUCTIVITY AND SLOW DEEP-WATER CIRCULATION IN MID-CRETACEOUS OCEANS. GEOLOGY, V.12, P. 614-618.

•BROECKER, W.S. (1982)- OCEAN CHEMISTRY DURING GLACIAL TIME. GEOCHIM. COSMOCHIM. ACTA 46, P.1689-1705.

•BROWN, L.F.(1989)- A SEQUENCE STRATIGRAPHIC AND SYSTEMS-TRACT MODEL FOR THE VIRGILIAN AND WOLFCAMPIAN SERIES, EASTERN SHELF AND ADJACENT MIDLAND BASIN, TEXAS. TEXAS TECH UNIVERSITY STUDIES IN GEOLOGY 2, PART II, CONTRIBUTED PAPERS, P. 35-62.

•BROWN, L.F. & FISHER, W. L.(1977)- SEISMIC-STRATIGRAPHIC INTERPRETATION OF DEPOSITIONAL SYSTEMS: EXAMPLES FROM BRAZIL RIFT AND PULL-APART BASINS. IN PAYTON, C.E., ORG.: SEISMIC STRATIGRAPHY – APPLICATIONS TO HYDROCARBON EXPLORATION, AAPG MEMOIR No. 26, P. 213-248.

•Bubb, J.N. & Hatlelid, W.G. (1977)- Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 10: Seismic recognition of carbonate buildups, In C.E. Payton, ed., Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration: AAPG Memoir 26, p. 185-204.

•BUCHEM, F.S.P. VAN; BOER, P.L.; MCCAVE, I.N. AND HERBIN, J.P.(1995)-THE ORGANIC CARBON DISTRIBUTION IN MESOZOIC MARINE SEDIMENTS AND THE INFLUENCE OF ORBITAL CLIMATIC CYCLES (ENGLAND AND THE WESTERN NORTH ATLANTIC).IN:A.Y. HUC, ED., PALEOGEOGRAPHY, PALEOCLIMATE AND SOURCE ROCKS: AAPG STUDIES # 40, P. 303-335.

•Carvalho, M.D.; Praça, U.M.; Moraes, J.J. Junior; Spadini,A.R.(1990)- Reservatórios carbonáticos profundos do Eo/Mesoalbiano da Bacia de Santos. Boletim Geoc. Petrobrás, Rio de Janeiro, 4(4), p. 429-450.

•Chang, K.H. & Kowsmann, R.O. (1984)- Subsidência térmica e espessura crustal na Bacia de Santos. Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia.

•Cobbold, P. R., K. E. Meisling, and V. S. Mount. (2001)- Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil: AAPG Bulletin, v.85, No.11, p.1925-1944. •Cobbold, P.R.; P. Szatmari; L.S. Demercian; D. Coelho, and E. A. Rossello (1995)- Seismic and Experimental Evidence for Thin-Skinned Horizontal Shortening by Convergent Radial Gliding on Evaporites, Deep-Water Santos Basin, Brazil. In: M.P.A. Jackson, D.G. Roberts, and S. Snelson, eds., Salt tectonics: a global perspective: AAPG Memoir 65, p. 305-321.

•CRAIG, H. (1965)-THE MEASUREMENT OF OXYGEN ISOTOPES PALEOTEMPERATURE, IN: PROCEEDINGS SPOLETO CONFERENCE ON STABLE ISOTOPES IN OCEANOGRAPHIC STUDIES AND PALETEMPERATURES, VOL. 3 (E. TONGIORGI, ED.), PISA, P. 3-24.

•CRAM, J.M. (1979)- THE INFLUENCE OF CONTINENTAL SHELF WIDTH ON TIDAL RANGE: PALEOOCEANOGRAPHIC IMPLICATIONS. JOURNAL OF GEOLOGY, v. 87, p. 441-447.

•Della Fávera, J.C. (2001)-Fundamentos de Estratigrafia Moderna. EdUERJ, Rio de Janeiro, 264 p.

•Demaison, G.J. & Moore, G.T. (1980)- Anoxic environment and oil source bed genesis. AAPG Bulletin 64, p. 1179-1209.

•Demercian, L.S. (1996)- A halocinese na evolução do sul da Bacia de Santos do Aptiano ao Cretáceo Superior. Dissertação de Mestrado. UFRGS, Porto Alegre, Brasil, 201p.

•DEUSER, W.G. (1970)-EXTREME ¹³C/¹²C VARIATIONS IN QUATERNARY DOLOMITES FROM THE CONTINENTAL SHELF. EARTH PLANET. SCI. LETTERS 8, p. 118-124.

●DIAS-BRITO, D. (1982)- EVOLUÇÃO PALEOCOLÓGICA DA BACIA DE CAMPOS DURANTE A DEPOSIÇÃO DOS CALCILUTITOS, MARGAS E FOLHELHOS DA FM MACAÉ (ALBIANO E CENOMANIANO). BOL. TÉC. PETROBRAS, 25(2), P.84-97.

• DIAS-BRITO, D. (1985A)-CALCISPHAERULIDAE DO ALBIANO DA BACIA DE CAMPOS, RIO DE JANEIRO, BRASIL: INVESTIGAÇÕES TAXONÔMICAS, BIOCRONOESTRATIGRÁFICAS E PALEOAMBIENTAIS. IN:BRASIL, MME, DNPM. COL. TRAB. PALEONT., BRASÍLIA. GEOL., PALEONT. E ESTRAT. 2, P.295-305.

• DIAS-BRITO, D. (1987)-A BACIA DE CAMPOS NO MESOZÓICO: UMA CONTRIBUIÇÃO À PALEOCEANOGRAFIA DO ATLÂNTICO SUL PRIMITIVO. REV. BRAS. GEOC.,17(2), P. 162-167.

• DIAS-BRITO, D. & AZEVEDO, R.L.M.(1986)- AS SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS MARINHAS DA BACIA DE CAMPOS SOB A ÓTICA PALEOECOLÓGICA. CONGR. BRAS. GEOL., 34, GOIÂNIA, 1986. ANAIS DA SBG, v.1, p.38-49.

•Dickson, J.A.D. & Coleman, M.L.(1980)-Changes in carbon and oxygen isotope composition during limestone diagenesis. Sedimentology 27, p. 107-118.

• EBERLI, G.P.; ANSELMETTI, F.S.; KENTER, J.A.M.; MCNEILL, D.F. AND MELIM, L.A.(2001)-CALIBRATION OF SEISMIC SEQUENCE STRATIGRAPHY WITH CORES AND LOGS. SUBSURFACE GEOLOGY OF A PROGRADING CARBONATE PLATFORM MARGIN, GREAT BAHAMA BANK: RESULTS OF THE BAHAMAS DRILLING PROJECT. SEPM SPECIAL PUBLICATION N⁰ 70, p. 241-265.

