



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Centro de Tecnologia e Ciências

Faculdade de Geologia

Luciana Rocha Tupinambá

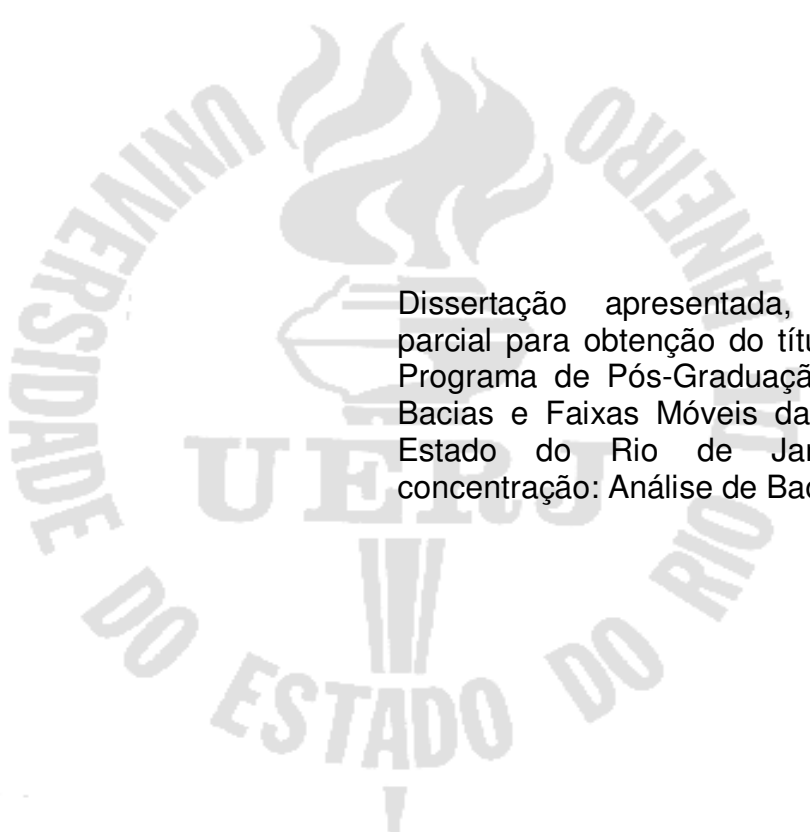
**Estratigrafia química em campos de desenvolvimento
ao norte da Bacia de Campos**

Rio de Janeiro

2010

Luciana Rocha Tupinambá

**Estratigrafia química em campos de desenvolvimento
ao norte da Bacia de Campos**



Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias

Orientador: Prof. Dr. Egberto Pereira

Rio de Janeiro

2010

CATALOGAÇÃO NA FONTE
UERJ / REDE SIRIUS / BIBLIOTECA CTC/C

T928 Tupinambá, Luciana Rocha.
Estratigrafia química em campos de desenvolvimento
ao norte da Bacia de Campos / Luciana Rocha
Tupinambá.- 2010.
70 f. : il. color.

Orientador: Egberto Pereira
Dissertação (Mestrado) – Universidade do Estado do
Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia.

1. Geologia estratigráfica - Terciário - Teses. 2.
Campos, Bacia de (RJ) – Teses. I. Pereira, Egberto. II.
Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Faculdade de
Geologia. III. Título.

CDU 551.78(815.3)

Autorizo, apenas para fins acadêmicos e científicos, a reprodução total ou parcial desta tese.

Assinatura

Data

Luciana Rocha Tupinambá

**Estratigrafia química em campos de desenvolvimento
ao norte da Bacia de Campos**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós-Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias

Aprovada em 06 de outubro de 2010

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Egberto Pereira (Orientador)
Faculdade de Geologia da UERJ

Prof. Dr. Sergio Bergamaschi
Faculdade de Geologia da UERJ

Prof. Dr. Luiz Antonio P. Gamboa
Faculdade de Geofísica da UFF

Rio de Janeiro
2010

DEDICATÓRIA

À Minha Família

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Egberto Pereira pela paciência, ajuda e orientação acadêmica.

Ao professor Sérgio Bergamaschi pela boa disposição em fazer a análise crítica desta dissertação.

À Shell pela disponibilização das amostras dados sísmicos, licença de software e treinamento de campo em turbiditos.

Ao Laboratório de Geoquímica da FGEL-UERJ, onde as análises foram realizadas.

Aos professores e funcionários do programa de pós-graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis da UERJ.

Aos Colegas e Amigos da Shell, em especial ao Jonas Castro, pelo constante apoio, incentivo e também pela colaboração na obtenção dos dados e elaboração do projeto.

À minha mãe Izabel, minha família e amigos por serem presença e motivação constantes em minha vida.

Ao meu marido e grande amigo Eduardo pela ajuda com a elaboração dos mapas de amplitude, pela compreensão e por ser como é.

RESUMO

TUPINAMBÁ, L. R. *Estratigrafia química em campos de desenvolvimento ao norte da Bacia de Campos*. 2010. 70 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

A estratigrafia química abrange a aplicação de dados geoquímicos orgânicos e inorgânicos para caracterização e correlação de poços, tanto em seqüência carbonáticas, bem como em seqüências siliciclásticas. Baseadas em assinaturas geoquímicas, essas seqüências podem ser subdivididas em unidades quimioestratigráfica distintas, possibilitando correlação em grandes áreas. O presente trabalho refere-se aos resultados de um estudo quimioestratigráfico realizado em uma área no norte da Bacia de Campos, que teve por objetivo de correlacionar três poços. O estudo quimioestratigráfico foi baseado na análise de elementos maiores a partir de amostras de calha. O intervalo estudado é representado, em sua maioria, por arenitos do Eoceno e Oligoceno da Formação Urucutuca intercalados com siltes e margas. Foram realizadas análises geoquímicas em 187 amostras. Para auxiliar na interpretação dos perfis quimioestratigráficos outras ferramentas foram utilizadas, como a análise estatística e funções discriminantes. De acordo com a concentração de elementos maiores, a correlação entre os três poços pôde ser estabelecida. Treze unidades quimioestratigráfica foram definidas. A correlação dos pacotes de arenito só foi possível entre os poços 1 e 4. O poço 2 apresenta padrões químicos similares demais, no entanto, apresenta deposição mais recente. De acordo com a interpretação das funções discriminantes pôde-se concluir que as rochas analisadas têm a mesma proveniência, variando entre uma proveniência ígnea Intermediária e proveniência sedimentar quartzosa. Das 13 unidades quimioestratigráficas correlacionadas e validadas pela interpretação sísmica, quatro (A, B, H e I) puderam ser associadas através do estudo de mapas de amplitude RMS à disposição em canais e lobos turbidíticos.

Palavras-chave: Estratigrafia. Turbiditos. Geoquímica. Bacia de Campos.

ABSTRACT

The chemical stratigraphy covers the application of organic and inorganic geochemical data for well characterization and correlation, both in carbonate sequences as well as in siliciclastic sequences. Based on geochemical signatures, these sequences can be subdivided into distinct chemostratigraphic units, allowing correlation in large areas. The present work refers to the results of a chemostratigraphic study carried out in an area in North Campos Basin, which had the objective of subdividing and correlating three wells. The chemostratigraphic was based on the analyses of major elements in cuttings samples. The studied intervals contain 187 samples and are represented by sandstones interceded with fine shale sands and marls from the Urucutuca Formation from Eocene and Oligocene. To assist in the interpretation of the chemostratigraphic profiles other tools were used, such as statistical analysis, discriminant functions. According to the concentrations of major elements, correlations among the three wells could be established. Thirteen chemostratigraphic units could be defined. The correlation of the package of sandstone was possible only between the wells 1 and 4, the well 2 has similar chemical patterns but it has a more recent deposition. According to the interpretation derived from the discriminant functions one can conclude that these rocks have the same provenance. The provenance is a mixture between Intermediate igneous provenance and quartzose sedimentary provenance. From the 13 units chemostratigraphic correlated and validated by the seismic interpretation, four (A, B, H and I) could be identified by the application of RMS amplitude maps as channels and lobes from turbidite geometries.

Keywords: Stratigraphy. Turbidites. Geochemistry, Campos Basin

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 -	Mapa de localização da Bacia de Campos.....	12
Figura 2 -	Estágios evolutivos do processo de rifteamento e superfícies discordantes que limitam a fase sin-rifte associados a exemplos de bacias brasileiras (Bueno, 2004).....	17
Figura 3 -	Carta estratigráfica da Bacia de Campos (Rangel, 1994).....	18
Figura 4 -	Caracterização dos segmentos sudeste e nordeste do Rifte Sul - Atlântico quanto à ascensão da astenosfera: riftes passivo e ativo (modificado de Milani, 1987; Dias, 1991. Apud Bueno, 2004).....	19
Figura 5 -	Feições estruturais da seção rift da Bacia de Campos (Rangel et al., 1998).....	22
Figura 6 -	Seção geológica evolutiva e bloco diagrama esquemático mostrando a evolução da supersequência do ambiente marinho restrito (Cainelli e Mohriak, 1999).....	25
Figura 7 -	Seção sísmica e interpretação da Bacia de Campos (Cainelli & Mohriak 1999).....	28
Figura 8 -	Seção geológica NW-SE da Bacia de Campos (modificado Rangel et al., 1998).....	29
Figura 9 -	Perfil de Correlação com assinaturas químicas de elementos maiores (Al ₂ O ₃ ; SiO ₂ ; Fe ₂ O ₃ ; MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O) e Unidades Químioestratigráficas individualizadas.....	42
Figura 10-	Poço4: Assinaturas químicas de elementos maiores (Al ₂ O ₃ ; SiO ₂ ; Fe ₂ O ₃ ; MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O) e Unidades Químioestratigráficas individualizadas.....	45
Figura 11-	Poço4: Diagrama de função discriminante.....	45
Figura 12-	Poço1: Assinaturas químicas de elementos maiores (Al ₂ O ₃ ; SiO ₂ ; Fe ₂ O ₃ ; MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O) e Unidades Químioestratigráficas individualizadas.....	46

Figura 13-	Poço1: Diagrama de função discriminante.....	46
Figura 14-	Poço2: Assinaturas químicas de elementos maiores (Al ₂ O ₃ ; SiO ₂ ; Fe ₂ O ₃ ; MgO, CaO, Na ₂ O, K ₂ O) e Unidades Químioestratigráficas individualizadas.....	47
Figura 15-	Poço2: Diagrama de função discriminante.....	47
Figura 16-	Freqüência relativa de elementos maiores da unidade A.....	49
Figura 17-	Freqüência relativa de elementos maiores da unidade B.....	49
Figura 18-	Freqüência relativa de elementos maiores da unidade C.....	50
Figura 19-	Freqüência relativa de elementos maiores da unidade D.....	52
Figura 20-	Freqüência relativa de elementos maiores da unidade E.....	52
Figura 21-	Freqüência relativa de elementos maiores da unidade F.....	54
Figura 22-	Freqüência relativa de elementos maiores da unidade G.....	54
Figura 23-	Freqüência relativa de elementos maiores da unidade H.....	56
Figura 24-	Freqüência relativa de elementos maiores da unidade I.....	56
Figura 25-	Freqüência relativa de elementos maiores da unidade J.....	57
Figura 26-	Freqüência relativa de elementos maiores da unidade K.....	57
Figura 27-	Freqüência relativa de elementos maiores da unidade L.....	59
Figura 28-	Freqüência relativa de elementos maiores da unidade M.....	59
Figura 29-	Seção esquemática da área de estudo.....	60
Figura 30-	Amplitude RMS: Corpo arenítico no Eoceno inferior (unidades A e B)	61
Figura 31-	Amplitude RMS: Corpo arenítico no Oligoceno (unidades H e I)....	62

SUMÁRIO

	INTRODUÇÃO	11
1	METODOLOGIA	13
1.1	Revisão bibliográfica	13
1.2	Coleta das amostras de calha	13
1.3	Descrição, Catação e análise das amostras de calha	14
1.4	Análise Geoquímica	14
1.5	Interpretação Sísmica	15
2	EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR	16
2.1	Seqüência Continental (Fase Rifte)	20
2.2	Seqüência Transicional (Andar Alagoas)	23
2.2.1	<u>Tectônica Atuante na megaseqüência marinha Transicional</u>	23
2.3	Megasseqüência Marinha	25
2.3.1	<u>Tectônica Atuante na megaseqüência marinha Franca</u>	26
2.3.2	<u>Neotectonismo</u>	29
3	TURBIDITOS (revisão bibliográfica e conceitos)	32
4	IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS SEDIMENTOS NA ÁREA DE ESTUDO	39
4.1	Análise Geoquímica de Elementos	39
4.1.1	<u>Estratigrafia de Seqüência dos poços 1, 2, e 4</u>	40
4.1.2	<u>Correlação Químioestratigráfica</u>	40
4.1.3	<u>Proveniência dos sedimentos</u>	43
4.1.4	<u>Descrição das unidades Químioestratigráficas</u>	48
4.2	Modelo deposicional da área de estudo	60
4.2.1	<u>Estudo de amplitude RMS em mapas</u>	51
5	CONCLUSÕES	63
	RÉFERÊNCIAS	65

INTRODUÇÃO

Recentes descobertas e várias oportunidades já em desenvolvimento ao norte da Bacia de Campos demandam um maior detalhamento de todo o intervalo estratigráfico nesta área, a fim de alcançar uma melhor avaliação do potencial exploratório remanescente. Fato que se refletirá em novas possibilidades de descobertas e produção de óleo e gás.

Assim, este estudo pretende caracterizar a estratigrafia e o modelo deposicional para os turbiditos da seqüência deposicional do Terciário em áreas de campos de desenvolvimento *offshore* no norte da Bacia de Campos.

Neste estudo serão realizadas análises geoquímicas em amostras de calha de tres poços e a interpretação de dados sísmicos. A análise geoquímica de elementos, quimioestratigrafia e a interpretação sísmica serão utilizadas para caracterizar e correlacionar às unidades silicicláticas identificadas.

Objetivo

O objetivo deste trabalho é a análise estratigráfica, a caracterização do sistema deposicional turbidítico e a investigação da proveniência de arenitos terciários em áreas de desenvolvimento da porção norte da Bacia de Campos. Desta forma, espera-se que os resultados obtidos contribuam para uma melhor compreensão do modelo deposicional desta área e para o desenvolvimento de metodologia que poderá ser replicada em diferentes bacias sedimentares assim como em diferentes intervalos estratigráficos

Localização

A Bacia de Campos está situada no litoral do Estado do Rio de Janeiro, abrangendo uma área de aproximadamente 100.000km² até a cota batimétrica de 3.400m. Deste total, apenas uma pequena porção (cerca de 500km²) encontra-se emersa. (Figura 1). A área de estudo concentra-se ao norte da Bacia (Figura 1b).

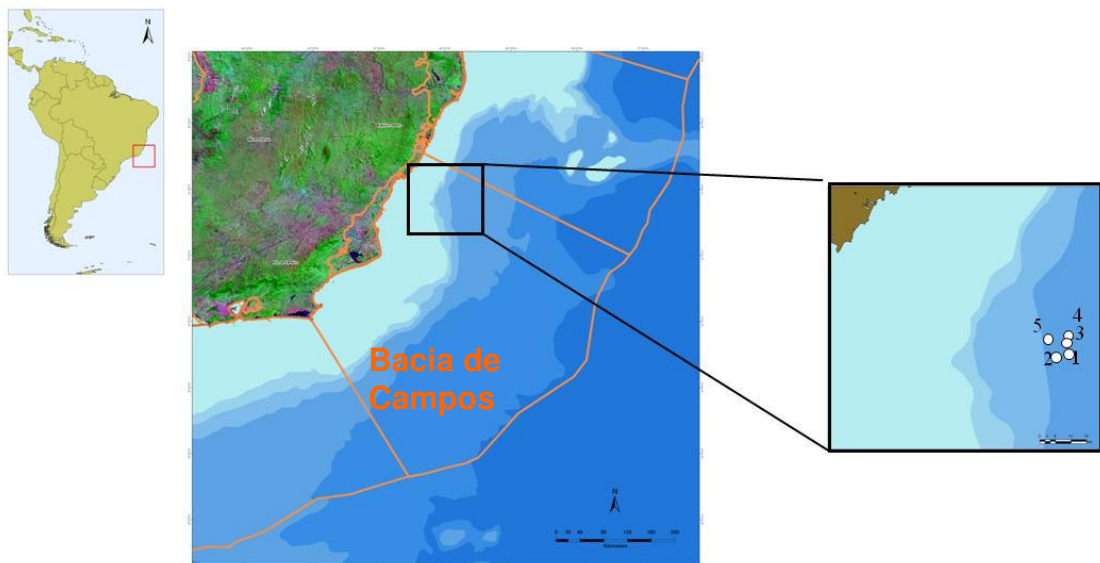


Figura 1– Mapa de localização da Bacia de Campos.

Ao norte, a bacia é parcialmente separada da Bacia do Espírito Santo, na região de águas rasas, pelo Alto de Vitória, um bloco elevado de embasamento que coincide com a terminação oeste da Cadeia de Vitória-Trindade, um importante lineamento oceânico daquela área. Em águas profundas, não existe uma separação efetiva entre as bacias de Campos e Espírito Santo. O embasamento cristalino foi escassamente amostrado em subsuperfície, e corresponde aos mesmos domínios litológicos de gnaisses pré-cambrianos que afloram nas áreas vizinhas à bacia marginal. Ao sul, o Arco de Cabo Frio limita a Bacia de Campos. A área de estudo encontra-se localizada na porção *offshore* ao norte da bacia.

1 METODOLOGIA

Para o presente trabalho foram utilizados cinco poços perfurados na Bacia de Campos. A metodologia adotada compreendeu a coleta, a análise e interpretação dos dados, além da revisão bibliográfica.

A partir das amostras de calha, análise geoquímica e da interpretação sísmica foi realizado um estudo sedimentológico buscando entender o modelo deposicional dos arenitos da Formação Ubatuba na área de estudo.

As análises geoquímicas de elementos químicos maiores foram realizadas em apenas três dos cinco poços com o intuito de subdividir e correlacionar estas rochas usando a quimioestratigrafia. Os dados de petrografia e de geoquímica foram integrados com a interpretação sísmica para o entendimento do modelo sedimentológico da área.