• EBERLI, G.P. & GINSBURG, R.N. (1989)- CENOZOIC PROGRADATION OF NORTHWESTERN GREAT BAHAMA BANK, A RECORD OF LATERAL PLATFORM GROWTH AND SEA LEVEL FLUCTUATIONS. IN P.D.CREVELLO, J.L. WILSON, J.F. SARG AND J.F. READ EDS., CONTROLS ON CARBONATE PLATFORM AND BASIN DEVELOPMENT: SEPM SPECIAL PUBLICATION No.44, p. 339-351. • EMERSON, S. & HEDGES, J.L. (1988)- PROCESSES CONTROLLING THE ORGANIC CARBON CONTENT OF OPEN OCEAN SEDIMENTS. PALEOCEANOGRAPHY 3, p. 621-634.

• *Emiliani, C. (1955)- Pleistocene paleotemperatures, Journal of Geology 63, p. 538-578.*

• Emiliani, C. (1966)- Isotopic paleotemperatures. Science 154, p. 851-857.

• EMILIANI, C. (1972)-QUATERNARY PALEOTEMPERATURES AND THE DURATION OF THE HIGH-TEMPERATURE INTERVALS. SCIENCE 178, P. 398-401.

• EMILIANI, C. (1978)- THE CAUSE OF THE ICE AGES. EARTH PLANET SCIENCE LETTERS 37, P. 349-354.

•*Emiliani, C. & Shackleton, N.J. (1974)- The Brunhes epoch: Isotopic paleotemperatures and geocronology. Science 183, p. 511-514.*

• ENOS, P.& PERKINS, R.D. (1979)- EVOLUTION OF FLORIDA BAY FROM ISLAND STRATIGRAPHY. GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, V. 90, P. 59-83.

• Epstein, S & Lowenstam, H.A. (1953)- Temperature-shell-growth relations of recent and interglacial Pleistocene shoal-water biota from Bermuda. Journal of Geology 61, p.424-438.

• EPSTEIN, S & MAYEDA, T.K.(1953)- VARIATIONS OF ¹⁸O CONTENT OF WATERS FROM NATURAL SOURCES. GEOCHIM. COSMOCHIM. ACTA 4, p. 213-224.

• EPSTEIN, S.; BUCHBAUM, R.; LOWENSTAM, H.; UREY, H.C. (1951)-CARBONATE-WATER ISOTOPIC PALEOTEMPERATURE SCALE. BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA 63, P.417-426.

• EPSTEIN, S.; BUCHBAUM, R.; LOWENSTAM, H.; UREY, H.C. (1953)- REVISED CARBONATE-WATER ISOTOPIC PALEOTEMPERATURE SCALE. BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA 64, P.1315-1325.

• EREZ, J. & LUZ, B. (1983)- EXPERIMENTAL PALEOTEMPERATURE EQUATION FOR PLANKTONIC FORAMINIFERA. GEOCHIMICA COSMOCHIMICA ACTA 47, p.1025-1031.

•Feldmann, M.& McKenzie, J.A.(1997)- Messinian stromatolite-thrombolite associations, Santa Pola, Se Spain: an analogue for the Palaeozoic?. IAS, Sedimentology .44, p. 893-914.

•Ferguson, T.W. & Davis Jr, R.A.(2003)- Post-Miocene stratigraphy and depositional environments of valley-fill sequences at the mouth of Tampa Bay, Florida. Marine Geology 200, p. 157-170.

• FIGUEIREDO, A. M. F.(1985)- GEOLOGIA DAS BACIAS BRASILEIRAS: AVALIAÇÃO DE FORMAÇÕES NO BRASIL - WEC BRASIL 1985, SCHLUMBERGER, p.1-37.

•Ford, D.C. & Williams, P.W. (1989)- Karst Geomorphology and Hydrology. London, Unwin Hyman, 601 p.

• FRAKES, L.A. & BOLTON, B.R. (1984)- ORIGIN OF MANGANESE GIANTS: SEA-LEVEL CHANGE AND ANOXIC-OXIC HISTORY. GEOLOGY 12, P. 83-86.

• FRIEDMAN, G.M. (1988)- CASE HISTORIES OF COEXISTING REEFS AND TERRIGENOUS SEDIMENTS: THE GULF OF ELAT (RED SEA), JAVA SEA, AND NEOGENE BASIN OF THE NEGEV, ISRAEL. IN: L.J. DOYLE AND H.H. ROBERTS, EDS., CARBONATE-CLASTIC TRANSITIONS: DEVELOPMENTS IN SEDIMENTOLOGY 42, AMSTERDAM, ELSEVIER SCIENCE PUBLISHERS B.V., P. 77-97.

•GALLOWAY, W.E., (1989A)- GENETIC STRATIGRAPHIC SEQUENCES IN BASIN ANALYSIS, I.ARCHITECTURE AND GENESIS OF FLOODING-SURFACE BOUNDED DEPOSITIONAL UNITS. AAPG BULLETIN, v.73, p. 125-142.

•GALLOWAY, W.E., (1989B)-GENETIC STRATIGRAPHIC SEQUENCES IN BASIN ANALYSIS, II. APPLICATION TO NORTHWEST GULF OF MEXICO CENOZOIC BASIN. AAPG BULLETIN, v.73, p. 143-154.

•GAMBOA, L.A.P.; BRANDÃO, J.A.S.L.; BARROS, A.Z.N.; PORSCHE, E.; MORAES JR, J.J. (1994)-PREENCHIMENTO SEDIMENTAR DA BACIA DE SANTOS: UMA VISÃO A LUZ DE NOVOS DADOS SÍSMICOS. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 38, CAMBORIÚ, 1994. BOLETIM DE RESUMOS EXPANDIDOS, CAMBORIÚ, SBG, V.3, P. 310-311.

•Gautier, D.L. (1982)- Siderite concretions: indicators of early diagenesis in the Ganimon Shale (Cretaceous). J. Sediment. Petrol. 52, p. 859-871.

•Gibbs, A.D. (1984)- Structural evolution of extensional basin margins: Journal of the Geological Society, v. 141, p. 609- 620.

•Given, R.K. & Lohmann, K.C. (1985)- Derivation of the original isotopic composition of Permian marine cements. J. Sediment Petrol. 55, p. 430-439.

•GOMES, P.O., J. PARRY, AND W. MARTINS (2002)- THE OUTER HIGH OF SANTOS BASIN, SOUTHERN SÃO PAULO PLATEAU, BRAZIL: TECTONIC SETTING, RELATION TO VULCANIC EVENTS AND SOME COMMENTS ON HYDROCARBON POTENCIAL(EXT. ABS.): AAPG HEDBERG CONFERENCE, STAVANGER, NORWAY.

•Gomide, J. (1976)- Estudo bioestratigráfico da Bacia de Campos – plataforma continental brasileira. Rio de Janeiro, Petrobrás (Relatório Interno).

•GOMIDE, J.(1982)- BIOESTRATIGRAFIA DO NANOPLÂNCTON CALCÁRIO DA BACIA DE CAMPOS. BOL. TÉC. PETROBRÁS, 25(3), p. 129-137.

•GRAMMER, G.M. & GINSBURG, R.N. (1992)- HIGHSTAND VERSUS LOWSTAND DEPOSITION ON CARBONATE PLATFORM MARGINS: INSIGHT FROM QUATERNARY FORESLOPES IN THE BAHAMAS. MARINE GEOLOGY, V. 103, P. 125-136.

•GROSSMAN, E.L. (1984b)- STABLE ISOTOPE FRACTIONATION IN LIVE BENTHIC FORAMINIFERA FROM THE SOUTHERN CALIFORNIA BORDERLAND. PALEOGEOGR.PALEOCLIMATOL. PALEOECOL. 47, P. 301-327.

•Guimarães, P.P.D.; Almeida, H.P.; Kowsmann, R.O.; costa, M.P.A. e Boa Hora, M.P.P. (1982)- Modelagem gravimétricana porção sul do Platô de São Paulo e suas implicações geológicas. In: XXXII Congresso Brasileiro de geologia, Salvador, Ba, v.4, p. 1570-1575.

•HANDFORD, C.R. AND LOUCKS, R.G. (1993)- CARBONATE DEPOSITIONAL SEQUENCES AND SYSTEMS TRACTS – RESPONSES OF CARBONATE PLATFORMS TO RELATIVE SEA-LEVEL CHANGES, IN: R.G. LOUCKS AND R. SARG, EDS., CARBONATE SEQUENCE STRATIGRAPHY: RECENT ADVANCES AND APPLICATIONS: AAPG MEMOIR 57, p.3-41. •HANDFORD, C.R. (1990)- HALITE DEPOSITIONAL FACIES IN A SOLAR SALT POND: A KEY TO INTERPRETING PHYSICAL ENERGY AND WATER DEPTH IN ANCIENT DEPOSITS?. GEOLOGY, v. 18, p. 691-694.

•HANDFORD, C.R. AND LOUCKS, R.G. (1990)- DYNAMIC RESPONSE OF CARBONATE SYSTEMS TRACTS TO RELATIVE SEA LEVEL CHANGES AND THE DEVELOPMENT OF CARBONATE DEPOSITIONAL SEQUENCES IN PLATFORMS AND RAMPS (ABSTRACT): AAPG BULLETIN, v.74, P. 669.

•HANDFORD, C.R. AND LOUCKS, R.G. (1991)- UNIQUE SIGNATURE OF CARBONATE STRATA AND THE DEVELOPMENT OF DEPOSITIONAL SEQUENCE AND SYSTEMS TRACT MODELS FOR RAMPS, RIMMED SHELVES, AND DETACHED PLATFORMS: AAPG BULLETIN, v. 75, p. 588.

• HAQ, B.U., J. HARDENBOL, AND P.R. VAIL (1987)- CRONOLOGY OF FLUCTUATING SEA LEVELS SINCE THE TRIASSIC: SCIENCE, V. 235, P.1156-1166.

•Herrle, J. O.; Köβler, P.; Friedrich, O.; Erlenkeuser, H. and Hemleben, C.(2004)- Highresolution carbon isotope records of the Aptian to Lower Albian from Se France and the mazagan Plateau (DSDP Site 545): a stratigraphic tool for paleoceanographic and paleobiologic reconstruction. Earth and Planetary Science Letters 218, p.149-161.

•Hine, A. C. (1977)- Lily Bank, Bahamas: History of an active oolite sand shoal. Journal of Sedimentary Petrology, v. 47, p. 1554-1581.

•Hine, A. C. & Neumann, A.C. (1977)-Shallow carbonate bank margin growth and structure, Little Bahama Bank. AAPG Bulletin, v. 61, p. 376-406.

•Hine, A. C.; BROOKS, G.R.; DAVIS JR, R.A.; DUNCAN, D.S.; LOCKER, S.D.; TWICHELL, D.C.; GELFENBAUM, G. (2003)- THE WEST-CENTRAL FLORIDA INNER SHELF AND COASTAL SYSTEM: A GEOLOGIC CONCEPTUAL OVERVIEW AND INTRODUCTION TO THE SPECIAL ISSUE. MARINE GEOLOGY 200, P. 1-17.

•Hoefs, J. (1987)- Stable Isotope Geochemistry. Springer-Verlag, Berlin. 241p.

•HSÜ, K.J. & MCKENZIE, J.A. (1985)- A "STRANGELOVE" OCEAN IN THE EARLIEST TERTIARY. IN: THE CARBON CYCLE AND ATMOSPHERIC CO₂:NATURAL VARIATIONS ARCHEAN TO PRESENT (E. T. SUNDQUIST AND W.S. BROECKER, EDS.), AMERICAN GEOPHYSICAL MONOGRAPHS, WASHINGTON DC., 32, P.487-492.

•Huber, B.T.; Hodell, D.A. and Hamilton, C. P.(1995)- Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. GSA Bulletin, v. 107, no. 10, p.1164-1191.

•Hunt, D. and Tucker, M.E.(1993)- Sequence stratigraphy of carbonate shelves with an example from the mid-Cretaceous (Urgonian) of southeast France, In: H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq, G.P. Allen, eds., Sequence Stratigraphy and Facies Associations: IAS Special Publication No. 18, Blackwell scientific publications, p. 307-341.

•INGERSOLL, R.V. (1988)-TECTONICS OF SEDIMENTARY BASINS: GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA BULLETIN, V.100, p. 1704-1719.

•IRWIN, M.L. (1965) –GENERAL THEORY OF EPEIRIC CLEAR WATER SEDIMENTATION: AAPG BULLETIN, V. 49, P. 445-459.

• JACQUIN, T.; ARNAUD-VANNEAU, A.; ARNAUD, H.; RAVENNE, C. AND VAIL, P.R. (1991)- SYSTEMS TRACTS AND DEPOSITIONAL SEQUENCES IN A CARBONATE SETTING: A STUDY OF CONTINUOUS OUTCROPS FROM PLATFORM TO BASIN AT THE SCALE OF SEISMIC LINES. MARINE AND PETROLEUM GEOLOGY, V. 8, P. 122-139.

• JAMES, N. P. (1979)- FACIES MODELS 9. INTRODUCTION TO CARBONATE FACIES MODELS, IN: R.G. WALKER, ED., FACIES MODELS: GEOSCIENCE CANADA REPRINT SERIES 1, p. 105-107.