1.1 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica foi realizada para a compreensão do uso da geoquímica de elementos como ferramenta quimioestratigráfica no estudo de depósitos siliciclásticos, bem como na revisão da evolução dos conceitos de depósitos turbidíticos ao redor do mundo.

A revisão bibliográfica também foi utilizada para a compreensão da evolução tectônica e estratigráfica da Bacia de Campos.

1.2 Coleta das amostras de calha

Para o presente estudo foram coletadas amostras de calha de quatro poços. As amostras foram coletadas com um intervalo de 10m de acordo com a coleta realizada durante a perfuração e sempre que as amostras estavam disponíveis. Em determinados intervalos, a coleta foi realizada a cada 9m e em raros intervalos, não haviam amostras a serem coletadas.

Todos os poços utilizados são atualmente públicos e as amostras coletadas correspondem somente ao Terciário. As amostras foram cedidas pela Shell Brasil exclusivamente para este estudo.

1.3 Descrição, Catação e análise das amostras de calha.

As amostras coletadas foram descritas de acordo com o conteúdo sedimentar seguindo as características comumente utilizadas para este tipo de descrição como: litologia, percentagem, cor, tonalidade, textura, tamanho do grão, seleção, arredondamento e esfericidade do grão, firmeza; conteúdo fóssilífero e presença de minerais pesados. A descrição foi realizada no Laboratório de Petrografia Orgânica e sedimentar do Departamento de Estratigrafia e Paleontologia da faculdade de Geologia da UERJ (DEPA-FGEL)

Durante a descrição também foram catadas impurezas e minerais que pudessem não pertencer ao intervalo analisado, a fim de homogeneizar as amostras e prepará-las para a análise geoquímica, minimizando, assim, a possibilidade de contaminação e aumentando a confiabilidade dos resultados da análise de elementos.

Utilizando-se os resultados das descrições, foram elaborados gráficos com os quais é possível verificar a representação da porcentagem de areia no sistema comparativamente entre os poços.

1.4 Análise Geoquímica

A análise geoquímica foi utilizada como ferramenta quimioestratigráfica para a correlação e caracterização dos corpos areníticos da área de estudo.

As amostras depois de catadas serão pulverizadas, submetidas à extração e resíduos de óleo e, finalmente, analisadas de acordo com o conteúdo de elementos traços maiores utilizando um espectrômetro de massa com fonte de plasma induzido (ICP-MS) modelo Perkin Elmer ELAN DRC II, no Laboratório de Geoquímica da FGEL/UERJ.

O ICP-MS consiste, simplificada, em uma fonte geradora de íons (plasma), lentes selecionadoras de íons, analisador de massa e um detector. O material a ser analisado é levado até o plasma pelo argônio, elemento comumente utilizado como gás de arraste. As partículas são então atomizadas, ionizadas e introduzidas no interior do equipamento, onde os íons são focalizados e conduzidos ao sistema de análise de massa. O campo magnético no espectrômetro de massa guia os íons por uma trajetória circular, separando-os em função de sua razão m/Z .

No presente estudo, a quimioestratigrafia envolve a aplicação de elementos maiores e menores para caracterizar e correlacionar estratos, os quais foram divididos em unidades quimioestratigráficas de acordo com suas diferentes assinaturas geoquímicas. As análises foram realizadas em 187 amostras de calha de 3 poços da área de estudo.

Foi utilizado o diagrama de função discriminante proposto por Roser & Korsch (1988) para o estudo de proveniência dos sedimentos.

1.5 Interpretação Sísmica

Para se realizar os estudos sísmicos, primeiramente, foi criado um projeto de interpretação sísmica no software de interpretação Petrel, no qual foram inseridos os dados sísmicos 3D cedidos pela Shell Brasil, para a utilização neste estudo, bem como o posicionamento dos cinco poços estudados nesta pesquisa. O dado sísmico utilizado para ilustrar o presente trabalho foi cedido por meio de autorização da empresa proprietária dos mesmos.

A partir de uma interpretação sísmica preliminar foi realizado o controle de qualidade do dado sísmico, a qual permitiu o reconhecimento inicial do posicionamento dos corpos turbidíticos.

Neste trabalho foi realizado um estudo RMS. Para o mesmo foi utilizado um intervalo de 20ms (+10ms e -10ms) para cada horizonte. A visualização foi feita em mapa, sendo esta a mais utilizada para destacar a amplitude ajustada à estrutura, que pode ser uma indicação de litologia. A mesma permite, também, indicar possíveis mudanças laterais de fácies.

A extração de amplitude pôde ser feita ao longo de um horizonte e ao longo de um intervalo entre dois horizontes. Amplitudes podem ser extraídas como valores primários, a partir dos dados sísmicos, ou como RMS (root mean square) ou valor médio.

Utilizando-se do método RMS foram elaboradas seções estruturais e mapas de estudo de amplitude RMS ao longo de horizontes interpretados. Os mesmos contribuíram para a caracterização e definição do modelo de fluxos turbidíticos mapeados na área de estudo.

As análises sedimentológicas descritivas e a análise geoquímica da distribuição de elementos, previamente realizadas, foram incorporadas à interpretação sísmica possibilitando o maior entendimento do modelo deposicional da área e a interpretação sísmica detalhada.

2 EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

A Bacia de Campos é tipicamente uma bacia de margem divergente e seu desenvolvimento está diretamente relacionado com a história evolutiva das demais bacias da costa leste.

A margem divergente da América do Sul, estendendo-se por mais de 12.000 km, desde o Delta do Orinoco, no Oriente Venezuelano até a Terra do Fogo, no extremo sul da Argentina, inclui um sistema contínuo de bacias sedimentares originadas pelos mecanismos de distensão litosférica que, a partir do Mesozóico, conduziram à ruptura do paleocontinente Gondwana, e à separação definitiva das placas Africana e Sul-Americana, acompanhando a formação do Oceano Atlântico Sul (Milani et al., 2000).

A análise do desenvolvimento dos riftes brasileiros divide-se em duas correntes: uma segue a classificação tectono-sedimentar proposta em Asmus & Porto (1980) para as bacias da margem leste brasileira. A classificação se baseia no reconhecimento do sincronismo entre fases tectônicas e deposicionais específicas, cujo início da fase rifte coincide com a seqüência deposicional lacustre (Figura 1). A segunda considera seu início já durante a época de acumulação da Seqüência Continental (Bueno, 2004).

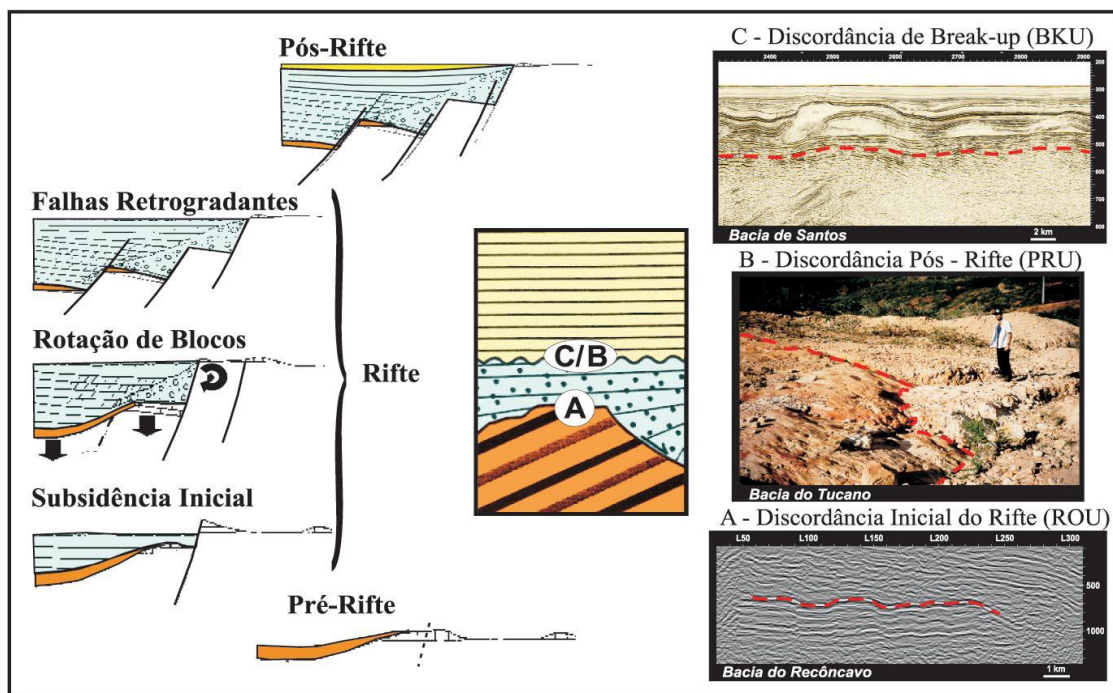
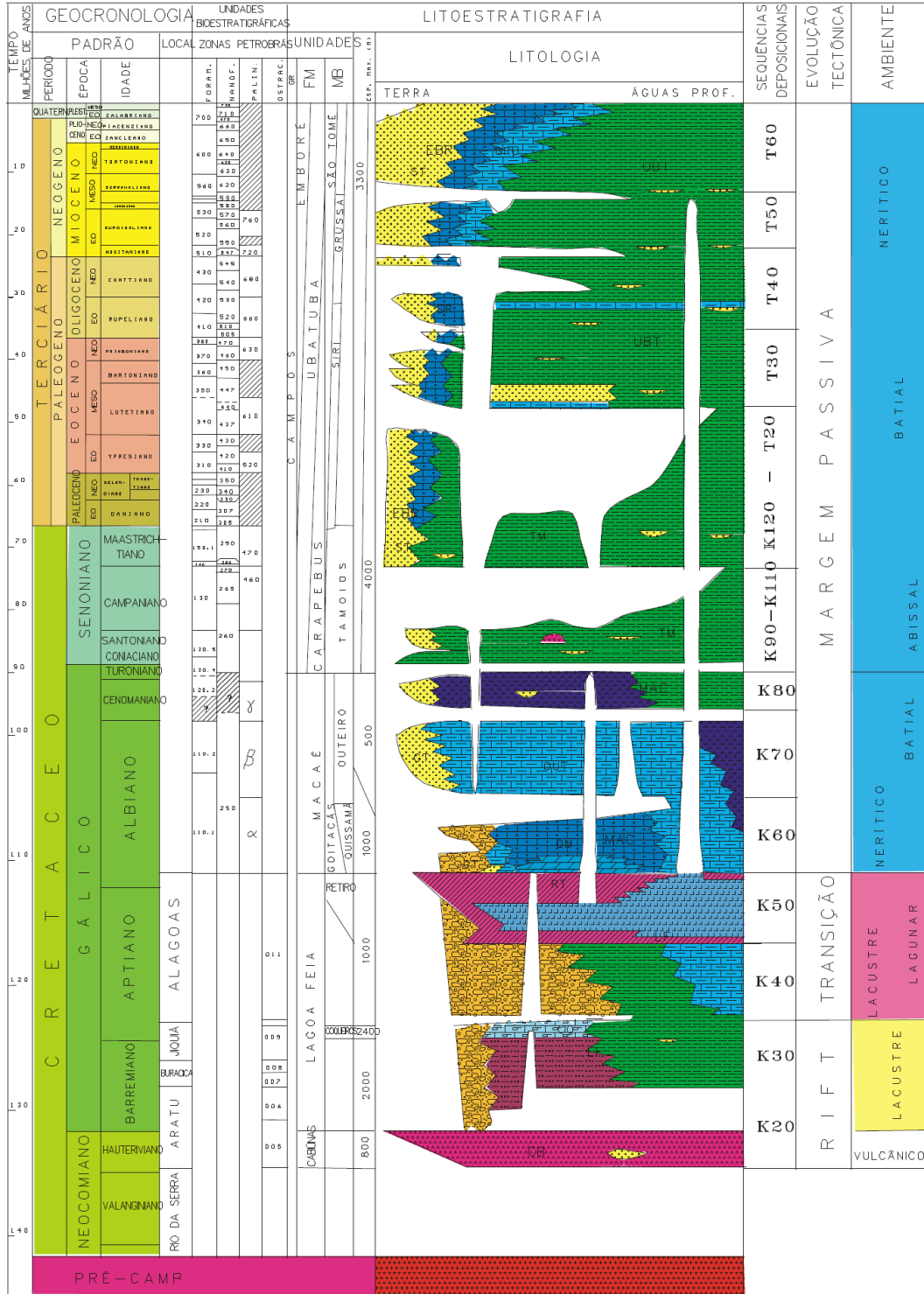


Figura 1– Estágios evolutivos do processo de rifteamento e superfícies discordantes que limitam a fase sin-rifte associados a exemplos de bacias brasileiras (Bueno, 2004).

Genericamente, podem ser individualizadas três grandes unidades com características tectono-sedimentares distintas (Figura 2, 7 e 8): Seqüência Continental, englobando os basaltos da Formação Cabiúnas e parte dos sedimentos continentais da Formação Lagoa Feia, afetados pela tectônica rifte; Seqüência Transicional, caracterizada pela deposição dos evaporitos e relativa quiescência tectônica; e Mega Seqüência Marinha, caracterizada pela deposição marinha franca (carbonática no início e siliciclástica posteriormente), afetada por intensa tectônica adiastrófica (Dias et al, 1990).

CARTA ESTRATIGRÁFICA DA BACIA DE CAMPOS
CAMPOS BASIN STRATIGRAPHIC CHART



H.D. RANGEL, 1993

Figura 2 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos (Rangel, 1994)

No segmento sul-sudeste da margem continental brasileira, a presença do volumoso vulcanismo basáltico da Província do Paraná, os arcos de Rio Grande, Ponta Grossa e o Platô de São Paulo refletem a forte influência da pluma mantélica Tristão da Cunha na elevação das geotermas na área de desenvolvimento do Rifte Sul - Atlântico, sendo excelente exemplo do modelo de rifte ativo (Figura 3). Esta ação magmática pontual entre as placas sul-americana e africana gerou uma alternância entre comportamento crustal dúctil no rifte ativo e rúptil no passivo, provavelmente sendo a responsável pela variação da largura do rifte ao longo do seu trajeto: as máximas nas bacias de Santos - Campos (~500 km); as mínimas no Sistema de Riftes Recôncavo - Tucano - Jatobá (~70 km), e uma largura média de 200 km nas regiões Sul e Nordeste (Bueno, 2004).

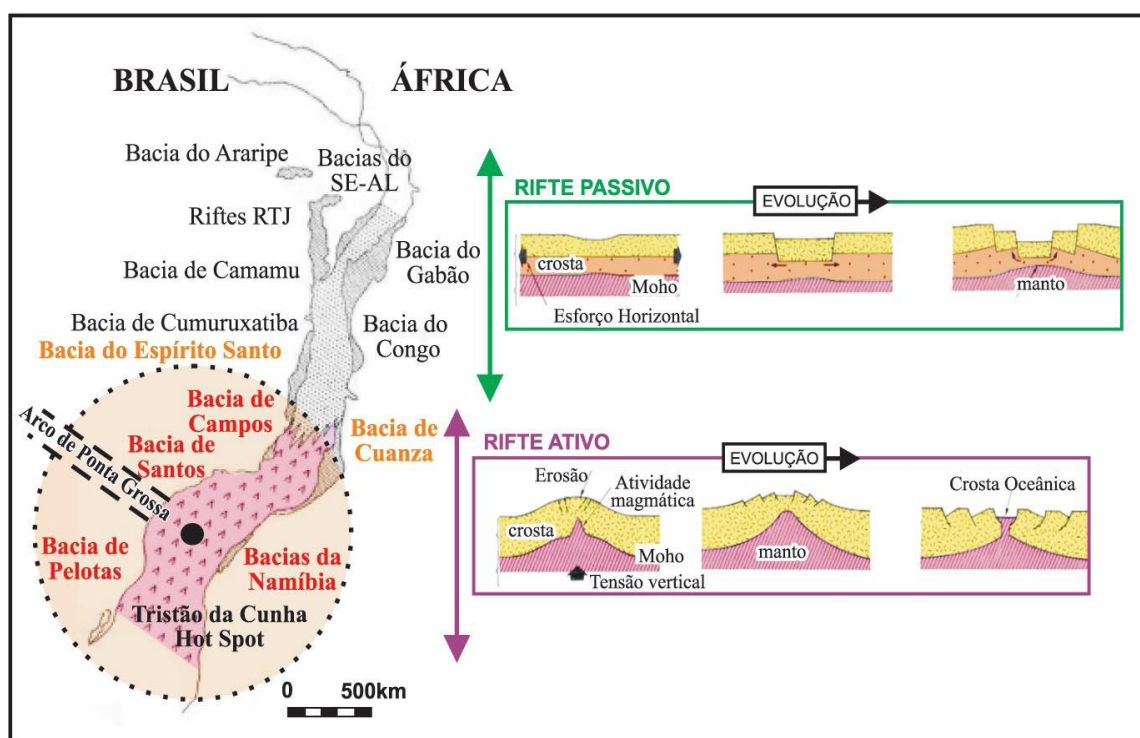


Figura 3 – Caracterização dos segmentos sudeste e nordeste do Rifte Sul - Atlântico quanto à ascensão da astenosfera: riftes passivo e ativo (modificado de Milani, 1987; Dias, 1991. *Apud* Bueno, 2004).

2.1 Seqüência Continental (Fase Rifte)

A origem da Bacia de Campos está relacionada à ruptura crustal do continente Gondwana. O Neojurássico marcou o início do efetivo rifteamento na porção sul da América do Sul (Uliana & Biddle, 1988 e Urien & Zambrano, 1996. Apud Milani et al., 2000). Na porção meridional da Argentina, esta fase precoce de ruptura é documentada por alguns pulsos magmáticos mais antigos, datados entre 200 e 180 Ma (Keeley & Light, 1993. Apud Milani et al., 2000), indicando que o rompimento litosférico e a instalação da margem continental já eram iminentes. O arcabouço estrutural pré-existente, que inclui *trends* de idade Pré-cambriana, Paleozóica e Triássica, exerceu um importante papel durante o rifteamento mesozóico, uma vez que a ruptura do Atlântico Sul acomodou-se como falhas normais sobre um núcleo estrutural mais antigo. Do mesmo modo, a presença de estruturas transversais criou complicações neste quadro simplificado de propagação do rifte de sul para norte. A margem continental da América do Sul, vista a partir de seu extremo meridional, inicia com um extenso trecho retilíneo, orientado a NE-SW. Na terminação nordeste deste trecho desenvolve-se a Dorsal de São Paulo (Milani et al, 2000).

A Dorsal de São Paulo também define o limite sul do Platô de São Paulo, uma região onde a largura total da crosta distendida durante o rifteamento assume uma dimensão mais ampla quando comparada ao restante da margem. Nessa área, a crosta continental estirada alcança 400 km de largura, e sobre o platô alojam-se as bacias de Santos e Campos. No sentido do oceano, o Platô de São Paulo é limitado por uma escarpa abrupta. Para NW, o Platô de São Paulo é delimitado pela Serra do Mar, outra feição proeminente ao longo da margem leste brasileira. Para norte do Platô de São Paulo, a margem brasileira estende-se por cerca de 1200 km numa direção N-S, até alcançar um ponto tríplice no rifteamento na altura do paralelo correspondente à Cidade de Salvador (Milani et al, 2000).

O rifteamento que originou a Bacia de Campos é resultado da atuação de esforços distensivos no Eocretáceo. Formou-se um sistema de *rift valleys* alongado na direção SW-NE, onde se desenvolvem *horsts*, grabens e meio-grabens, limitados por falhas sintéticas e antitéticas, orientados preferencialmente segundo aquela direção. Os rejeitos variam desde dezenas a um máximo de 2.500m. Menos

expressivas são as falhas de direção NNW-SSE ou E-W. Os falhamentos da fase rifte na Bacia de Campos mostram razoável paralelismo com os principais alinhamentos do embasamento pré-Cambriano adjacente, admitindo-se que o fraturamento crustal do Eocretáceo tenha aproveitado as descontinuidades pré-mesozóicas existentes (Dias et al., 1987). Importante alinhamento desta fase é o que separa a área de ocorrência dos sedimentos cretácicos da área de embasamento raso (Falha-Charneira de Campos). Dentre as feições positivas destaca-se o Alto Regional de Badejo, o mais expressivo *horst* da fase rifte. Desenvolve-se desde a porção meridional da bacia, onde se apresenta mais elevado, mergulhando para norte até a altura do Cabo de São Tomé (Dias et al., 1990). Flanqueando este alto, desenvolveram-se os baixos mais proeminentes desta fase, relacionados às porções mais abatidas dos meio-grabens e onde se concentraram os principais depocentros lacustrinos (baixos de Corvina-Parati e São João da Barra). Outras feições importantes são os Baixos norte de Albacora e Marlim e o Alto Externo (todos situados em áreas de batimetria maior que 500m) (figura 5). A atividade dos falhamentos é em geral balizada pela discordância pré-Alagoas. Por esta razão, assume-se este horizonte como limite da fase rifte na Bacia de Campos (Dias et al., 1990).

No seu início, o rifteamento esteve associado à intensa atividade vulcânica que resultou na extrusão de grande volume de lavas basálticas (120-130Ma.) - Formação Cabiúnas (Dias et al., 1987). Mais tarde, a partir do final do Andar Aratu, expressiva quantidade de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos (Formação Lagoa Feia) depositou-se em lagos tectonicamente controlados. O pacote rifte da porção inferior da Formação Lagoa Feia na Bacia de Campos, o qual abarca o intervalo Neocomiano Superior-Barremiano, recobre e localmente interdigita-se com os basaltos e rochas vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas. A porção inferior da Formação Lagoa Feia inclui conglomerados com abundantes clastos de basalto que formam grandes leques ao longo das falhas de borda; também ocorrem arenitos, folhelhos ricos em matéria orgânica e coquinas, definindo um contexto de sedimentação lacustre cujo corpo d'água era salino e alcalino, com provável aumento de salinidade do tempo Aratu para o tempo Jiquiá (Dias et al., 1988). As coquinas alcançam até 400 m de espessura, constituindo-se em depósitos de carapaças de pelecípodes (Membro Coqueiros) associados a altos.

A parte superior da Formação Lagoa Feia, apoiada em expressiva discordância, é representada por uma seqüência de conglomerados e folhelhos avermelhados de idade aptiana recobertos por uma seção de evaporitos do Neoaptiano (Membro Retiro). A ocorrência do pacote aptiano e mais antigo é limitada por uma zona de falha sintética de orientação geral SW-NE que se desenvolve paralela e próxima à linha de costa (Milani et al, 2000) .

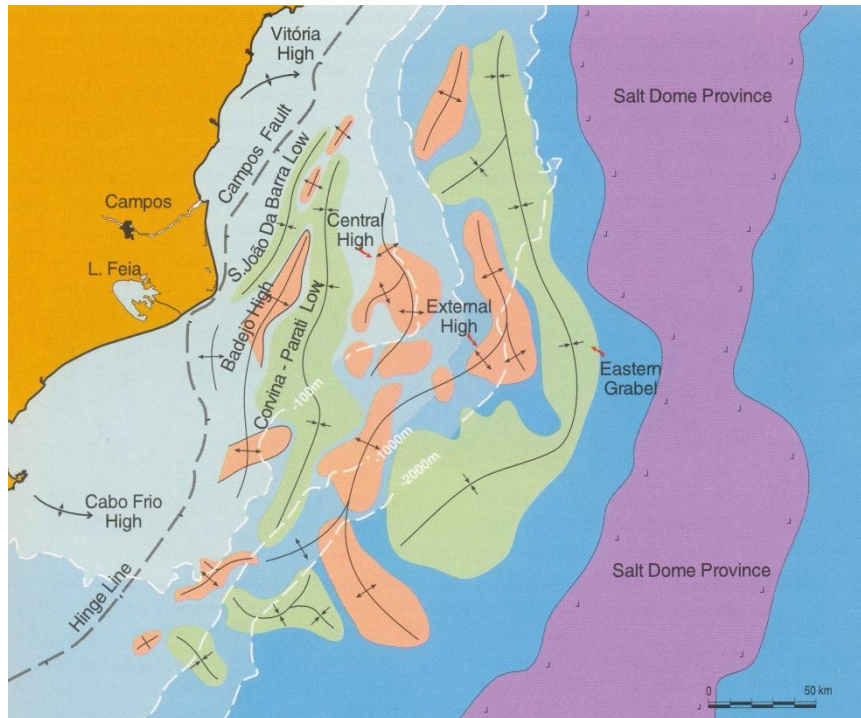


Figura 4: Feições estruturais da seção *rift* da Bacia de Campos (Rangel et al., 1998).

2.2 Seqüência Transicional (Andar Alagoas)

Um importante evento erosivo de caráter regional antecedeu a deposição dos sedimentos da Seqüência Transicional, nivelando o relevo formado no estágio rifte. Apenas localmente, os falhamentos da fase rifte foram reativados durante o Andar Alagoas (Dias et al., 1990).

O pacote sedimentar depositado nesta idade marca a passagem dos sedimentos de origem continental para os de origem marinha, caracterizando-se por uma espessa seção de clásticos cobertos por um pacote de evaporitos, com a predominância de halitas e anidritas.

Por sobre a discordância ocorre expressiva sedimentação aluvial, representada por conglomerados e lamitos avermelhados, que passam lateralmente para uma sedimentação carbonática, representada por carbonatos nodulares e estromatolíticos, denotando condições de deposição em águas muito rasas.

O topo da Seqüência Transicional é marcado por espesso pacote evaporítico, composto essencialmente por anidrita e halita, depositado em ambiente lagunar, tectonicamente calmo e climaticamente severo (árido e semi-árido). A principal importância exploratória dos evaporitos reside na contribuição que empresta para o dinamismo estrutural (falhas lítricas) da seção sobreposta a eles, tanto na formação das estruturas como na influência da distribuição faciológica da sedimentação marinha (Dias et al., 1990).

2.2.1 Tectônica Atuante na megaseqüência marinha Transicional

No Eoalbiano, devido ao progressivo afastamento entre as placas da América do Sul e África, ocorreu a implantação definitiva da fase proto-oceano e instalação de ampla plataforma clástico-carbonática. A sedimentação carbonática desenvolveu-se sob clima quente e seco, em ambiente nerítico raso, fundo oxigenado e águas hipersalinas (Dias-Brito et al., 1986). A feição paleogeomórfica era de uma rampa carbonática, dominada em sua maior parte por grainstones e packstones (Dias-Brito et al., 1986) (Figura 5A).

Na transição Eoalbiano/Mesoalbiano (figura 6B), tem-se o primeiro registro do desenvolvimento da tectônica adiastrófica relacionado à movimentação de sal (halocinese), originada pela sobrecarga de sedimentos e basculamento da bacia,

resultando na formação de almofadas de sal. Em resposta à atividade halocinética foram formadas depressões na margem da plataforma rasa onde distribuem-se fácies de alta energia.

A partir do Neoalbiano ocorre uma nova fase de movimentação halocinética, resultado do progressivo basculamento da bacia e do efeito de sobrecarga. O processo halocinético evolui a partir da formação das falhas de crescimento, que se localizam, de preferência, nas faixas de ocorrência das paleoalmofadas, com a formação de estruturas dômicas do tipo *rollovers*, em cujos baixos adjacentes os primeiros corpos de arenitos turbidíticos se encaixam. Durante o Cenomaniano-Eoturoniano, fim da fase pré-oceânica, as falhas de crescimento aumentam em número e valor dos rejeitos. Expressivos corpos arenosos turbidíticos estão presentes, associados à margas e folhelhos.

Em termos de ambiente de sedimentação da Fm. Macaé (Superior), pode-se afirmar que os ritmitos que constituem a fácies intermediária desta unidade resultam de uma acentuada e progressiva elevação relativa do nível do mar durante o Neoalbiano, compatível com as previsões de Vail para essa idade.

A abundância de fauna pelágica é atribuída por Dias-Brito et al. (1986) ao início do processo de dessalinização das águas da bacia, relacionado à expansão do Atlântico sul. Importantes alterações nas condições climáticas na região decorreram também desse processo de expansão oceânica. Corpos turbidíticos ocorrem subordinadamente associados a este modelo deposicional. Os de idade Neoalbiana formam extensos depósitos, aparentemente em fundo plano, em forma de lençol, distribuindo-se, de forma predominante, na porção norte da bacia. No Campo de Albacora, dados de poços indicam continuidade lateral do corpo de areia por área de 200km². Os turbiditos cenomanianos/ turonianos (arenito Namorado), em contraste, estão confinados em calhas deposicionais, as quais subsidiram diferencialmente em resposta à halocinese (Barros et al., 1982. *Apud* Dias et al., 1990), mostrando rápida variação lateral de espessura. Tanto turbiditos do sistema confinado quanto do sistema de lençol são compostos predominantemente por arenitos médios, maciços, em camadas amalgamadas, alcançando espessuras de até 150m (Dias et al., 1990).

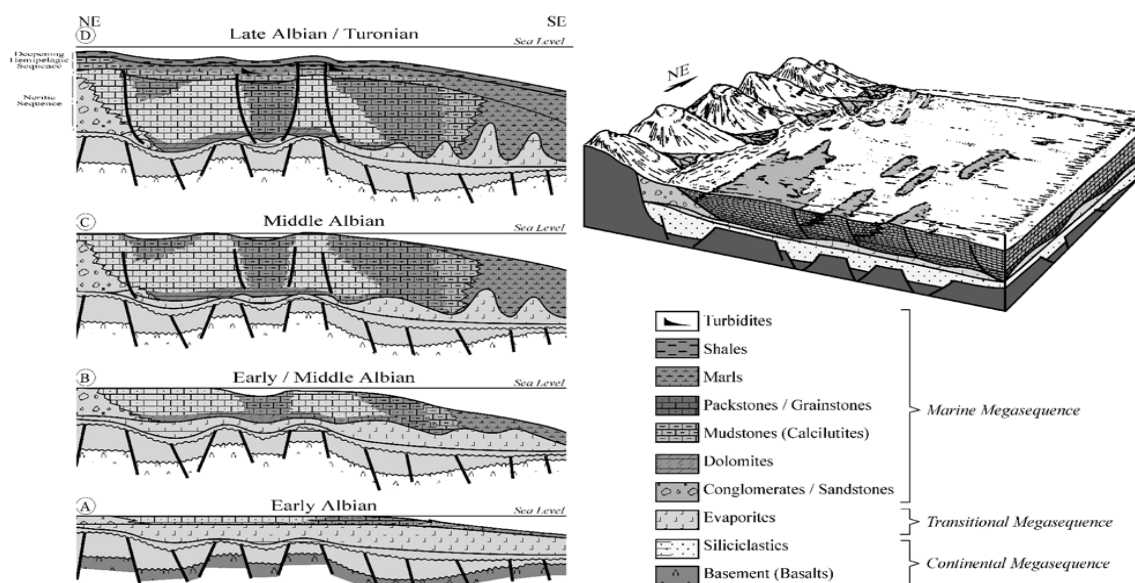


Figura 5: Seção geológica evolutiva e bloco diagrama esquemático mostrando a evolução da supersequência do ambiente marinho restrito (Cainelli e Mohriak, 1999)

2.3 Megassequência Marinha

Durante o Albiano-Cenomaniano, as condições marinhas prevaleceram na bacia. A Formação Macaé consiste em carbonatos clásticos e oolíticos (Membro Quissamã) que, localmente, aparecem completamente dolomitizados. A sucessão vertical inclui calcilutitos, margas e folhelhos (Membro Outeiro) e arenitos turbidíticos (Membro Namorado). Nas porções mais proximais, a Formação Macaé é constituída por conglomerados e arenitos pobremente selecionados (Membro Goitacás) (Milani et al, 2000).

O Grupo Campos recobre discordantemente a Formação Macaé, e representa o preenchimento desta bacia marginal durante a fase final de subsidência térmica e basculamento do substrato para leste. O pacote é representado por sedimentos proximais, areno-conglomerático-carbonático (Formação Emborê) que gradam a folhelhos nas porções distais (Formação Ubatuba). A Formação Ubatuba compreende milhares de metros de espessura de folhelhos e margas, com arenitos turbidíticos intercalados (Membro Carapebus). O basculamento progressivo da bacia para leste propiciou o desenvolvimento de uma intensa deformação adiastrófica em função do volumoso fluxo de sal (Demercian et al., 1993). A tectônica salina e os estilos estruturais dela resultantes configuram dois casos: próximo à costa, nos primeiros 100 a 200 km, um regime francamente distensivo, que passa a um

contexto compressivo na região de águas profundas, originada pela contração mergulho-abaxo do pacote em movimento. Falhas normais de geometria lítrica associam-se em geral à tectônica salina (Milani et al, 2000).

Esta megasseqüência foi tratada em três subdivisões por Dias et al., (1990): Seqüência Carbonática Nerítica Rasa (Albiano Inferior/Médio), Seqüência Oceânica Hemipelágica (Albiano Superior/Paleoceno Superior) e Seqüência Oceânica Progradante (Eoceno Médio/Recente). Sismoestratigraficamente, as duas primeiras se caracterizam por deposições retrogradantes, apresentando geometria na forma de *onlap* contra o continente. A Seqüência Oceânica Progradante, regressiva, apresenta clinofórmulas com *off-laps* para leste.

3.3.1 Tectônica Atuante na Megasseqüência Marinha Franca

Os sedimentos depositados na idade Eoturoniano/Neopaleoceno marcam em definitivo a fase oceânica, com o estabelecimento do ambiente marinho profundo a batial. Os sedimentos são compostos principalmente por folhelhos e margas. Subordinadamente ocorrem expressivos corpos arenosos turbidíticos. A movimentação halocinética diminuiu em intensidade, mas continuou a produzir calhas deposicionais confinadas. Estes movimentos refletem o progressivo basculamento da margem continental para leste, em regime de subsidência térmica. Os folhelhos e margas desta seqüência constituem a Formação Ubatuba e as areias turbidíticas a Formação Carapebus do Grupo Campos. O topo da seqüência é representado por uma superfície erosional esculpida durante o Eopaleoceno/Mesoeoceno.

O modelo deposicional dos turbiditos desta idade (Eoturoniano-Neopaleoceno) é semelhante aos que serão descritos para os do Terciário. Estas areias foram depositadas em amplas calhas e são contínuas por grandes áreas, alcançando espessuras superiores a 250m. Acompanhando o comportamento do *onlap* costeiro durante a deposição desta seqüência, os turbiditos mais novos são progressivamente localizados a oeste dos turbiditos mais antigos, devido à continuada movimentação de sal durante a deposição destes turbiditos e também em decorrência dos falhamentos. Deve-se salientar que o relacionamento tectônico entre a bacia e o embasamento adjacente torna-se notável especialmente durante o

Neocretáceo/Eoterciário Inferior, quando atividades magmáticas concomitantes no cráton e na bacia denunciam significativas modificações estruturais conjuntas.

Ocorre intensa reativação tectônica distensiva na Bacia de Campos, com magmatismo básico no Neocretáceo (Coniaciano: 83 ± 2 Ma) e Eoceno (53 ± 2 Ma), que alcança áreas de até 10.000km^2 de vulcanoclásticas, no sul da bacia. Ao mesmo tempo, a área nordeste da bacia sofria expressiva subsidência localizada na região de plataforma rasa, dando origem ao denominado Baixo de São Tomé.

Em resposta a estas alterações estruturais ocorridas desde o Neocretáceo, o padrão de sedimentação da Bacia de Campos foi afetado, de forma significativa, por alta taxa de influxo clástico, caracteristicamente progradante (Dias et al., 1990).

O magmatismo recorrente voltou a formar cones vulcânicos durante o Eoceno na porção sul da bacia formando edifícios cônicos vulcânicos em ambientes totalmente submarinos ou com alguma exposição subaérea com predominância de eventos extrusivos (Oreiro, 2006).