• JENKYNS, H.C. (1995)- CARBON-ISOTOPE STRATIGRAPHY AND PALEOCEANOGRAPHIC SIGNIFICANCE OF THE LOWER CRETACEOUS SHALLOW-WATER CARBONATES OF RESOLUTION GUYOT, MID-PACIFIC MOUNTAINS. IN WINTERER, E.L.; SAGER, W.W.; FIRTH, J.V. AND SINTON, J. M. (EDS). PROCEEDINGS OF THE OCEAN DRILLING PROGRAM, SCIENTIFIC RESULTS, VOL. 143, p.99-104.

• JENKYNS, H.C.; GALE, A.S. AND CORFIELD, R.M. (1994)- CARBON- AND OXYGEN-ISOTOPE STRATIGRAPHY OF THE ENGLISH CHALK AND ITALIAN SCAGLIA AND ITS PALAEOCLIMATIC SIGNIFICANCE. GEOL. MAG. 131 (I),1994, CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, PP. 1-34.

• JERVEY, M.T. (1988)- QUANTITATIVE GEOLOGICAL MODELING OF SILICICLASTIC ROCK SEQUENCES AND THEIR SEISMIC EXPRESSION. IN C. K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.ST.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS, AND J.C. VAN WAGONER, EDS., SEA LEVEL CHANGES: AN INTEGRATED APPROACH. SEPM SPECIAL PUBLICATION No. 42, P. 47-69.

•KARNER, G.D. (2000)- RIFTS OF THE CAMPOS AND SANTOS BASINS, SOUTHEAST BRAZIL: DISTRIBUITION AND TIMING, IN M.R. MELLO AND B.J. KATZ, EDS., PETROLEUM SYSTEMS OF SOUTH ATLANTIC MARGINS: AAPG MEMOIR 73, P.301-315.

•Kelts, K & McKenzie, J.A. (1982)- Diagenetic dolomite formation in Quaternary anoxic diatomaceous muds of DSDP Leg 64, Gulf of California. Initial Rep. DSDP 64, p. 553-569.

•KENNETT, J.P. & STOTT, L. D. (1990)- PROTEEUS AND PROTO-OCEANUS: ANCESTRAL PALEOGENE OCEANS AS REVEALED FROM ANTARTIC STABLE ISOTOPIC RESULTS: ODP LEG 113, IN PROCEEDINGS OF THE OCEAN DRILLING, SCIENTIFIC RESULTS, 113, p. 865-879.

•Kenter, J.A.M. (1990)- CARBONATE PLATFORM FLANK: SLOPE ANGLE AND SEDIMENT FABRIC. SEDIMENTOLOGY, V. 37, P. 777-794.

•Kenter, J.A.M. & Schlager, W. (1989)- Comparison of shear strength in calcareous and siliciclastic marine sediments. Marine Geology, v. 88, p.145-152.

•Killingley, J.S. (1983)- Effects of diagenetic recrystallization on ¹⁸O/¹⁶O values of deep-sea sediments. Nature (London) 301, p.594-597.

•Koutsoukos, E.A.M. (1984)- Evolução paleoecológica do Albiano ao Maastrichtiano na área noroeste da Bacia de Campos, Brasil, com base em foraminíferos. Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Jneiro, 1984. Anais SBG, v. 3, p. 685-698.

•Koutsoukos, E.A.M. (1987)- A área noroeste da Bacia de Campos, Brasil, do Mesocretáceo ao Neocretáceo: evolução paleoambiental e paleogeográfica pelo estudo de foraminíferos. Rev. Bras. Geoc., 17(2), p.168-172.

•Kulbicki, G. & Rumeau, J.L. (1967)- Influence du milieu sur les teneurs en elementstraces des vase marines du Golf de Gascogne. Bulletin de la Centre de Recherches Pau-SNPA 1, p. 111-124. •Kumar, N. & Gamboa, L.A.P. (1979)- Evolution of the São Paulo Plateau (southeasthern brazilian margin) and implications for the early history of the South Atlantic . Geological Society of America Bulletin, part. 1, v. 90, p. 281-293.

•Land, L.S. (1980)- The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. In: Concepts and models of dolomitization. Soc. Econ. Paleontol. Min. Special Publication 28, p. 87-110.

•Lees, A. (1975)- Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. Marine Geology, v. 19, p. 159-198.

•Lees, A. & Buller, A. T. (1972)- MODERN TEMPERATE-WATER AND WARM-WATER SHELF CARBONATE SEDIMENTS CONTRASTED. MARINE GEOLOGY, V. 13, M67-M73.

•Le Riche, H.H. (1959)- The distribution of certain trace elements in the Lower Lias of Southern England. Geochimica et Cosmochimica Acta 16, p. 101-122.

•LOREAU, J.P. & PURSER, B.H. (1973)- DISTRIBUTION AND ULTRA-STRUCTURE OF HOLOCENE OOIDS IN THE PERSIAN GULF. IN B.H.PURSER, ED., THE PERSIAN GULF: BERLIN, SPRINGER-VERLAG, P. 279-328.

•LOUCKS, R.G. (1999)- PALEOCAVE CARBONATE RESERVOIRS: ORIGINS, BURIAL-DEPTH MODIFICATIONS, SPATIAL COMPLEXITY, AND RESERVOIR IMPLICATIONS. AAPG BULLETIN, V. 83, No. 11 (NOV. 1999), p. 1795–1834.

•LOUTIT, T.S.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R; BAUM, G.R. (1988)- CONDENSED SECTIONS: THE KEY TO AGE DETERMINATION AND CORRELATION OF CONTINENTAL MARGIN SEQUENCES. IN C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G. ST.C. KENDALL, H. W. POSAMENTIER, C.A. ROSS, AND J.C. VAN WAGONER, EDS., SEA LEVEL CHANGES: AN INTEGRATED APPROACH: SEPM SPECIAL PUBLICATION No 42, P. 183-213.

•LOWENSTAM, H.A. (1961)- MINERALOGY, ¹⁸O/¹⁶O RATIOS AND STRONTIUM AND MAGNESIUM CONTENTS OF RECENT AND FOSSIL BRACHIOPODS AND THEIR BEARING ON THE HISTORY OF THE OCEANS. JOURNAL OF GEOLOGY 69, P.241-260.

•LUCIA, F.J. (1972)- RECOGNITION OF EVAPORITE-CARBONATE SHORELINE SEDIMENTATION. IN J.K. RIGBY AND W. K. HAMBLIN, EDS., RECOGNITION OF ANCIENT SEDIMENTARY ENVIRON MENTS: SEPM SPECIAL PUBLICATIONS No.16, p. 61-191.

•Macedo, J. M. 1991- Evolução Tectônica da Bacia de Santos e Áreas Continentais Adjacentes: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares, Petrobrás, p. 361-374.