O padrão de sedimentação da área é similar ao do restante da Bacia de Campos. As seqüências sedimentares sobrepostas à seção vulcano-sedimentar não estão diretamente relacionadas aos pulsos de magmatismo. Entretanto, tal seção foi responsável pela criação de um relevo positivo no fundo do mar da época, o qual exerceu controle paleogeomórfico na deposição de turbiditos (Oreiro, 2006). A ocorrência conspícua de magmatismo intrusivo e extrusivo no Santoniano. Tal magmatismo, que ocorreu sob a forma de derrames, diques e soleiras, além de cones vulcânicos visíveis em algumas seções sísmicas, produziu rochas com fortes contrastes de impedância acústica em relação às suas encaixantes. Ele foi também responsável pela formação de uma espessa seqüência vulcanoclástica que, às vezes, mergulha em direção ao continente. Na área considerada, o principal episódio magmático, que teve início provavelmente no Paleoceno e atingiu seu clímax no Eoceno (Mizusaki e Mohriak, 1992), é relacionado a um soergimento considerável da crosta continental e está provavelmente associado a um lineamento de direção NW-SE (Oreiro et al. 2003) que se estende da crosta oceânica, na região adjacente aos montes submarinos Jean Charcot, até o Alto de Cabo Frio. Tal lineamento é observável em seções sísmicas regionais, mapas gravimétricos e batimétricos. Segundo Mohriak et al. (1995), os deslocamentos horizontais da base

do sal ao longo desse lineamento provavelmente controlam a tectônica salífera em águas profundas.

O desenvolvimento sedimentar da bacia terciária é influenciado pela variação global do nível do mar, pelo soerguimento terciário da Serra do Mar e pelos movimentos halocinéticos controlados ou não pela tectônica profunda.

A seção terciária caracteriza-se por uma mudança sensível no estilo sedimentar. Sismicamente, observam seqüências progradantes, em feições de *offlap*, assentadas sobre a discordância do Cretáceo Superior.

O padrão fortemente progradante, observado na seção eocênica, mantém-se durante a deposição dos sedimentos oligomiocênicos estaria ligado ao já citado rejuvenescimento da Serra do Mar, que, associado a mudanças climáticas, a partir do Neocretáceo, teria fornecido material sedimentar suficiente para suplantar a taxa de basculamento/subsidência da bacia (Figueiredo et al., 1983. *Apud* Dias et al., 1990).

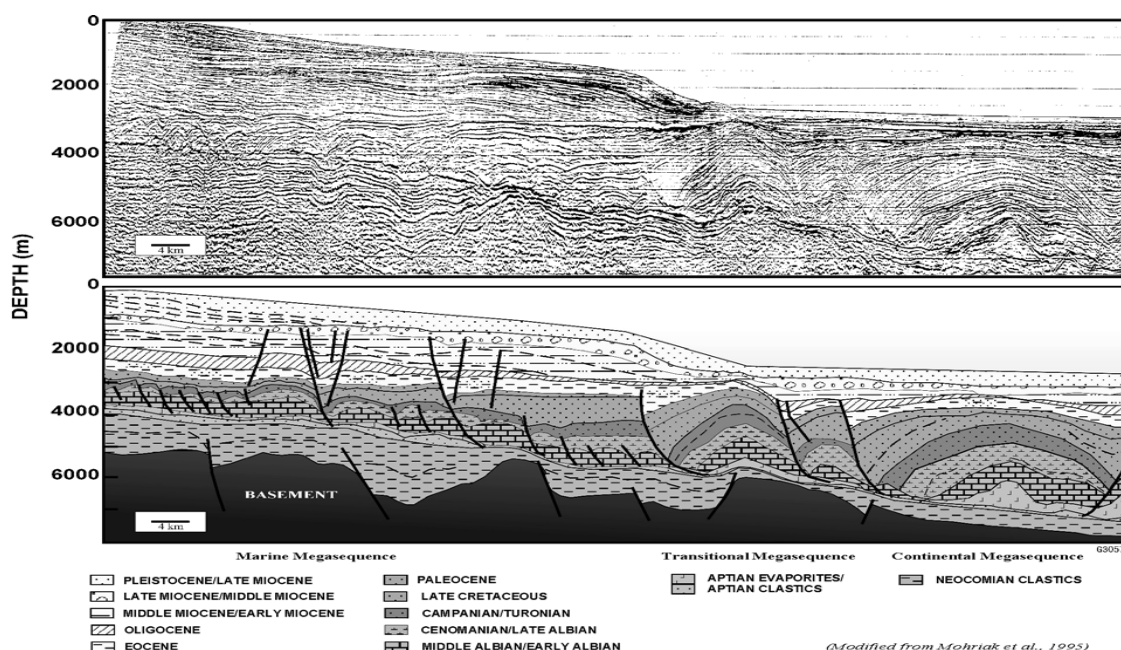


Figura 6 - Seção sísmica e interpretação da Bacia de Campos (Cainelli & Mohriak 1999)

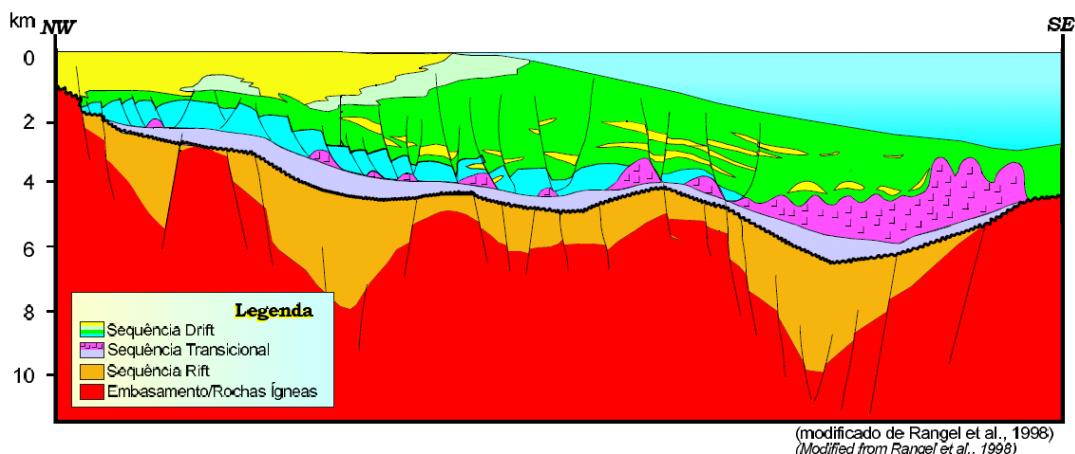


Figura 7– Seção geológica NW-SE da Bacia de Campos (modificado Rangel et al., 1998)

2.3.1 Neotectonismo

O estudo executado por Lima (2000) chega a conclusões para o neotectonismo baseadas em evidências sismológicas e evidências por falhas e eventos tectono-termiais. A principal delas talvez seja a concordância quase que geral sobre o comportamento do esforço intraplaca, interpretado pela maioria dos pesquisadores como de origem compressiva. Apesar desse consenso, variações locais, como carga de sedimento, diferenças de densidade da litosfera, posicionamento original das falhas pré-cambrianas e influência de eventos termiais, podem alterar localmente o direcionamento dessas forças. Outras conclusões importantes de serem relatadas são:

- As zonas sismogênicas presentes em nosso país associam-se invariavelmente a regiões onde geossuturas pré-cambrianas ocorrem. Isso implica uma relação direta entre a sismicidade e o neotectonismo.

- A movimentação da placa sul americana para O/NO é o principal fator das ocorrências tectônicas em nosso país. Vale lembrar que o embasamento do território brasileiro possui intrincado sistema de lineamentos (zonas de fraqueza) que, sob o esforço da tectônica global, pode sofrer deslocamentos diferenciais. Dessa forma, é possível haver rebaixamento em algumas regiões e soerguimento em outras.

Evidências Sismológicas:

Uma associação entre o neotectonismo e a sismicidade natural é feita por Hasui & Ponçano (1978. *Apud* Lima, 2000), que consideram os sismos recentes ocorridos no Brasil, e divulgados pela imprensa e por alguns trabalhos científicos,

como evidências de um tectonismo cenozóico brasileiro. Segundo esses autores, há uma relação direta entre os sismos verificados no Brasil e os movimentos tectônicos de caráter global. Eles atribuem às geossuturas proterozóicas (zonas de descontinuidades que atingem o manto e permitem a ascensão de materiais máficos e ultramáficos) o papel de zonas frágeis, nas quais as forças tectônicas atuam, originando assim os sismos. Em caráter regional, Hasui et al. (1978A. *Apud* Lima, 2000) relacionam a sismicidade na região das serras da Mantiqueira e do Mar, englobando o leste de São Paulo e Rio de Janeiro e sul de Minas Gerais, com a reativação de falhas proterozóicas de direção NE/SW ali existentes, mostrando várias localidades afetadas pelos sismos (Lima 2000).

Evidências por Falhas e Eventos Tectono-Termiais:

Estudando as bacias marginais brasileiras, Asmus & Ponte (1973) concluíram que o tectonismo nessas bacias persistiu até o Terciário, principalmente ao longo de falhas reativadas. Essas reativações ocorreriam por movimentações epirogenéticas desde o final do Cretáceo até o Plioceno-Pleistoceno. Hasui et al. (1978b. *Apud* Lima, 2000), em seu estudo sobre as bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro, relacionaram os depósitos sedimentares daquela região à tectônica regional desenvolvida desde o Ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior), culminando com a implantação de bacias continentais no Terciário Superior e/ou Pleistoceno pela reativação de falhas antigas.

Asmus & Ferrari (1978) falam de um tectonismo cenozóico que atingiu a Região Sudeste e parte da Região Sul do Brasil, onde predominou a reativação de linhas de fraqueza pré-cambrianas entre o Paleoceno e o Plioceno, com rejeitos de até 3.000m. Esse tectonismo estaria associado a processos tectono-térmicos iniciados no Permo/Triássico, e teriam ocasionado considerável soerguimento crustal (estágio pré-rift). A partir do Eocretáceo haveria uma ruptura da crosta continental como consequência de uma nova manifestação tectonomagmática (fase rift). Esses eventos tectono-térmicos teriam provocado um desequilíbrio isostático entre as partes elevadas (porção continental) e as regiões oceânicas. No Terciário, esses esforços atingiriam dimensão suficiente para reativar as linhas de fraquezas pré-cambrianas (falhamentos), expressas pelas escarpas das Serras do Mar e da Mantiqueira. Esse tectonismo cenozóico originaria uma seqüência de falhas

escalonadas com os blocos resultantes desses falhamentos sendo basculados, configurando uma disposição de semi-grabens.

Hasui (1990) é o primeiro a colocar de forma mais clara a relação entre o neotectonismo no Brasil e a reativação de falhas e outras linhas de fraquezas, baseando suas afirmações no fato de que é mais fácil reativar uma linha de fraqueza preexistente do que nuclear uma nova. Seguindo essa linha de raciocínio, afirma que os processos geológicos ocorridos desde o Proterozóico até o Recente são controlados por linhas de suturas pré-cambrianas, constituindo zonas de fraquezas, que separam a crosta em vários blocos. Esses processos seriam desencadeados pela tectônica global que, agindo sobre as linhas de suturas que bordejam os blocos crustais, provocariam o que ele denominou de tectônica ressurgente. Szatmari (1999) afirma que os processos tectônicos ocorridos tanto no Cretáceo como no Cenozóico definem-se pelo arranjo crustal pré-cambriano (Lima 2000).

3 TURBIDITOS (*revisão bibliográfica e conceitos*)

O termo turbidito foi originalmente definido por Kuenen (1957), com a intenção de nomear camadas gradativas de areias depositadas por correntes turbidíticas e exemplificado pelas areias terciárias “*flysch*” do norte dos Apeninos. No início dos anos setenta o significado do termo foi ampliado para incluir sedimentos modernos e antigos em sistema de águas ultra-profundas nos quais correntes turbidíticas canalizadas se espalham no término do canal dissipando sua energia em lobos deposicionais e bacias adjacentes (Mutti et al, 2002).

Os principais tipos de fluxos gravitacionais que carregam sedimentos para águas profundas são os fluxos de detritos coesivos (fluxos de lama) e as correntes de turbidez (Catuneanu, 2006) (Tabela 1).

O termo sistemas turbidíticos é usado comumente para designar o conjunto de sistemas clásticos desenvolvido no fundo marinho em configurações que incluem leques submarino, rampas e “slope aprons”

Características de fluxos gravitacionais		Ocorrência		Controles
Fluxo de lama (coesivo)	Volume de sedimentos	Baixa ou alta dependendo da magnitude da erosão		Erosão da borda da plataforma causada pelo rebaixamento do nível de onda durante a queda do nível de base ou por instabilidade hidráulica durante período de rebaixamento rápido do nível de base
	Razão água/sedimento (densidade do fluxo)	Alta (fluxo plástico)		
	Razão areia/lama	Baixa devido a dominância de sedimentos pelágicos e a falta de terrígenos clásticos		
	Tamanho máximo do grão	Depende da natureza dos sedimentos erodidos e em volta da quebra da plataforma		
Fluxo turbidítico (envolvendo sedimentos riverbone)	Volume de sedimentos Razão sedimento/água (densidade do fluxo) Razão areia/lama	Alta: durante final da regressão forçada Baixa: durante regressão no nível baixo normal e início da transgressão		Proporcional ao suprimento. Inversamente proporcional ao total de acomodação fluvial e costal: quanto mais o sedimento é preso em sistemas agradacionais fluviais e costais menos está disponível para o ambiente de água profunda
	Tamanho máximo do grão	Maior no final da queda do nível de base. Diminui gradualmente durante regressão normal de nível de mar baixo e transgressão subsequente		Proporcional à energia fluvial e ao gradiente da paisagem fluvial: gradiente da paisagem fluvial tendem a ficar mais profundos durante caída do nível de base e mais rasos durante a subida do nível de base como resultado da agredação costeira

Tabela 1 – características dos principais tipos de depósitos de fluxo gravitacional (Catuneanu, 2006).

Os elementos deposicionais básicos dos sistemas clásticos de águas profundas incluem cânion submarino, canais de fluxo turbidítico, fluxo turbidítico *levee* e de *overbank* (transbordamento), complexos de fluxo turbidítico *splay* e macroformas de fluxo de lama (in Catuneanu 2006). Alguns destes elementos deposicionais se formam em relação aos fluxos canalizados (por exemplo, confinado dentro cânions ou canais *levee*), outros relacionam-se a fluxos não canalizado (por exemplo, o fluxo turbidítico *splays*, ou lobos de *fluxo de lama*) ou sedimentação *overbank* (por exemplo, *levee* and sedimentos *waves* adjacentes aos fluxos canalizados).

Seguindo uma comparação com os sistemas fluviais, o ambiente *overbank* do ambiente marinho profundo corresponde ao assoalho oceânico nas áreas de intercanal, que está sujeita a sedimentação pelágica ou hemipelagica e também ao influxo adicional de sedimentos, principalmente de grão fino, que escapa à fluxos canalizados. Estes sedimentos pelíticos finos são o equivalente à fácies fluvial *floodplain*.

O sedimento que está sujeito ao transporte de fluxo por gravidade pode ser composto por uma mistura inicialmente homogênea de areia e lama. Neste caso a relação entre as diferentes frações do tamanho de grão depende de vários controles, tais como: (1) fornecimento de sedimentos terrígenos; (2) posição da linha de costa em relação à borda da plataforma (pontos de entrada de sedimentos); (3) a instabilidade na borda da plataforma; (4) gradientes do fundo oceânico e; (5) direção e as taxas de mudanças do nível de base. Esta mistura inicialmente homogênea está sujeita ao fracionamento durante os fluxos gravitacionais, o que resulta numa distribuição desigual dos sedimentos finos em relação às frações mais grosseiras dos sedimentos entre os vários elementos deposicionais. Isto faz diferença na qualidade relativa do reservatório dos diferentes elementos do complexo de leques submarinos e, implicitamente, no âmbito da estratégia de exploração e estabelecimento de prioridades de perfuração (Catuneanu, 2006).

Em valores práticos os conceitos de estratigrafia de seqüência e seus modelos estabelecidos devem incluir algum tipo de reconhecimento da variabilidade dos sistemas turbidíticos e o range de influências no seu desenvolvimento. Modelos estratigráficos existentes concentram-se em leque submarino como o único representante do registro marinho profundo no preenchimento de bacia, no entanto, agora é claro que os leques representam um amplo espectro de sistemas marinho ultra profundo clásticos incluindo o 'clássico' modelo de Walker (1978. *apud* Emery & Myers, 1996), através de rampas submarinas (Heller e Dickinson, 1985) (Galloway & Brown, 1972; Chan & Dott, 1983. *apud* Emery & Myers, 1996), complexos de canais *levee* (Damuth et al., 1983. *apud* Emery & Myers, 1996) e “*slope aprons*” (Gorsline & Emery, 1959. *apud* Emery & Myers, 1996).

A gênese e característica dos sistemas clásticos marinho profundo refletem a complexa interação entre uma série de controles autocíclico e alocíclico, incluindo flutuações do nível do mar, tectônica basal, taxa, tipo e a natureza do aporte sedimentar. Estes controles raramente são mutuamente excludentes e são mais comumente interdependentes (Reading & Richards, 1994. *apud* Emery & Myers, 1996). Como resultado, não existe um modelo único e universal que pode ser usado para descrever e prever a fácies e arquitetura estratigráfica de sistemas marinhos profundos. O uso de estratigrafia de seqüências na previsão e caracterização desses sistemas é mais bem alcançado através da compreensão da variabilidade e

controles no desenvolvimento de sistemas turbidíticos e da sua avaliação no contexto de seus tratos de sistemas deposicionais relacionados.

Os sistemas turbidíticos marinho profundos podem ser classificados em vários tipos de membros finais a partir do volume e do tamanho dos grãos e da natureza do seu sistema aporte (Reading, 1991; Reading & Orton, 1991; Reading & Richards, 1994. *apud* Emery & Myers, 1996). Estes três fatores controlam a arquitetura do corpo de areia, a geometria e a distribuição interna de fácies de sistemas turbidíticos marinhos profundos. Por exemplo, o método de fornecimento de sedimentos pode controlar o volume e fácies de caráter interno do sistema de leque, ao passo que o número de pontos de alimentação de entrada para o leque irá controlar a sua geometria e distribuição. Finalmente, o tamanho dominante de grão do sistema clástico marinho profundo reflete diretamente o controle subjacente de proveniência e área de origem e composição sobre os processos deposicionais (por exemplo, a eficiência dos transportes), os padrões de sedimentação e distribuição de fácies e finos dentro do leque.