•MAGNIER, PH.; OKI, T.; KARTAADIPUTRA, L.W. (1975)- THE MAHAKAM DELTA, KALIMANTAN, INDONESIA. PROCEEDINGS, NINTH WORLD PETROLEUM CONGRESS, v. 2, GEOLOGY, p. 239-250.

•MAZZULLO, J.; MALICSE, A.; SIEGEL, J.(1991)- FACIES AND DEPOSITIONAL ENVIRONMENTS OF THE SHATTUCK SANDSTONE ON THE NORTHWEST SHELF OF THE PERMIAN BASIN. JOURNAL OF SEDIMENTARY PETROLOGY, V. 61, P. 940-958.

•McCrea, J.M.(1950)- The isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. Journal of chemical and Physics 18, p. 849-857.

•MCKENZIE, J. (1984)- HOLOCENE DOLOMITIZATION OF CALCIUM CARBONATE SEDIMENTS FROM THE COASTAL SABKHAS OF ABU DHABI, U.A.E.: A STABLE ISOTOPE STUDY. JOURNAL OF GEOL.89, P. 185-198.

•MCKENZIE, J.; BERNOULLI, D.; GARRISON, R.E. (1978)- LITHIFICATION OF PELAGIC-HEMIPELAGIC SEDIMENTS AT DSDP SITE 372: OXYGEN ISOTOPE ALTERATION WITH DIAGENESIS. INITIAL REP. DSDP 41, p. 473-478.

•MCKENZIE, J. & KELTS, K.R. (1979)- A STUDY OF INTERPILLOW LIMESTONES FROM THE M-ZERO ANOMALY, DSDP LEG 51, SITE 417 D. INITIAL REP. DSDP 51-53, 2, p. 753-769.

•Meyers, W. J. (1988)- Paleokarstic features in Mississippian limestones, New Mexico. In N.P. James and P.W. Choquette, eds., Paleokarst: New York, Springer-Verlag, p.306-328.

•Meisling, K. E., P. R. Cobbold, V. S. Mount, 2001, Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil: AAPG Bulletin, v.85, no.11, p.1903-1924.

•Miller, K.G.; Wright, J.D.; Browning, J.V. (2005)- Visions of ice sheets in a greenhouse world. Marine Geology 217, 2005, p.215-231.

•MILLIKEN, K.L.; LAND, L.S.; LOUCKS, R.G. (1981)- HISTORY OF BURIAL DIAGENESIS DETERMINED FROM ISOTOPIC GEOCHEMISTRY, FRIO FORMATION, BRAZORIA COUNTY, TEXAS. AM. ASSOC. PETROL. GEOL. BULL. 65, p. 1397-1413.

•MITCHELL, S.F.; PAUL, C.R.C. AND GALE, A.S. (1994)- CARBON ISOTOPES AND SEQUENCE STRATIGRAPHY. IN HOWELL, J.A.& AITKEN, J.F. (EDS), HIGH RESOLUTION SEQUENCE STRATIGRAPHY: INNOVATIONS AND APPLICATIONS. GEOLOGICAL SOCIETY SPECIAL PUBLICATION NO. 104, PP. 11-24.

•MITCHUM, R.M., JR; VAIL, P.R.; SANGREE, J.B. (1977)- SEISMIC STRATIGRAPHY AND GLOBAL CHANGES OF SEA LEVEL, PART 6: STRATIGRAPHIC INTERPRETATION OF SEISMIC REFLECTION PATTERNS IN DEPOSITIONAL SEQUENCES. IN PAYTON, C.E., ED., SEISMIC STRATIGRAPHY – APPLICATIONS TO HYDROCARBON EXPLORATION: AAPG MEMOIR 26, p.117-133.

•MODICA, C.J., AND E. R. BRUSH, 2004, POSRIFT SEQUENCE STRATIGRAPHY, PALEOGEOGRAPHY, AND FILL HISTORY OF DEEP-WATER SANTOS BASIN, OFFSHORE SOUTHEAST BRAZIL: AAPG BULLETIN, V.88, NO.7, P.923-945.

•MOHRIAK, W.U, J.M. MACEDO, R.T. CASTELLANI, H.D. RANGEL, A. Z. N. BARROS, M. A. L. LATGÉ, J.A. RICCI, A.M.P. MIZUSAKI, P. SZATMARI, L.S. DEMERCIAN, J.G. RIZZO, AND J.R. AIRES, 1995, SALT TECTONICS AND STRUCTURAL STYLES IN THE DEEP WATER PROVINCE OF THE CABO FRIO REGION, RIO DE JANEIRO, BRAZIL, IN M.P.A. JACKSON, D.G. ROBERTS, AND S. SNELSON, EDS., SALT TECTONICS: A GLOBAL PERSPECTIVE: AAPG MEMOIR 65, P.273-304.

•Moldovanyi, E.P. & lohmann, K.C. (1984)-Isotopic and petrographic record of phreatic diagenesis: Lower Cretaceous Sligo and Cupido Formations. J. Sediment. Petrol. 54, p. 972-985.

•Mullins, H.T. & Cook, H.E. (1986)- CARBONATE APRON MODELS: Alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. Sedimentary Geology, v. 48, p. 37-79.

•Mullins, H.T.; Dolan, J.; Breen, N.; Andersen, B.; Gaylord, M.; Petruccione, J.L.; Wellner, R.W.; Melillo, A.J.; Jurgens, A.D. (1991)- carbonate platforms: Response to tectonic processes. Geology, v. 19, p. 1089-1092.

•Newell, N. D.; Purdy, E.G.; Imbrie, J. (1960)- Bahamian oolitic sand. Journal of Geology, v. 68, p. 481-497.

•PAPAVASSILOU, C.T. & COSGROVE, M.E. (1982)- THE GEOCHEMISTRY OF DSDP SEDIMENTS FROM SITE 223 (INDIAN OCEAN). CHEMICAL GEOLOGY 37, P. 299-315.

•PARKER, R. (1985)- BUFFERS, ENERGY STORAGE, AND THE MODE AND TEMPO OF GEOLOGIC EVENTS. GEOLOGY, V. 13, P. 440-442.

•PEDERSEN, T.F. & CALVERT, S.E. (1990)- ANOXIA VS. PRODUCTIVITY: WHAT CONTROLS THE FORMATION OF ORGANIC-RICH SEDIMENTS AND SEDIMENTARY ROCKS?. AAPG BULLETIN 74, P. 454-466.

• PEREIRA, M. J.; BARBOSA, C.M.; AGRA, J.; GOMES, J.B.; ARANHA, L.G.F.; SAITO, M.; RAMOS, MA.; CARVALHO, M.D.; STAMATO, M.; BAGNI,O.(1986)- ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE SANTOS: ANÁLISE DAS SEQÜÊNCIAS, SISTEMAS DEPOSICIONAIS E REVISÃO LITOESTRATIGRÁFICA. ANAIS DO XXXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, GOIÂNIA, GOIÁS, 1986, V.1, P. 65-79.