Quatro grandes grupos clásticos do sistema marinho profundo são identificados: rico em cascalho, rico em areia, sistemas areia-argila a rico em argila.

Como regra geral, os leques submarinos e rampas parecem estar relacionados a sistemas mais estáveis de drenagem /alimentação e tendem a se mostrar mais organizados e com relativamente previsível arquiteturas internas e distribuições de fácies. Como resultado, eles geralmente são os alvos principais de hidrocarbonetos em exploração. Por outro lado, *slope aprons* são comumente associados com instabilidade de taludes, fontes de sedimentos local e/ou drenagem efêmera e sistemas de alimentação, resultando em maior variabilidade de fácies e graus de desorganização interna. Estes sistemas constituem metas menos atraente para exploração de petróleo e gás. Na escala mais ampla, cada um dos sistemas apresenta um arranjo previsível de elementos arquitetônicos geometrias, corpo de areia e fácies deposicionais. Estes, por influência da arquitetura sísmica, expressão acústica, juntamente com o corpo de areia geometria, a arquitetura do reservatório e fácies reconhecidos no testemunho (Reading & Richards, 1994. *Apud* Emery & Myers, 1996).

Slope aprons (escorregamentos) ricos em areia são derivados do retrabalhamento e perda de massa dos sistemas reliquias de talude, e formam

isolados corpos de areia em forma de cunha em paralelo às margens da bacia. O *slope aprons* é limitado a extensão da bacia, refletindo a natureza local das áreas fonte de sedimentos para o sistema turbidíticos. Turbiditos grossos de alta densidade dominam a fácies proximal do sistema, enquanto que áreas mais distais mostram um aumento para dentro da bacia de argilito hemipelágico acamadado (Kumar & Slatt, 1984. *Apud* Emery & Myers, 1996). O sistema lobado a agradacional apresenta-se em forma de cunha em pacotes sísmicos subindo contra encostas da margem da bacia. O leque “*apron*” é internamente sísmicamente opaco com desenvolvimento de geometrias clinoforme rara (Emery & Myers, 1996).

Bruhn & Moraes (1989), estudando afloramentos e analisando dados de poços de várias bacias brasileiras definiram cinco famílias de depósitos turbidíticos: a) complexos de canais; b) lobos canalizados; c) lobos não canalizados; d) franjas; e) cunhas clásticas. Sob o ponto de vista de produção de petróleo, os lobos canalizados são os melhores reservatórios em termos de qualidade permoporosa, e também de comunicabilidade. Segundo estes autores, o principal tipo de depósito do Arenito Namorado no Campo de Albacora é constituído por lobos canalizados, formados a partir do espraiamento de areia pela movimentação de canais em um gradiente baixo. A contínua migração destes canais rasos e efêmeros deu origem a corpos de arenito maciço amalgamados, e acarretou baixa preservação dos depósitos de interlobos nas proximidades dos eixos deposicionais do campo. Os lobos canalizados são, portanto, originados pelo somatório dos depósitos de vários canais, compondo, individualmente, de modo geral, corpos arenosos com grande extensão areal, superior a 4km². Os complexos de lobos canalizados ocorrem distribuídos em áreas superiores a 10km²

Turbiditos ricos em areia são, de longe, as rochas reservatório mais importantes da Bacia de Campos.

Os reservatórios siliciclásticos do Terciário da bacia de campos são descritos por Guardado et al. (1997) como, predominantemente, formados por areias de granulometria fina à média e depositados em complexos turbidítico desenvolvidos em extenso leque de fundo oceânico.

De acordo com Peres (1993). Apesar de existirem muitos modelos deposicionais de águas profundas disponíveis na literatura, nenhum deles consegue

explicar adequadamente as características e origem dos turbiditos ricos em areia do Oligoceno-Mioceno na Bacia de Campos.

Ainda segundo Peres (1993), o padrão de reflexão sísmica do sistema turbidíticos em águas profundas da Bacia de Campos apresenta predominantemente alta amplitude e muito boa continuidade lateral, o que delinea o formato *blanket* do sistema. O sistema de turbidíticos espessa progressivamente do sul para o norte como resposta para o desenvolvimento mais completo das fases agradacional e retrogradacional deposicionais no norte.

Os elementos básicos necessários para o desenvolvimento de um sistema turbidíticos *shelf-fed* são: (1) a presença de um delta ou outro sistema que constrói uma plataforma sedimentar relativamente espessa e larga, que constitui a principal fonte de sedimentos para o sistema turbidíticos de águas profundas; (2) alteração tectônica da declividade da plataforma levando à insuficiência de sedimentos mesma, e (3) a queda relativa do nível do mar, que determina o tempo de erosão plataforma submarina e retrabalho.

O sistema turbidítico *shelf-fed* é composto por corpos de areia amalgamados e relativamente espessos os quais coalescem lateralmente para formar uma unidade sedimentar *blanket-like*. Este tipo de unidade pode cobrir extensas áreas (centenas ou milhares de km quadrados) da bacia.

O sistema turbidítico *shelf-fed* do Oligoceno da Bacia de Campos apresenta alta amplitude, reflexões sísmicas lateralmente contínuas nas zonas onde os depósitos das fases agradacional progradacional são predominantes. Depósitos espessos da fase retrogradacional apresentam padrões de reflexão gradando de amplitude de alta e contínua na base a alta e descontínua amplitude na parte superior (Peres, 1993).

O modelo de sistema turbidítico *shelf-fed* provavelmente se aplica a outras bacias sedimentares, que contêm os três elementos necessários: disponibilidade de sedimentos ricos em areia na plataforma, desenvolvimento de um pulso tectônico localizado adequadamente causando fluxos de massa e redução relativa do nível do mar. A exposição subaérea da plataforma não é necessário, a remobilização de sedimentos e processos mais importantes de transporte são predominantemente subaquáticos no ambiente de plataforma rasa, de alta energia. Inclinação tectônica

da plataforma anterior é susceptível de desenvolver-se em bacias com uma camada evaporítica espessa. Bacias da margem atlântica como o Golfo do México, Mar do Norte, e do Gabão, são as áreas prováveis para o sistema turbidíticos *shelf-fed* (Peres,1993).

4 IDENTIFICAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DOS SEDIMENTOS NA ÁREA DE ESTUDO

A partir da descrição litológica e da análise química de elementos das amostras de calha foram identificadas e correlacionadas unidades para o entendimento do modelo sedimentológico da área.

4.1 Análise Geoquímica de Elementos

A quimioestratigrafia envolve a aplicação de dados da geoquímica orgânica e inorgânica para caracterizar e correlacionar os estratos. Seqüências estratigráficas podem ser subdivididas em unidades quimioestratigráfica de acordo com as assinaturas geoquímicas diferentes. Rochas aparentemente uniformes, seqüências onde os registros geofísicos mostram pouca mudança ou seqüências com resolução bioestratigráfica pobres podem mostrar diferenças significativas em sua composição química. Estas mudanças podem ser utilizadas para subdivisão estratigráfica e correlação.

A presente dissertação refere-se a um estudo quimioestratigráfico de três poços em uma área no Norte da Bacia de Campos, com base nas análises de elementos maiores.

O estudo geoquímico foi realizado nos poços 1, 2 e 4. As análises foram realizadas somente em amostras de calha. No total, 187 amostras foram analisadas de acordo com a Tabela 2.

Poço	Número de Amostras
1	69
2	59
4	59
Total	187

Tabela 2 – Total de amostras analisadas

4.1.1 Estratigrafia de Seqüência dos poços 1, 2, e 4.

Os intervalos analisados neste trabalho correspondem à sedimentação marinha regressiva da Superseqüência drifte, seqüências (E10-E20; E30; E40-E50; E-60; E72; E74; E80; N10; N20; N30; N40; N50) de acordo com Winter et al (2007).

O intervalo analisado incide principalmente sobre os arenitos do Oligoceno e do Eoceno (seqüências E40-E50; E-60; E72; E74; E80) analisados para os três poços. O intervalo Mioceno foi analisado individualmente no poço 2.

As seqüências E40-E50, E-60, E72, E74 e E80 correspondem ao Grupo Campos, formações Ubatuba e Carapebus.

4.1.2 Correlação Químioestratigráfica

A separação das unidades químioestratigráficas foi realizada usando as mudanças significativas nas concentrações e na mudança de tendências observadas nos perfis dos elementos químicos. Grandes mudanças na distribuição dos elementos químicos refletem alterações composicionais que podem ser diretamente relacionadas à proveniência dos sedimentos. Com base nas características químicas distintas, 13 (treze) unidades químioestratigráficas puderam ser individualizadas. Os intervalos foram ajustados com referência à profundidade medida (MD). A Tabela 3 mostra as profundidades e as unidades químioestratigráficas para cada poço. As unidades foram designadas da base para o topo: A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M.

Os perfis de percentagem de elementos maiores e as unidades químioestratigráficas interpretadas são mostrados na Figura 8. Foi utilizado como datum de correlação o topo da unidade I, a qual corresponde sismicamente ao topo do Eoceno.

Idade	Unidade Químioestratigráfica	Poço 4	Poço 1	Poço 2
MIOCENO	M			-2180
	L			2180-2239
	K			2239-2313
	J			2313-2447
OLIGOCENO	I	-2648	-2510	2447-2550
	H	2648-2711	2510-2562	2550-2607
	G	2711-2792	2562-2620	2607-2644
	F	2792-2836	2620-2680	2644-
EOCENO	E	2836-2927	2680-2763	
	D	2927-3029	2763-2901	
	C	3029-3081	-	
	B	3081-3131	2901-3054	
	A	3131-	3054-	

Tabela 3 - Unidades químioestratigráficas e profundidades medidas nos poços

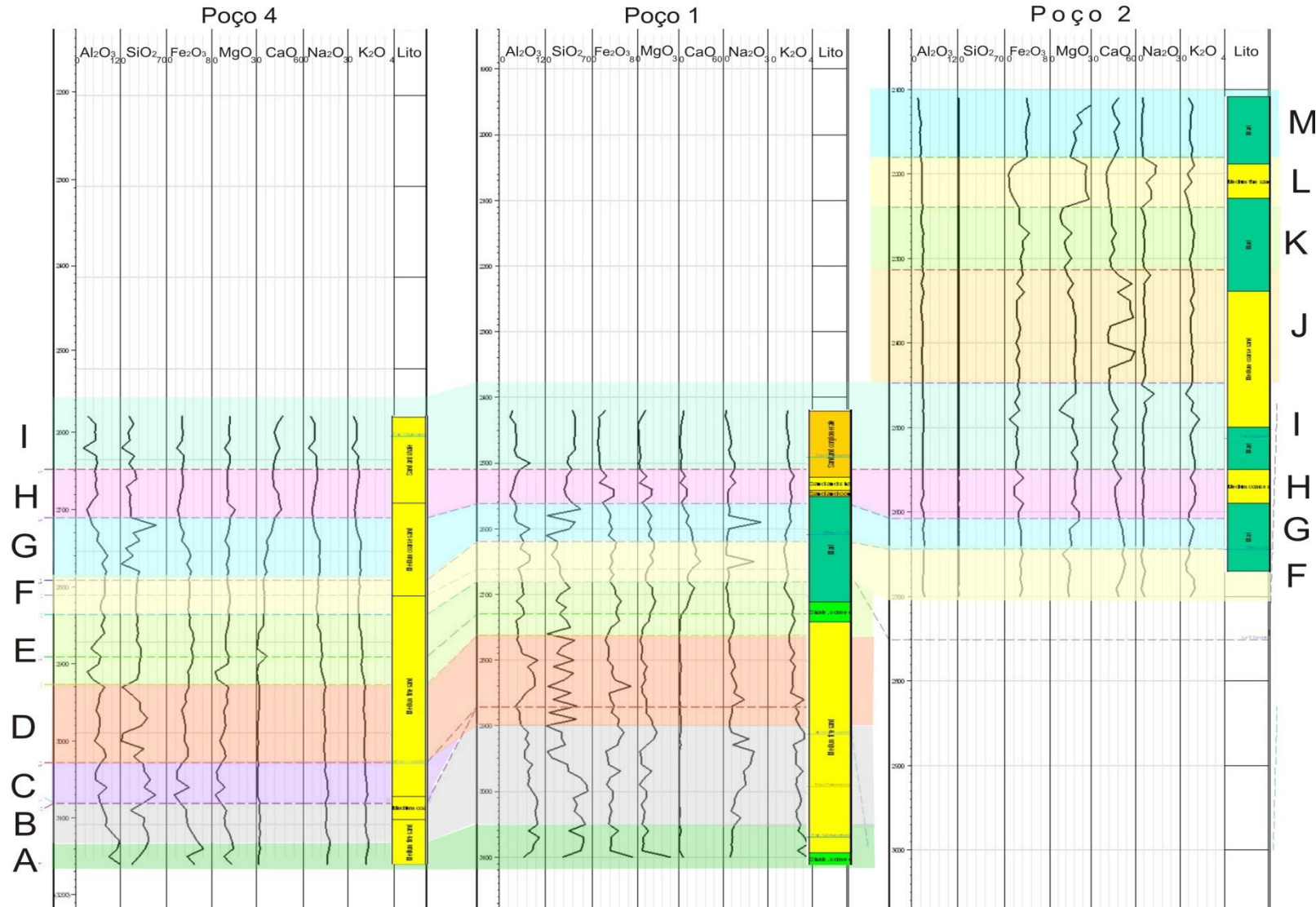


Figura 8 – Perfil de Correlação com assinaturas químicas de elementos maiores (Al₂O₃; SiO₂; Fe₂O₃; MgO, CaO, Na₂O, K₂O) e Unidades Quimioestratigráficas individualizadas

4.1.3 Proveniência dos sedimentos

Os elementos maiores podem ser utilizados para a determinação da procedência das rochas sedimentares de acordo com o diagrama de função discriminante proposto por Roser & Korsch (1988), com o qual é possível distinguir entre as procedências: Ígnea Máfica, Ígnea intermediária, Ígnea Félsica ou sedimentar quartzosa.

O diagrama discriminante foi criado para os poços 1, 2 e 4 de acordo com as duas funções discriminantes descritas por Roser & Korsch (1988):

- Função Discriminante 1: $-1.773 (\text{TiO}_2) + 0.607 (\text{Al}_2\text{O}_3) + 0.76 (\text{Fe}_2\text{O}_3) - 1.5 (\text{MgO}) + 0.616 (\text{CaO}) + 0.509 (\text{Na}_2\text{O}) - 1.224 (\text{K}_2\text{O}) - 9,09$

- Função Discriminante 2: $0.445 (\text{TiO}_2) + 0,07 (\text{Al}_2\text{O}_3) - 0,25 (\text{Fe}_2\text{O}_3) - 1.142 (\text{MgO}), 0.438 (\text{CaO}) + 1.475 (\text{Na}_2\text{O}) + 1.426 (\text{K}_2\text{O}) - 6.861$

Como resultado da aplicação destas funções no diagrama pode-se observar que no poço 4 (Figura 10):

A unidade A encontra-se principalmente na região de proveniência Ígnea intermediária. A unidade B possui proveniência ígnea félsica e intermediária e também quartzosa sedimentar. Tanto a Unidade A como a B encontram-se muito próximas das regiões gráficas limites para a proveniência.

As unidades C, D e E encontram-se na região de proveniência quartzosa sedimentar. Algumas amostras da unidade E, no entanto, encontram-se na área de proveniência Ígnea intermediária.

As unidades F, G, H e I encontram-se completamente na região de proveniência ígnea intermediária.

Ao comparar as unidades definidas no perfil do poço 4 com o gráfico (Figura 9 e Figura 10), nota-se que os sedimentos depositados nesta seção têm origens predominantes em rochas ígneas intermediárias e quartzosas sedimentares. A base da seção representada pelas seqüências A e B é composta basicamente por um pacote de areia de granulometria média a grossa de origem mista representando uma gradação de ígnea Intermediária à quartzosa sedimentar. As Unidades D e E, já

compreendem um pacote totalmente de origem quartzosa sedimentar e a partir da unidade F têm-se arenitos completamente de proveniência ígnea intermediárias.

Pode-se observar no poço 1 (Figura 12):

As unidades A, B e D encontram-se na região de proveniência quartzosa sedimentar.

A unidade E encontra-se distribuída em três áreas do gráfico, indicando mais de uma proveniência: ígnea félsica e intermediária e também quartzosa sedimentar. O que se explica pela sua composição litológica também mista de areia e marga.

A unidade F encontra-se completamente na região de proveniência ígnea intermediária.

A unidade G, composta por marga, volta a apresentar diferentes proveniências: ígneas Máficas; Intermediárias e félsicas.

A unidade H volta a apresentar uma proveniência Ígnea Félsica com presença de algumas amostras de proveniência quartzosa sedimentar

Ao comparar as unidades definidas no perfil do poço 1 com o gráfico (Figura 11 e Figura 12) nota-se que os sedimentos depositados nesta seção têm origens predominantes em rochas quartzosas sedimentares. A base da seção representada pelas seqüências A, B e D é composta basicamente por um pacote de areia de granulometria média a fina de origem quartzosa sedimentar a deposição migra para proveniências Ígneas mistas nas unidades F, G e H, voltando a apresentar proveniência quartzosa sedimentar na unidade I, o que indica o início de um novo ciclo de origem quartzosa sedimentar.

No poço 2 (Figura 14) todas as unidades se encontram na região de proveniência Ígnea intermediária, à exceção da unidade L, que possui proveniência ígnea félsica, além da intermediária. As assinaturas podem ser comparadas na figura 14.

Poço 4

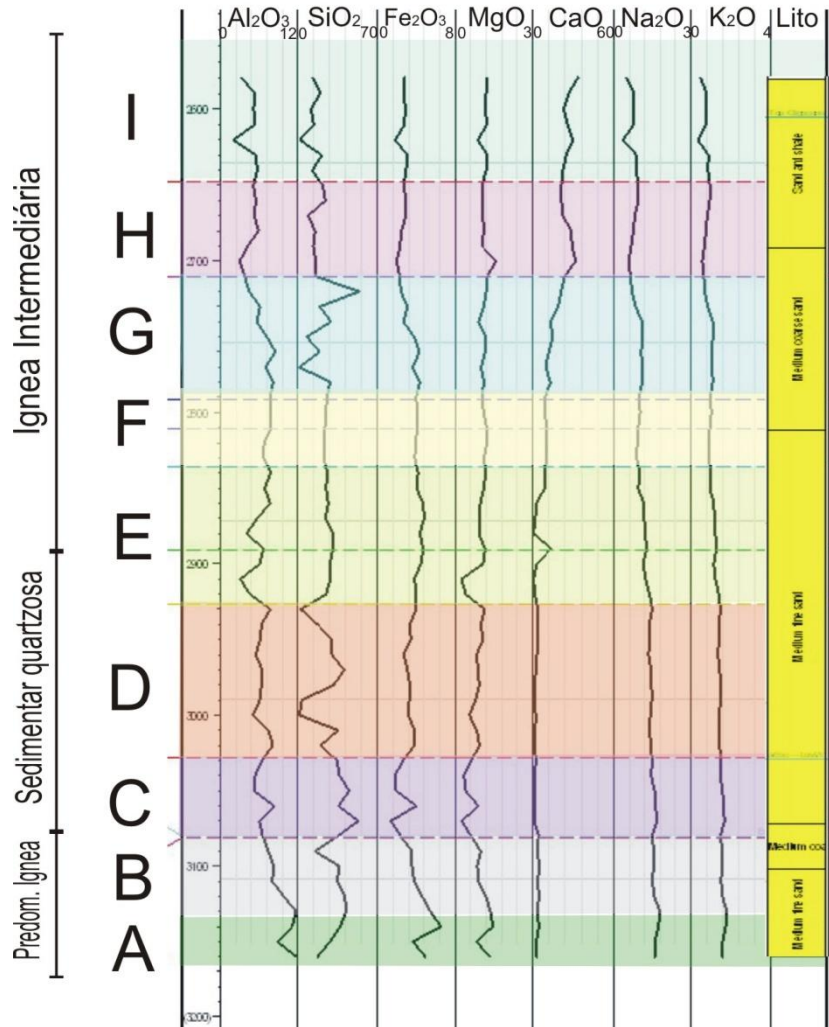


Figura 9 – Poço4: Assinaturas químicas de elementos maiores (Al_2O_3 ; SiO_2 ; Fe_2O_3 ; MgO , CaO , Na_2O , K_2O)

e seqüência quimioestratigráficas individualizadas

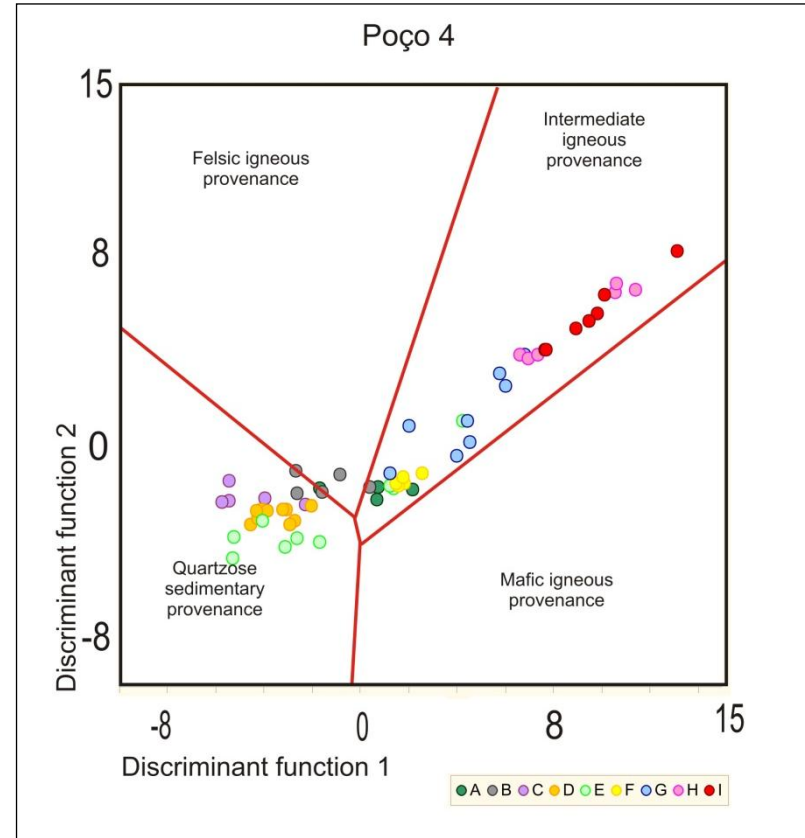


Figura 10 – Poço4: Diagrama de função discriminante

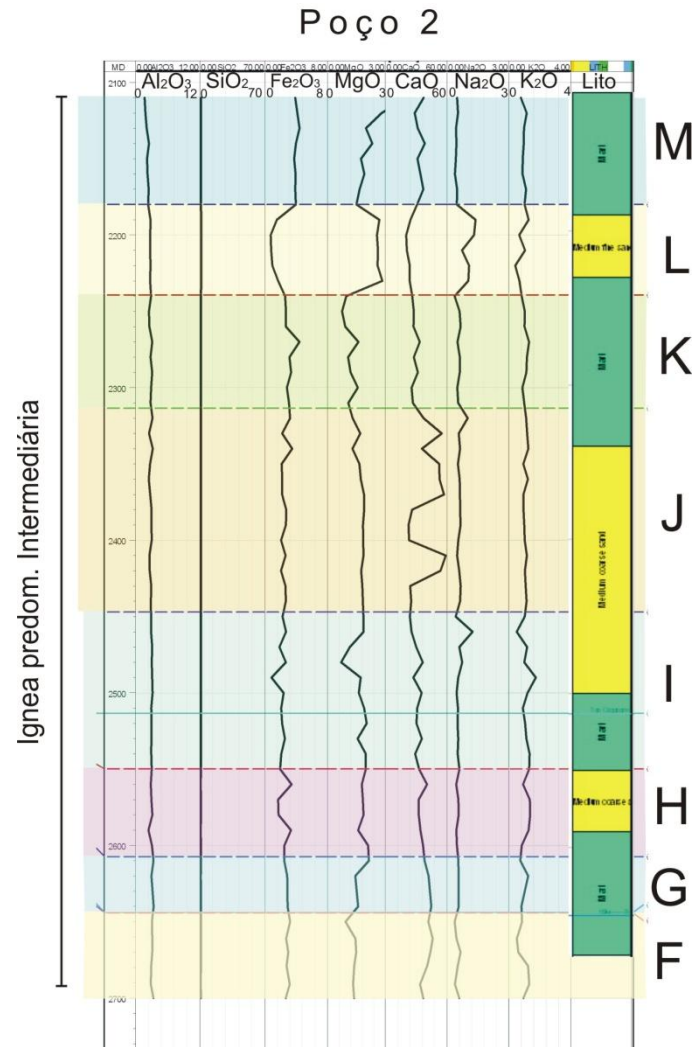


Figura 13 – Poço2: Assinaturas químicas de elementos maiores (Al₂O₃; SiO₂; Fe₂O₃; MgO, CaO, Na₂O, K₂O) e seqüência quimioestratigráficas individualizadas

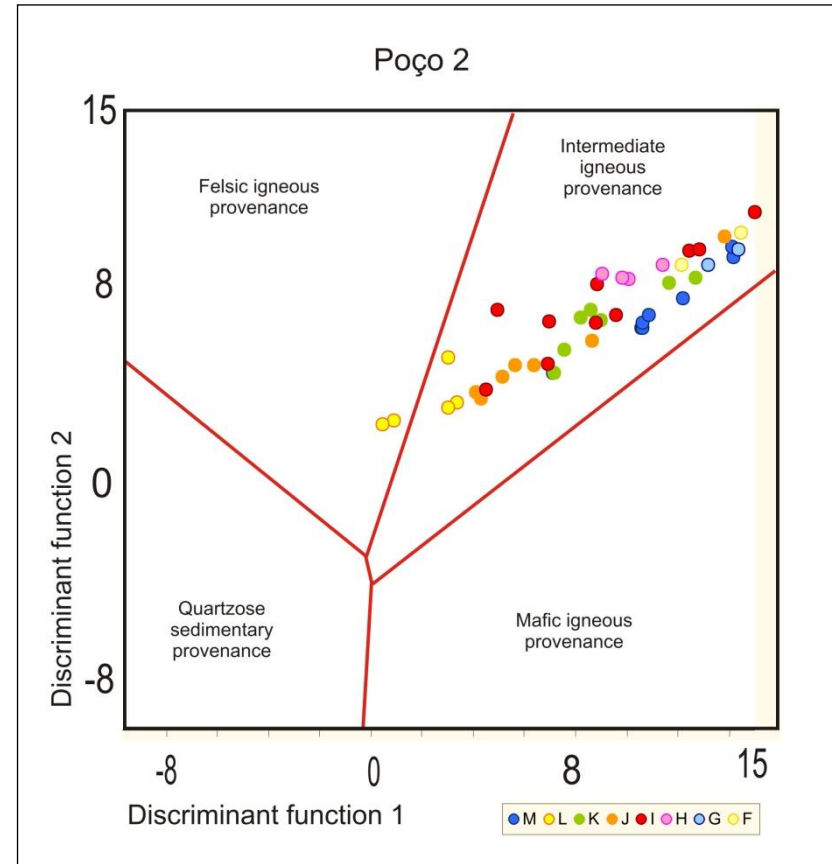


Figura 14 – Poço2: Diagrama de função discriminante

4.1.4 Descrição das unidades Químioestratigráficas

Unidades A e B:

As unidades A e B foram identificadas nos poços 1 e 4.

As unidades A e B (Figura 15 e Figura 16) correspondem, no poço 1 a intervalos de arenito de granulometria grossa e mal selecionado, com presença de margas. Já no poço 4 a mesma corresponde à arenito de granulometria em geral fina a média com traços de carbonato.

As unidades A e B apresentam uma percentagem similar de elementos o que sugere uma mesma origem. Estas possuem os maiores valores percentuais de Al_2O_3 quando comparadas aos valores das outras unidades e valores pouco significativos de CaO .

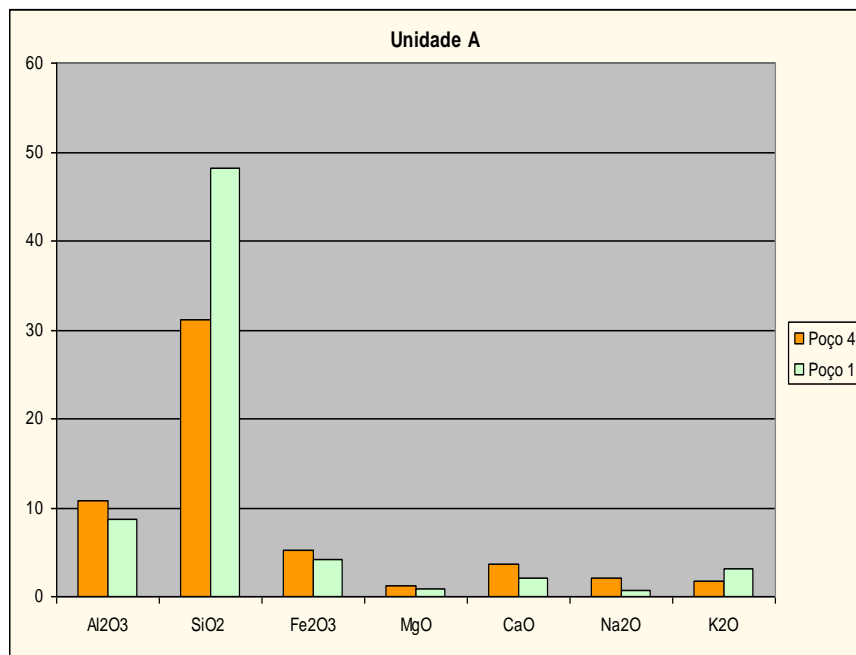


Figura 15 – Frequência relativa de elementos maiores da unidade A

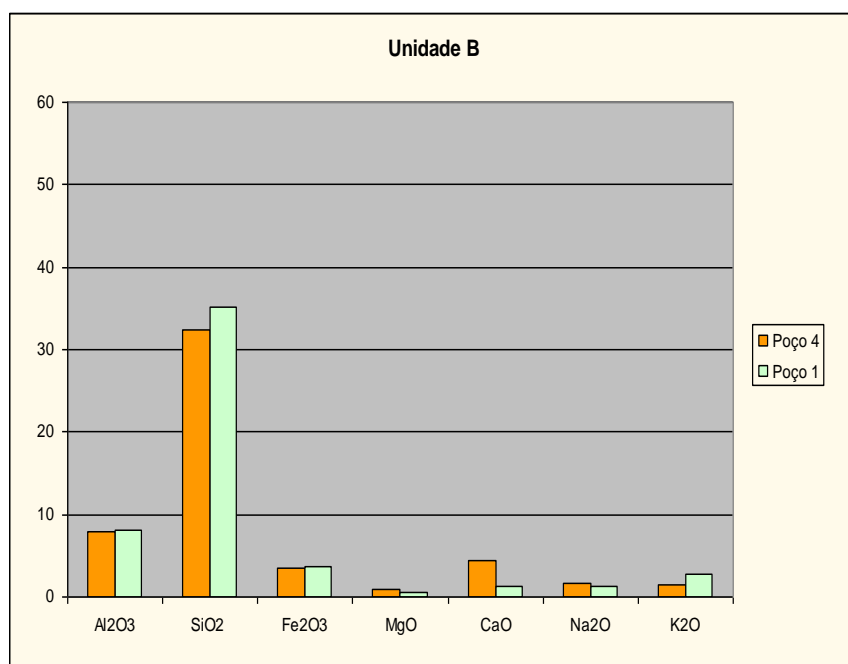


Figura 16 – Frequência relativa de elementos maiores da unidade B

Unidade c:

A unidade C foi identificada apenas no poço 4.

A unidade C (Figura 17) corresponde a um intervalo de arenito de granulometria mal selecionada, localmente com intervalos margosos.

A unidade C encontra-se limitada pela discordância do Eoceno inferior mapeada regionalmente na sísmica.

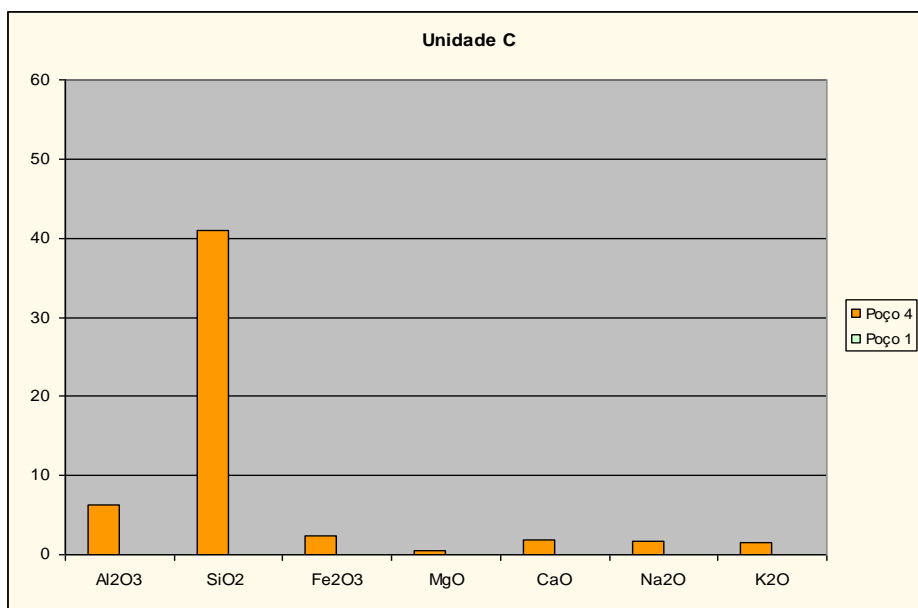


Figura 17 – Frequência relativa de elementos maiores da unidade C

Unidades D e E:

As unidades D e E (Figura 18 e Figura 19), identificadas nos poços 1 e 4, correspondem a um intervalo de arenito de granulometria mal selecionada, e com intervalos margosos.

A unidade E representa uma unidade arenítica com 10 a 30% de marga no poço 1, representando um aumento gradativo desta litologia chegando a um pacote contendo 80% de marga no topo da unidade. No poço 4, a unidade é representada por um pacote arenítico de granulometria média à fina.

As unidades apresentam uma percentagem similar de elementos o que sugere uma origem também similar. Os percentuais variam de maneira relativamente uniforme à exceção do CaO devido a presença maior de marga na unidade E do no poço 1.