•Pereira, M. J. & Macedo, J. M.(1990)- A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira: Boletim de Geociências da Petrobrás, v.4, p. 3-11.

•Pereira, M.J. e Feijó,F.J.(1994)- Bacia de Santos. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 8, n-1, p.219-234.

• PISCIOTTI, K.A. & MAHONEY, J.J. (1981)- ISOTOPIC SURVEY OF DIAGENETIC CARBONATES, DSDP Leg 63. Initial Rep. DSDP 63, p. 595-609.

• POMAR, L. (1991)- REEF GEOMETRIES, EROSION SURFACES AND HIGH-FREQUENCY SEA LEVEL CHANGES, UPPER MIOCENE REEF COMPLEX, MALLORCA, SPAIN. SEDIMENTOLOGY, V. 38, P. 243-269.

•Pomar, L. (1993)- High-resolution sequence stratigraphy in prograding Miocene carbonates: application to seismic interpretation: Chapter 15, in: R.G. Loucks and R. Sarg, eds., Carbonate Sequence Stratigraphy: recent advances and applications: AAPG Memoir 57, 545P.

•POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R.(1988)- EUSTATIC CONTROLS ON CLASTIC DEPOSITION II – SEQUENCE AND SYSTEMS TRACT MODELS, IN: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G. ST. C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C. A. ROSS, AND J.C. VAN WAGONER, EDS., SEA LEVEL CHANGES: AN INTEGRATED APPROACH: SEPM SPECIAL PUBLICATION No. 42, P.125-154.

•POSAMENTIER, H.W. & JAMES, D.P.(1993)- AN OVERVIEW OF SEQUENCE-STRATIGRAPHIC CONCEPTS: USES AND ABUSES, IN: H.W. POSAMENTIER, C.P. SUMMERHAYES, B. U. HAQ AND G.P. ALLEN, EDS., SEQUENCE STRATIGRAPHY AND FACIES ASSOCIATIONS: IAS SPECIAL PUBLICATION No 18, BLACKWELL SCIENTIFIC PUBLICATIONS, P. 3-18.

• POSAMENTIER, H.W. & Allen, G.P.(1994)- Siliciclastic Sequence stratigraphy. Concepts and Applications. AAPG Short Course, 89 p • POSAMENTIER, H.W. & ALLEN, G.P. (1999)- SILICICLASTIC SEQUENCE STRATIGRAPHY – CONCEPTS AND APPLICATIONS: SEPM CONCEPTS IN SEDIMENTOLOGY AND PALEONTOLOGY NO 7, TULSA, OKLA., 210P.

•*Raiswell, R. & Berner, R.A. (1985)- Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. American Journal of Science 285, p. 710-724.*

•RAJA GABAGLIA, G. P.E MILANI, E.J. (1990)- ORIGEM E EVOLUÇÃO DE BACIAS SEDIMENTARES. PETROBRAS.

•RAVNAS, R. & STEEL, R.J. (1998)- ARCHITECTURE OF MARINE BASIN SUCCESSIONS. AAPG BULLETIN, V. 82, P. 110-146.

• READ, J.F. (1985)- CARBONATE PLATFORM FACIES MODELS: AAPG BULLETIN, V.69, P. 1-21.

•Robaina, L. E. S.; Formoso, M.L.L.: Spadini, A.R.(1993)- Geoquímica dos Reservatórios Carbonáticos da Formação Macaé (Eo-Meso-Albiano) nos Campos de Pampo e Enchova, Bacia de Campos, Brasil. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, vol.7, n^o 1/4, p.103-134.

•Rodrigues, R. (1995)-Aplicação da estratigrafia química na identificação de eventos paleoceanográficos: exemplos do Paleozóico ao Cenozóico. In 1º Seminário Latino-Americano de Geoquímica Orgânica no Meio Ambiente/ 1º Workshop sobre Paleoceanografia com Ênfase em Micropaleontologia e Estratigrafia, Gramado (RS), 12-15/11/95, IG/CPGEO/UFRGS, Porto Alegre, pp. 73-80.

•Rodrigues, R. (1998)-Estratigrafia Química: 3- Elementos Químicos. Rio de Janeiro, UERJ/IG/DGEL, 50P (Notas de Aula).

•*Rodrigues,R.(2005)- Chemostratigraphy. In: E.Koutsoukos, ed., Applied Stratigraphy. Dordrecht, The Netherlands, Springer, p. 165-178.*

•Rodrigues, R., Abreu, V.S. e Takaki, T. (1989)- Utilização dos isótopos de carbono, Oxigênio e Estrôncio em correlações estratigráficas. I SINTEX, Petrobrás, Departamento de Exploração, Rio de Janeiro, p 317-325.

• Rodrigues, R.; Azevedo, R.L.M.; Estrada, N.M.; Rehim, R.A.A.A.; Sato, K.; Kawashita, K. e SolianiI Jr, E. (1994)- Inferências cronoestratigráficas para os carbonatos da Bacia de Parecís, com base em dados de razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. In 38^o Cong. Bras. Geologia, Camboriú (SC). Bol., p. 286-287.

•Rodrigues, R. e Takaki, T. (1987)- O Cretáceo Inferior nas bacias sedimentares da costa leste do Brasil: análise isotópica e suas implicações ambientais. Rev. Bras. Geociências, 17: 177-179.

• ROSA, A.L.R.(2005)- ANÁLISE DO SINAL SÍSMICO. DOCUMENTO INTERNO DA PETROBRAS.

•Rubinson, M. & Clayton, R.N. (1969)- Carbon-13 fractionation between aragonite and calcite. Geochim. Cosmochim. Acta 33, p. 997-1002.

• RUDOLPH, K.W., AND LEHMANN, P.J. (1989)- PLATFORM EVOLUTION AND SEQUENCE STRATIGRAPHY OF THE NATUNA PLATFORM, SOUTH CHINA SEA, IN: P.D. CREVELLO, J.L. WILSON, J.F. SARG, J.F. READ, EDS., CONTROLS ON CARBONATE PLATFORM AND BASIN DEVELOPMENT: SEPM SPECIAL PUBLICATION No. 44, p. 353-361. •SARG, J.F.(1988)- CARBONATE SEQUENCE STRATIGRAPHY, IN: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G.ST. C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS, J.C. VAN WAGONER, EDS., SEA LEVEL CHANGES: AN INTEGRATED APPROACH: SEPM SPECIAL PUBLICATION No. 42, p. 155-181.

•Savin, S.M. (1977)- The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years. Annu. Rev. Earth Planet Sci. 5, p. 319-355.

•Schlager, W. (1981)- The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. Geological Society of America Bulletin, v. 92, p. 197-211.