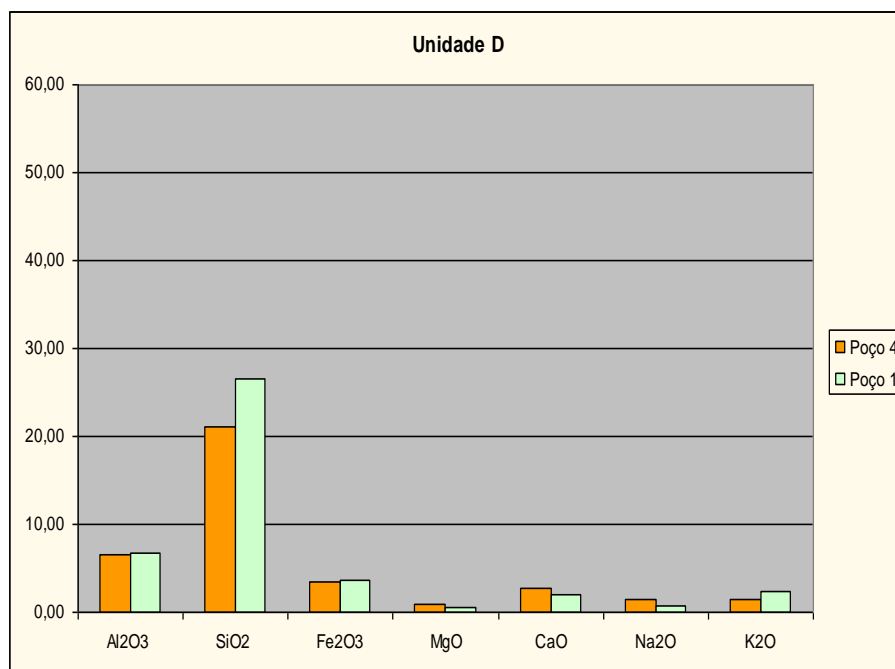


Figura 18 – Frequência relativa de elementos maiores da unidade D

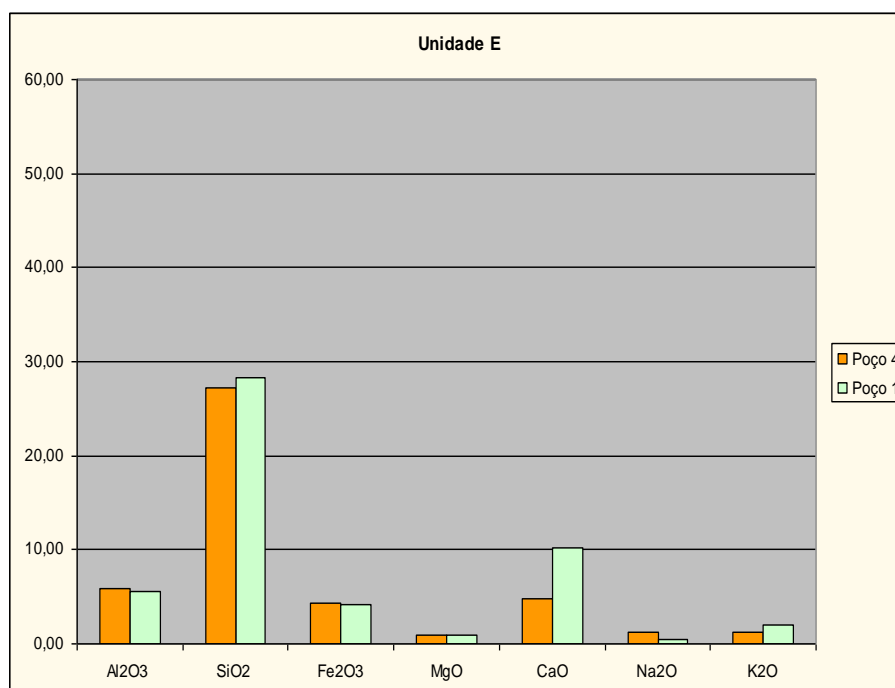


Figura 19 – Frequência relativa de elementos maiores da unidade E

Unidades F e G:

As unidades F e G (Figura 20 e Figura 21) foram identificadas nos poços 1,2 e 4.

As unidades apresentam-se no poço 1 como unidades mistas de arenito e marga sendo a unidade G mais rica em marga em comparação a F. No poço 4 estas unidades são representadas por dois pacotes areníticos, apresentando granulometria fina a média com alguma presença de carbonatos. No poço 7, as mesmas representam unidades mistas de arenito e marga.

Uma vez mais as unidades apresentam uma percentagem similar de elementos o que sugere uma origem (siliciclástica) também similar. Os percentuais variam de maneira relativamente uniforme à exceção do CaO e SiO₂ devido à variação na litologia carbonática e siliciclástica.

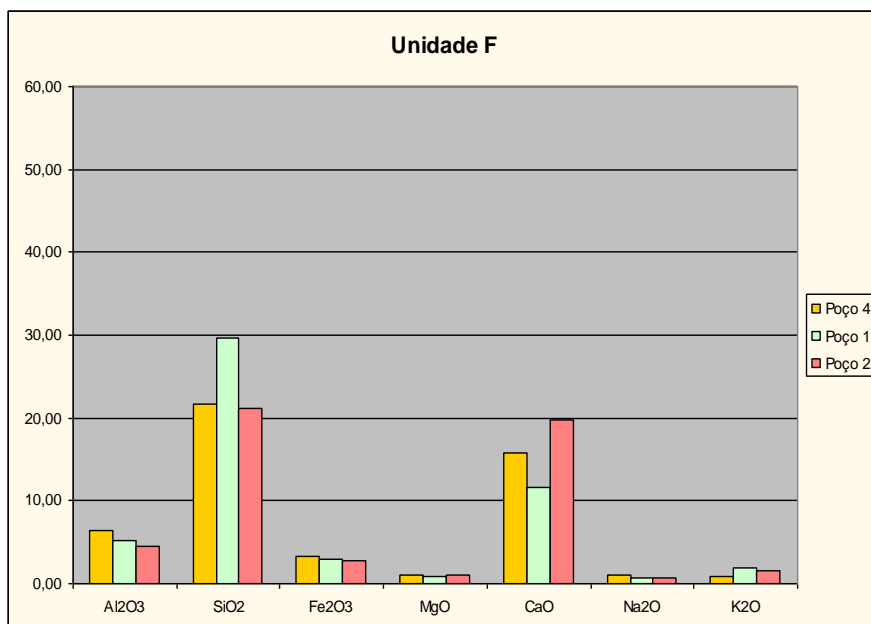


Figura 20 – Frequência relativa de elementos maiores da unidade F

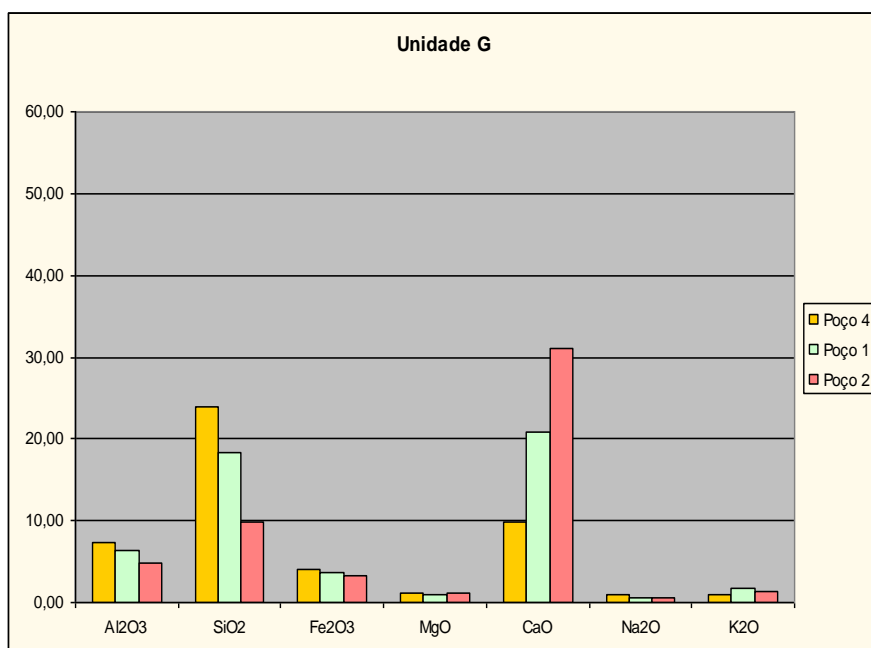


Figura 21 – Frequência relativa de elementos maiores da unidade G

Unidades H e I

As unidades H e I (Figura 22 e Figura 23) foram identificadas nos poços 1, 2 e 4.

A unidade H apresenta-se nos poços 1 e 2 como uma unidade mista de arenito e marga. No poço 4 esta unidade é representada por um pacote arenítico, apresentando granulometria fina a média com alguma presença de carbonatos.

A unidade I apresenta-se no poço 1 como um pacote de arenito de granulometria grossa. No poço 4 é representada por um pacote arenítico, apresentando granulometria fina a média. No poço 7, a mesma apresenta-se como um pacote predominantemente de arenito.

Uma vez mais as unidades apresentam uma percentagem similar de elementos o que sugere uma origem também similar. Os percentuais variam de maneira relativamente uniforme, à exceção do CaO e SiO₂, devido à variação na litologia carbonática e siliciclástica.

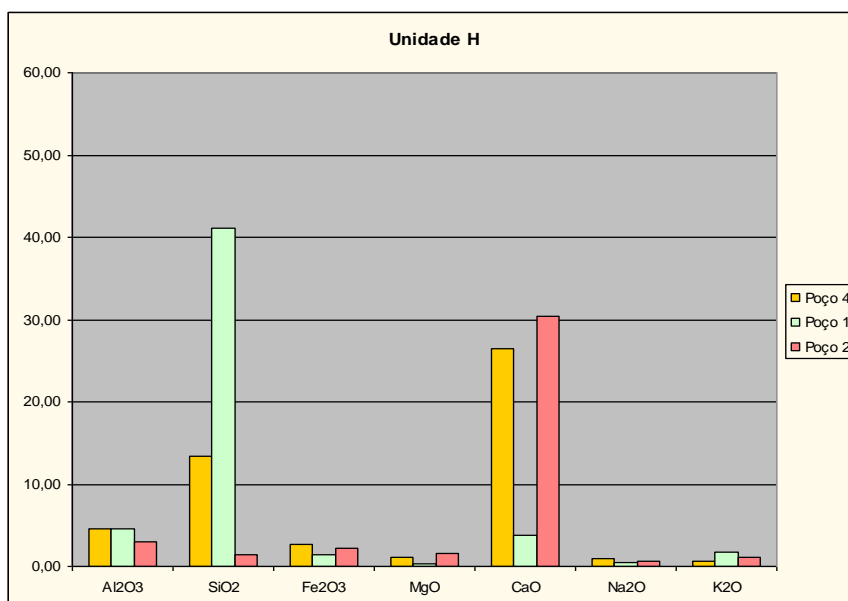


Figura 22 – Frequência relativa de elementos maiores da unidade H

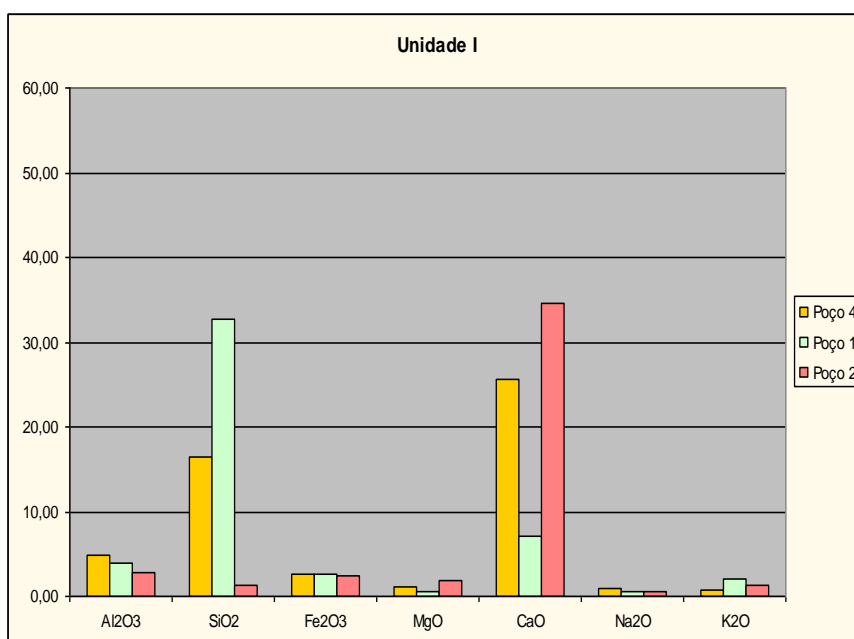


Figura 23 – Frequência relativa de elementos maiores da unidade I

Unidades J e K

As unidades J e K foram identificadas somente no poço 2.

A unidade J (Figura 24) corresponde a um intervalo de cerca de 130 metros de arenito com presença de margá e calcário. A unidade K (Figura 25) corresponde a um intervalo de margá e areia com a presença de foraminíferos fósseis.

A proveniência de ambas as unidades foi previamente identificada como ígnea intermediária.

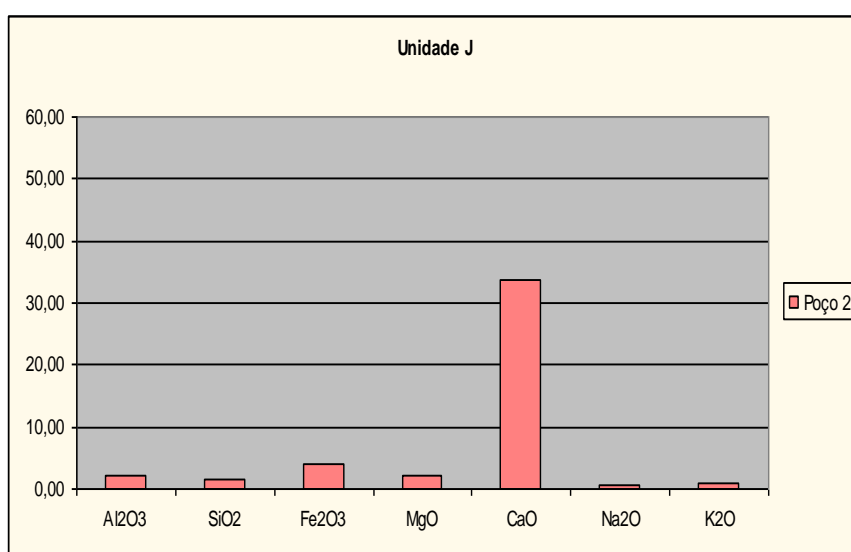


Figura 24 – Frequência relativa de elementos maiores da unidade J

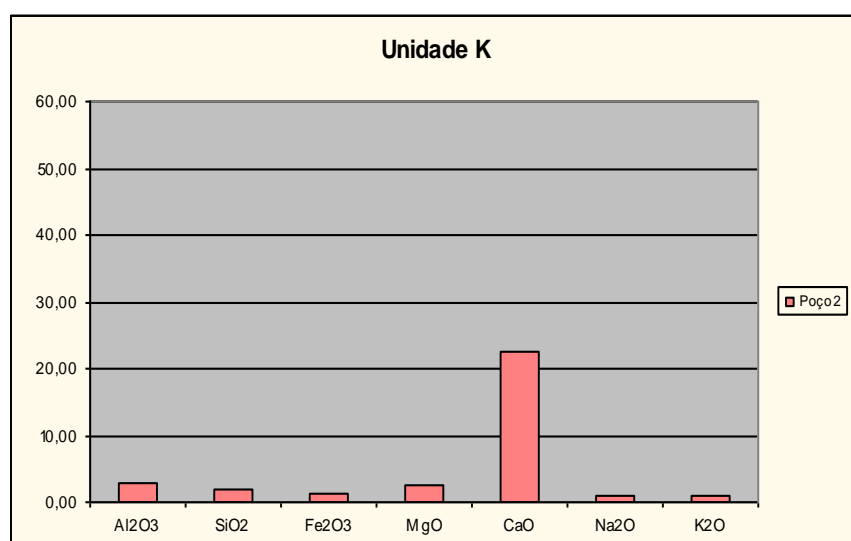


Figura 25 – Frequência relativa de elementos maiores da unidade K

Unidades M e L

As unidades L e M também foram identificadas apenas no poço 2.

A unidade L (Figura 26) corresponde a um intervalo de cerca de 40 metros de arenito com presença de marga variando de 10 a 30%. A proveniência desta unidade foi previamente identificada como ígnea intermediária.

A unidade M (Figura 27) corresponde a um intervalo de calcilito e marga com a presença de foraminíferos fósseis. A proveniência desta unidade também foi identificada como ígnea intermediária.

Ambas as unidades apresentam um padrão muito similar de porcentagens dos elementos.

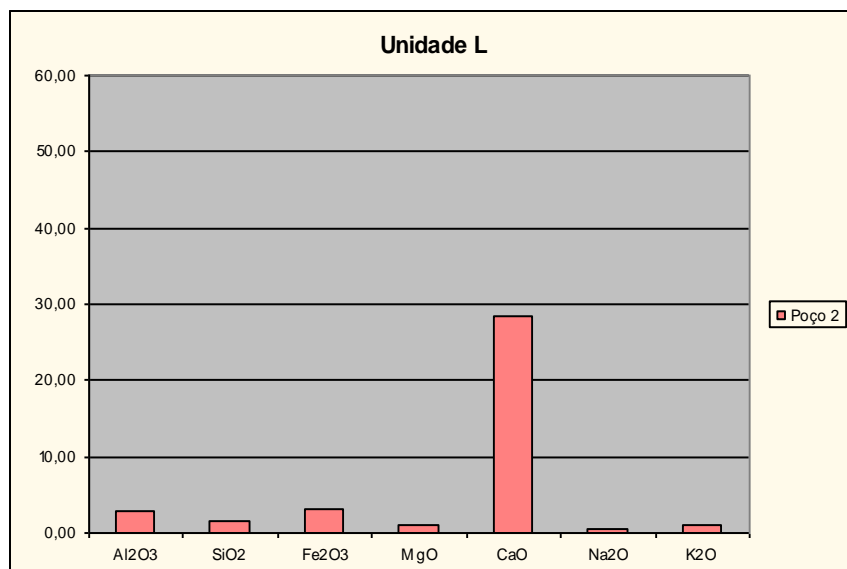


Figura 26 – Frequência relativa de elementos maiores da unidade L

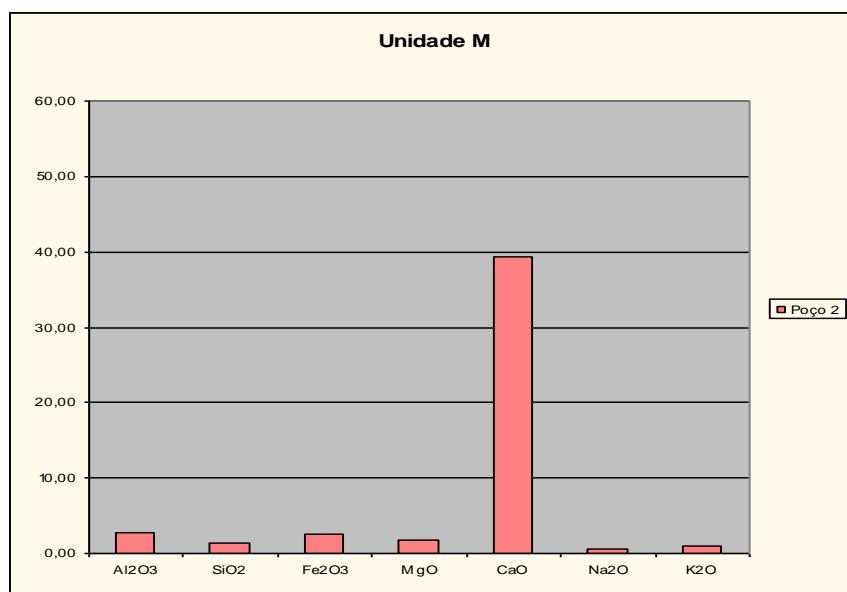


Figura 27 – Frequência relativa de elementos maiores da unidade M

4.2 Modelo deposicional da área de estudo

A região em estudo compreende o intervalo entre Eo-Eoceno e o Oligoceno depositados acima de uma estrutura de *rollover* representadas pelos sedimentos depositados durante o Cretáceo. Estes estratos apresentam-se na sísmica como relativamente conformantes e plano-paralelos.