•Schlager, W. (1989)- Drowning Unconformities on Carbonate Platforms. in P.D. Crevello, J.L.Wilson, J.F. Sarg, J.F. Read, eds., Controls on Carbonate Platform and Basin Development: SEPM Special Publication No. 44, p.15-25.

•Schlager, W. (1991)-Depositional bias and environmental change—important factors in sequence stratigraphy. Sedimentary Geology, v. 70, p. 109-130.

•Schlager, W. & Camber, O. (1986)- submarine slope angles, drowning unconformities, and self-erosion of limestone escarpments. Geology, v. 14, p. 762-765.

•Schlager, W. & Jenkyns, H.C. (1976)- cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. Geologie en Mijnbouw 55: p. 179-184.

• Schmitz, B. (1987)- Baryum equatorial high productivity and the northward wandering of the Indian continent. Paleoceanography 2, p. 67-78.

•Scholle, P.A.& Arthur, M.A. (1980)- Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 64, p.67-87.

•Schreiber, B.C. & Hsü, K.J.(1980)- evaporites . In G.D. Hobson, ed., Developments in Petroleum Geology, v. 2. London, Applied Science Publishers, p. 87-138.

•Schwarz, H.U. (1982)- Subaqueous slope failures-experiments and modern occurrences. In H. Fuchtbauer, A. P. Lisitzyn, J.D. Milliman, and E. Seibold, eds., Contributions to Sedimentology. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nagele u. Obermiller), 116 p.

•Scoffin, T.P. (1987)-AN INTRODUCTION TO CARBONATE SEDIMENTS AND ROCKS. NEW YORK, CHAPMAN AND HALL, 274 P.

•Severino, M.C.G. (2000)- Evolução da Sedimentação Carbonática/ Siliciclástica Miocênica na Porção Sul da Bacia de Santos, Margem Sudeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. Porto Alegre. UFRGS. 1839.

•Shackleton, N.J. (1967)-Oxygen isotope analyses and paleotemperature reassessed. Nature 215, p. 15-17.

•Shackleton, N.J. (1977a)-The oxygen isotope stratigraphic record of the late Pleistocene. Philos Trans. Real Soc. London, Ser. B 280, p. 169-182.

•Shackleton, N.J.& Kennett, J.P. (1975)- paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antartic glaciation: oxygen and carbon isotope analysis in DSDP 277, 279 and 281, in: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 29, p.743-755. • SHACKLETON, N.J.& OPDYKE, N.D. (1973)- OXYGEN ISOTOPE AND PALEOMAGNETIC STRATIGRAPHY OF EQUATORIAL PACIFIC CORE V 28- V 39: OXYGEN ISOTOPE TEMPERATURES AND ICE VOLUMES ON A 10⁵ AND 10⁶ YEAR SCALE. Q. Res. 3, p. 39.

•SHACKLETON, N.J., HALL, M.A.; LINE, J.; SHUXI, C (1983)-CARBON ISOTOPE DATA IN CORE V19-30 CONFIRM REDUCED CARBON DIOXIDE CONCENTRATIONS IN THE ICE AGE ATMOSPHERE. NATURE (LONDON) 306, P. 319-322.

•Sharma, T. & Clayton, R.N. (1965)- Measurement of ¹⁸O/¹⁶O ratios of total oxygen of carbonates. Geochimica Cosmochimica Acta 29, p. 1347-1353.

•Sheriff, R. E. (1980)- Seismic Stratigraphy. Boston, International Human resources Development Corporation, 227 p.

•Spence, G.H. and Tucker, M. (1999)- Modeling carbonate microfacies in the context of high-frequency dynamic relative sea-level and environmental changes. Journal of Sedimentary Research, Vol. 69, No. 4, p. 947-961.

•Spadini, A.R, Esteves, F.R., Dias-Brito, D., Azevedo, R.L.M. and Rodrigues, R.(1988)- The Macaé Formation, Campos Basin, Brazil: Its evolution in the context of the initial history of the South Atlantic. Rev. Bras. Geoc. 18 (3), p. 261-272.

•THIERSTEIN, H.R.; GEIZZENUER, K.R.; MOLFINO, B.; SHACKLETON, N.J. (1977)- GLOBAL SYNCHRONEITY OF LATE QUATERNARY COCCOLITH DATUM LEVELS: VALIDATION BY OXYGEN ISOTOPES. GEOLOGY 5, P. 400-404.

• TUCKER, K. E.; HARRIS, P.M. AND NOLEN-HOEKSEMA, R.C. (1998)- GEOLOGIC INVESTIGATION OF CROSS-WELL SEISMIC RESPONSE IN A CARBONATE RESERVOIR, MCELROY FIELD, WEST TEXAS. AAPG BULLETIN, V. 82, NO. 8, P.1463-1503.

• TUCKER, M.E., CALVET, F., HUNT, D.(1993)- SEQUENCE STRATIGRAPHY OF CARBONATE RAMPS: SYSTEMS TRACTS, MODELS AND APPLICATION TO THE MUSCHELKALK CARBONATE PLATFORMS OF EASTERN SPAIN, IN: H.W. POSAMENTIER, C.P. SUMMERHAYES, B.U. HAQ, G.P. ALLEN, EDS., SEQUENCE STRATIGRAPHY AND FACIES ASSOCIATIONS: IAS SPECIAL PUBLICATION No. 18, BLACKWELL SCIENTIFIC PUBLICATIONS, P.397-415.

• TUCKER, M.E. (1991)- SEQUENCE STRATIGRAPHY OF CARBONATE-EVAPORITE BASINS: MODELS AND APPLICATION TO THE UPPER PERMIAN (ZECHSTEIN) OF NORTHEAST ENGLAND AND ADJOINING NORTH SEA. JOURNAL OF THE GEOLOGICAL SOCIETY, LONDON, V. 148, P. 1019-1036.

• TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (1990)-CARBONATE SEDIMENTOLOGY. OXFORD, BLACKWELL SCIENTIFIC PUBLICATIONS, 482 P.

• TUCKER, M.E. (1983)- DIAGENESIS, GEOCHEMISTRY AND ORIGIN OF A PRECAMBRIAN DOLOMITE: THE BECK SPRING DOLOMITE OF EASTERN CALIFORNIA. J. SEDIMENT. PETROL. 53, P. 1097-1119.

•Uesugui, N.(1976)- intervalos bioestratigráficos da Bacia de campos do Albiano ao Santoniano. Rio de Janeiro, Petrobrás. (Relatório Interno).

•Ulmishek, G.F. & Klemme, H.D. (1992)- Areal and spatial distribution and effectiveness of the world's petroleum source rocks. In: Proceedings of the 3rd World Petroleum Congress, Buenos Aires, pp. 121-136. •UREY, H.C. (1947)- THE THERMODYNAMIC PROPERTIES OF ISOTOPIC SUBSTANCES. JOURNAL OF CHEMICAL SOCIETY, CHEMICAL COMMUNICATIONS, 1947, P. 562-581.

•VAIL ET AL. (1977)-SEISMIC STRATIGRAPHY AND GLOBAL CHANGES OF SEA LEVEL, IN: C.E. PAYTON, ED., SEISMIC STRATIGRAPHY – APPLICATIONS TO HYDROCARBON EXPLORATION: AAPG MEMOIR 26, P. 49-212.

•VAIL, P.R. (1987) - SEISMIC STRATIGRAPHY INTERPRETATION USING SEQUENCE STRATIGRAPHY, PART I; SEISMIC STRATIGRAPHY INTERPRETATION PROCEDURE, IN: A.W. BALLY, ED., ATLAS OF SEISMIC STRATIGRAPHY: AAPG STUDIES IN GEOLOGY 27, V. 1, P.1-10.

•VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N.; PEREZ-CRUZ, C. (1991)- THE STRATIGRAPHIC SIGNATURES OF TECTONICS, EUSTASY AND SEDIMENTOLOGY—AN OVERVIEW. IN EINSELE, G., RICKEN, W., AND SEILACHER, A., EDS., CYCLES AND EVENTS IN STRATIGRAPHY: BERLIN, SPRINGER-VERLAG, P. 617-659.

•Valley, J. W. & Cole, D.R. eds. (2001)- Stable Isotope Geochemistry. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, MSA and Geochemical Society, V. 43, 662 p.

•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: AAPG METHODS IN EXPLORATION SERIES, No. 7, 55P.

•VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M. ET AL. (1988)- AN OVERVIEW OF THE FUNDAMENTALS OF SEQUENCE STRATIGRAPHY AND KEY DEFINITIONS, IN: C.K. WILGUS, B.S. HASTINGS, C.G. ST.C. KENDALL, H.W. POSAMENTIER, C.A. ROSS, J.C. VAN WAGONER, EDS., SEA LEVEL CHANGES: AN INTEGRATED APPROACH: SEPM SPECIAL PUBLICATION No. 42, p. 39-45.

•VINCENT, E; KILLINGLEY, J.S.; BERGER, W.S. (1981)- STABLE ISOTOPE COMPOSITION OF BENTHIC FORAMINIFERA FROM THE EQUATORIAL PACIFIC. NATURE (LONDON) 289, P.639-643.

•Wakehan, S.G.; Farrington, J.W.; Gagosian, R.B.; Lee, C.; de Barr, H.; Nigrelli, G.E.; Tripp, B.W.; Smith, S.O.; and Frew, N.M. (1980)- Organic matter fluxes from sediment traps in the equatorial Atlantic Ocean. Nature 286, p. 798-800.

•Weber, J.N.(1968)- Fractionation of the stable isotopes of carbon and oxygen in calcareous marine invertebrates – the Asteroidea, Ophiuroidea and Crinoidea. Geochim. Cosmochim. Acta 32, p.33-70.

•WEBER, J.N. & RAUP, D.M. (1966A)- FRACTIONATION OF THE STABLE ISOTOPES OF CARBON AND OXYGEN IN MARINE CALCAREOUS ORGANISMS- THE ECHINOIDEA. I. VARIATION OF ¹³C AND ¹⁸O CONTENT WITHIN INDIVIDUALS. GEOCHIM. COSMOCHIM. ACTA 30, P. 681-703.

•WEIMER, R.J. (1992)- DEVELOPMENTS IN SEQUENCE STRATIGRAPHY: FORELAND AND CRATONIC BASINS. AAPG BULLETIN, V. 76, P. 965-982.

•WERNICKE, B. & BURCHFIEL, B.C. (1982)- MODES OF EXTENSIONAL TECTONICS: JOURNAL OF STRUCTURAL GEOLOGY, 4, P. 105-115.

•Westerlund, S.F.G.; Anderson, L.G.; Hall, P.O.J.; Iverfeldt, A.; Rutgers Van der Loeff, M.M.; and Sundby, B. (1986)-Benthic fluxes of cadmium, copper, nickel, zinc and lead in the coastal environment, Geochimica et Cosmochimica Acta 50, p. 1289-1296. •WILBER, R.J.; MILLIMAN, J.D.; HALLEY, R.B. (1990)- ACCUMULATION OF BANK-TOP SEDIMENT ON THE WESTERN SLOPE OF GREAT BAHAMA BANK: RAPID PROGRADATION OF A CARBONATE MEGABANK. GEOLOGY, V. 18, P. 970-974.

•Williams, D.F.; Sommer, M.A.; Bender, M.L.(1977)-Carbon isotopic compositions of Recent planktonic foraminifera of the Indian Ocean. Earth Planet Sci. Lett. 36, p. 391-403.

•WILLIAMS, D.F.; RÖTTGER, R; SCHMALJOHANN, R; KEIGWIN, L (1981)- OXYGEN AND CARBON ISOTOPIC FRACTIONATION AND ALGAL SYMBIOSIS IN THE BENTHIC FORAMINIFERA "HETEROSTEGINA DEPRESSA". PALAEOGEOGR. PALAEOCLIM. PALAEOECOL. 33, P. 231-251.

•Wilson, J.L. (1975)-CARBONATE FACIES IN GEOLOGIC HISTORY, SPRINGER-VERLAG, NEW YORK, 471P.

Livros Grátis

(<u>http://www.livrosgratis.com.br</u>)

Milhares de Livros para Download:

Baixar livros de Administração Baixar livros de Agronomia Baixar livros de Arquitetura Baixar livros de Artes Baixar livros de Astronomia Baixar livros de Biologia Geral Baixar livros de Ciência da Computação Baixar livros de Ciência da Informação Baixar livros de Ciência Política Baixar livros de Ciências da Saúde Baixar livros de Comunicação Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE Baixar livros de Defesa civil Baixar livros de Direito Baixar livros de Direitos humanos Baixar livros de Economia Baixar livros de Economia Doméstica Baixar livros de Educação Baixar livros de Educação - Trânsito Baixar livros de Educação Física Baixar livros de Engenharia Aeroespacial Baixar livros de Farmácia Baixar livros de Filosofia Baixar livros de Física Baixar livros de Geociências Baixar livros de Geografia Baixar livros de História Baixar livros de Línguas

Baixar livros de Literatura Baixar livros de Literatura de Cordel Baixar livros de Literatura Infantil Baixar livros de Matemática Baixar livros de Medicina Baixar livros de Medicina Veterinária Baixar livros de Meio Ambiente Baixar livros de Meteorologia Baixar Monografias e TCC Baixar livros Multidisciplinar Baixar livros de Música Baixar livros de Psicologia Baixar livros de Química Baixar livros de Saúde Coletiva Baixar livros de Servico Social Baixar livros de Sociologia Baixar livros de Teologia Baixar livros de Trabalho Baixar livros de Turismo