Um perfil esquemático regional da área passando pelos poços 1 a 4 pode ser visto na figura abaixo (figura 29)

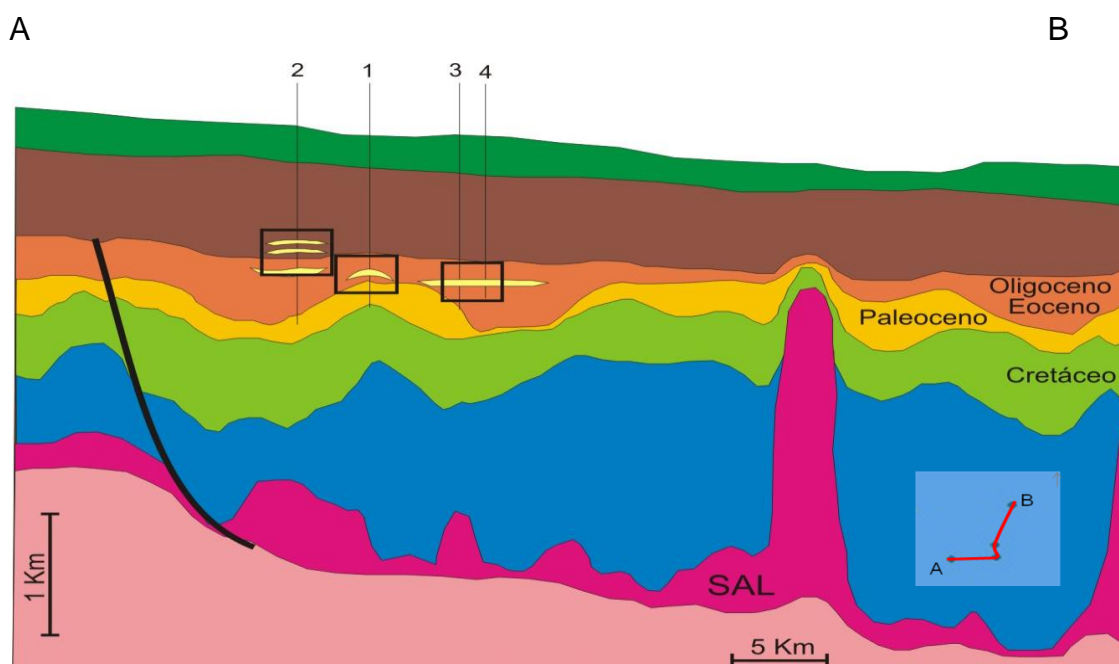


Figura 28 - Seção esquemática da área de estudo

A deposição no intervalo de estudo, a primeira vista, pode indicar conformidade dos sedimentos, porém, analisando sísmicamente, apresenta porções com um padrão caótico que pode ajudar na determinação dos corpos arenosos e na sua geometria

De acordo com esta geometria observada na sísmica foi, primeiramente, testado o modelo turbidítico alimentado por plataforma (*shelf-fed*) descrito por Peres (1993) para os reservatórios Oligo-Miocênicos da Bacia de Campos

4.2.1 Estudo de amplitude RMS em mapas

Para caracterização dos corpos turbidíticos foi realizado um estudo através de mapas de amplitude rms. Foram utilizados intervalos com janelas de 10ms a partir de superfícies mapeadas em sísmica. Os mapas mais representativos foram escolhidos para constar no presente estudo

A figura abaixo (figura 30) representa o estudo de amplitude RMS do intervalo do Eoceno inferior onde é possível a identificação de um corpo de arenito canalizado, vindo de sudoeste e que se espraia em forma de lobo. Este intervalo foi identificado nas unidades quimioestratigráficas A e B e descrito litologicamente nos poços 1, 3 e 4 como arenito de granulometria grossa e mal selecionada.

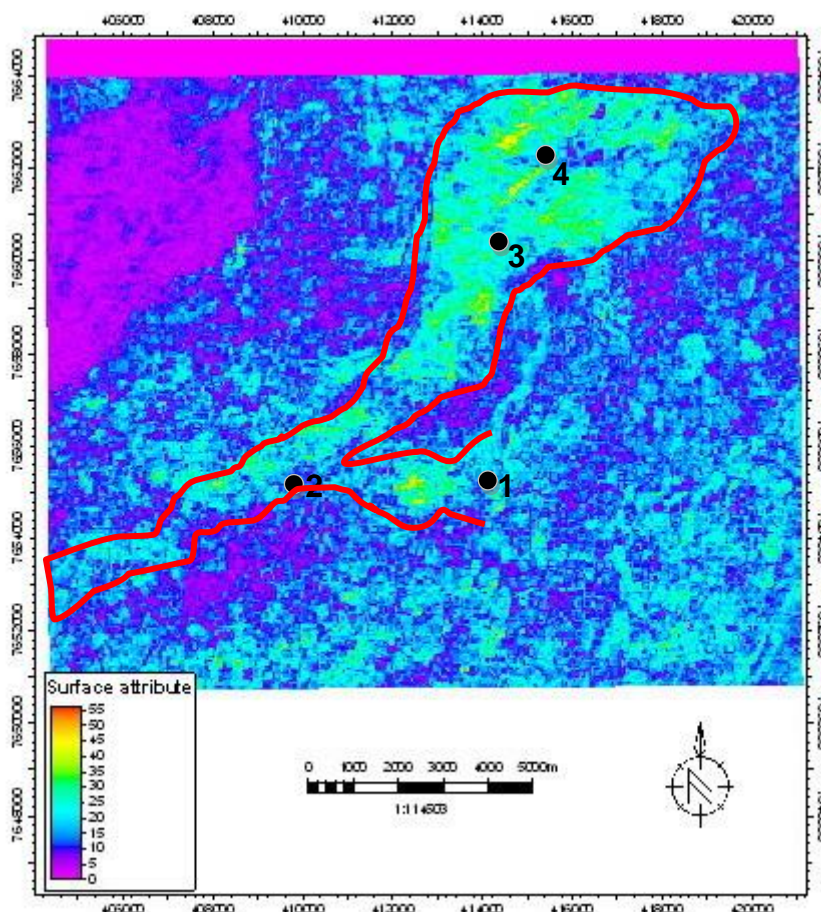


Figura 29- Amplitude rms: Corpo arenítico no Eoceno inferior (unidades A e B)

A Figura 30- Amplitude RMS: Corpo arenítico no Oligoceno (unidades H e I) representa o estudo de amplitude RMS do intervalo do Oligoceno onde é possível a identificação dois corpos areníticos canalizados. Este intervalo foi identificado nas unidades quimioestratigráficas H e I e descrito litologicamente nos poços. As diferenças observadas na geoquímica do poço 1 podem ser explicadas aqui como dois canais alimentadores de diferentes origens se espalhando em corpos turbidíticos que se apresentam amalgamados.

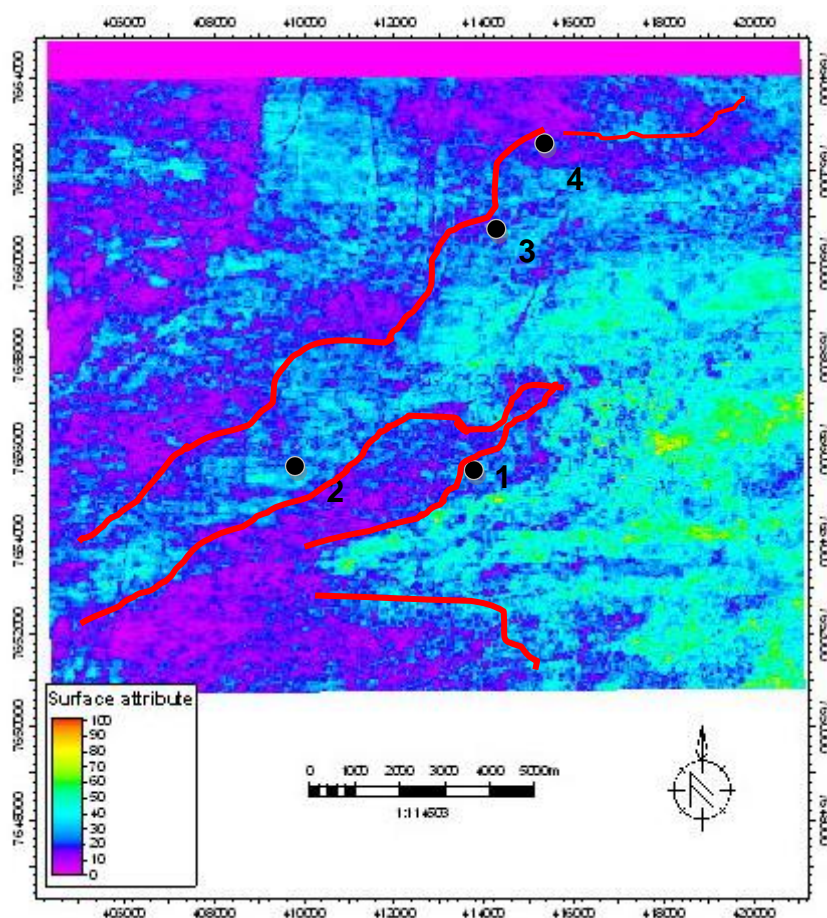


Figura 30- Amplitude RMS: Corpo arenítico no Oligoceno (unidades H e I)

Nos demais intervalos onde foram realizados estudos com mapas de amplitude RMS não foi possível individualizar os corpos de arenito e estabelecer sua geometria em continuidade entre os poços da área.

5 CONCLUSÕES

Através deste trabalho foi possível caracterizar, em termos geoquímicos, o intervalo de estudo. Foram determinadas treze (13) unidades quimioestratigráficas correlacionáveis e validadas pela interpretação sísmica. Destas unidades, quatro (A, B, H e I) puderam ser identificadas em geometrias de lobos e canais turbidíticos presentes na área e que foram identificadas através da geração e interpretação de mapas de amplitude RMS. As treze unidades definidas foram correlacionadas nos três poços estudados neste trabalho.

Foi também determinada a proveniência das litologias das unidades quimioestratigráficas presentes nos poços 1, 2 e 4, indicando uma proveniência ígnea intermediária, de caráter dominante, e uma proveniência subordinada quartzosa sedimentar, para os sedimentos depositados na área.

Nos poços 1 e 4 observou-se que as unidades quimioestratigráficas mostram uma gradação, da base para o topo da seção estudada, de proveniência quartzosa sedimentar para ígnea e, novamente, para quartzosa sedimentar, passando por unidades de proveniência mista. Tal arranjo pode sugerir um controle cíclico sobre a proveniência sedimentar.

O poço 2 apresenta, predominantemente, sedimentos de proveniência ígnea intermediária. Este poço encontra-se numa posição estratigráfica mais recente. O predomínio desse tipo de proveniência em um espesso pacote, estratigraficamente mais jovem na área de estudo, pode indicar o fim predominância quartzosa sedimentar na área ou o início de um novo ciclo de sedimentação.

Os ciclos de proveniência ígnea podem estar associados a queda no nível de base causando erosão das rochas ígneas em superfície. O ciclo de caráter mais quartzoso indica, provavelmente, uma ressedimentação das areias, tendo como uma provável causa a desestabilização dos sedimentos. Este modelo pode ser classificado como um sistema *self-fed*, o qual já foi reconhecido em outros depósitos oligocenos da Bacia de Campos

Os arenitos descritos em um mesmo intervalo, no entanto, podem apresentar uma proveniência mista quartzosa e de diferentes áreas ígneas de

acordo com a área fonte dos sedimentos. A geometria observada nos mapas de amplitude RMS quando analisadas em conjunto com o estudo de proveniência geoquímica evidenciam que os corpos turbidíticos possuem diferentes fontes de sedimentos em um mesmo horizonte mapeado, podendo assim indicar que o sistema é composto por múltiplos pulsos.

A aplicação das metodologias geoquímica e litológica aliada à interpretação sísmica mostrou-se eficiente na identificação e distinção dos corpos turbidíticos presentes na área, permitindo sua caracterização, a visualização de sua geometria e a separação dos corpos turbidíticos, em função de suas características composicionais em termos geoquímicos.

REFERÊNCIAS

ASMUS, H. E.; PONTE, F. C. The Brazilian Marginal Basins in The Ocean Basins and Margins, v.1 - The South Atlantic, NAIRN, A. E. M. and F. G. STEHILI, ed, Plenum Press, Nova York, 1973. p. 87-133.

ASMUS, H. E.; PORTO, R. Diferenças nos estágios iniciais da evolução da margem continental brasileira: possíveis causas e implicações: In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Camburiú. *Anais...* Camburiú: Sociedade Brasileira de Geologia, 1980. v. 1, p. 225-239.

ASMUS, H. E. & FERRARI, A. L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. In: *ASPECTOS Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS, 1978. p. 75-88,

BUENO, G. V. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Bol. Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 12, n. 2, p. 203-229. 2004.

BOSENCE, D. W. J. Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: PURSER, B. H.; BOSENCE, D. W. J. (Ed.). *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea – Gulf of Aden*. Cambridge: Chapman & Hall, 1998. p. 9-25.

BRUHN, C. H. L.; MORAES, M. A. S. Turbiditos da Formação Urucutuca na Bacia de Almada, Bahia: um laboratório de campo para o estudo de reservatórios canalizados. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 3, n. 3, jul./set. p. 235-267. 1989.

CAINELLI, C.; MOHRIAK, W. U. Some remarks on the evolution of sedimentary basins along the Eastern Brazilian continental margin. *Episodes*, v. 22, n. 3,. p. 206-216. 1999.

CATUNEANU, O. *Principles of Sequence Stratigraphy.*, Amsterdam: Elsevier, 2006. 375 p.

DEMERCIAN, S.; SZATMARI, P.; COBBOLD, P. R., Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos basins, offshore Brazil, *Tectonophysics*, v. 228,. p. 393–433. 1993

DIAS, J. L. E; SCARTON, J. C.; GUARDADO, L. R.; ESTEVES, F. R.; CARMINATTI, M. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. 1990. In: Gabaglia, G.P.R., Milani, E.J. (coords.). *Origem e evolução de bacias sedimentares*, PETROBRAS, CENSUD, Rio de Janeiro, 1990. p. 333-360.

DIAS-BRITO, D.; AZEVEDO, R. L. M. As seqüências deposicionais marinhas da bacia de Campos sob a ótica paleoecológica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,, 34., 1986, Goiânia. *Anais...Goiânia: [s.n.]*, 1986. p.38-49

DIAS, J. L.; GUAZELLI, W; CATTO, A. J.; VIEIRA, J.C. Integração do arcabouço estrutural da Bacia de Campos com o embasamento pré-Cambriano adjacente. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., 1987, Rio de Janeiro. *Anais...Rio de Janeiro: SBG*, 1987. p. 189/197.

DIAS, J. L.; OLIVEIRA, J. Q.; VIEIRA, J. C. Sedimentological and Stratigraphic Analysis of the Lagoa Feia Formation, Rift Phase of Campos Basin, Offshore Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, Curitiba, v.18, p.252-260. 1988.

EMERY, D.; MYERS, K. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, UK, Blackwell Science 1996. 297p.

FEIJÓ, F. J. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 8, n.1, p. 203-217. 1994.

GALLOWAY, W. E.; HOBDAK D. K. Terrigenous Clastic Depositional Systems springer-Verlag, New York 1996: In EMERY, D.; MYERS, K. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, UK, Blackwell Science 1996. 297p

GUARDADO, L. R. et al. Petroleum System of the Campos Basin, Brazil. In: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (Ed.), *Petroleum systems of South Atlantic Margins: an outgrowth of the AAPG/ABGA*. Hedberg Research Symposium. Rio de Janeiro: AAPG, November 16-19, 1997. p.317-324. (Memoir 73)

HASUI, Y. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1., *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1990. p. 1-31.

HELLER, P. L.; DICKINSON W. R., Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, [S.I.], v. 69, p. 960-976. 1985.

KUENEN, P. H., Review of Marine Sand-Transporting Mechanisms. *Jour. Alberta Soc. Petrol. Geol.*, [S.I.], v. 5, p. 59-62. 1957

LIMA, C .C. U. O Neotectonismo na costa do Sudeste e Nordeste Brasileiro. *Revista de Ciência e Tecnologia*, Guarulhos, v. 15: p. 91-102, 2000..

MILANI, E. J. Aspectos da evolução tectônica das bacias do Recôncavo e Tucano Sul, Bahia, Brasil. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES, 1987. 61p. (Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de petróleo, 18).

MILANI, E. J.; BANDÃO, J. A. S. L.; ZALÁN, P. V.; GAMBOA, L. A. P. Petroleum in the brazilian continental margin: geology, exploration, results and perspectives. *Revista Brasileira de Geofísica*, [S.l.], v.18, n. 3, p. 352-396, 2000.

MIZUSAKI, A. M. P.; MOHRIAK, W. U. Seqüências vulcanosedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Resumos Expandidos v.2*, São Paulo: SBG, 1992. p. 468-469.

MOHRIAK, W. U. et al. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. In JACKSON, M. P. A.; ROBERTS, D. G.; SNELSON, S. (Ed.). *Salt tectonics: a global perspective.*, Tulsa: AAPG, 1995. p. 273-304 (AAPG Memoir 65).

MUTTI, E. et al. Deep-water turbidites and their equally important shallower water cousins. In: AAPG ANNUAL CONVENTION, 2007, Long Beach
Disponível em: <<http://www.searchanddiscovery.com/documents/2007/08096mutti/>>,
Acesso em: 20 out. 2009. Adapted from Extended Abstract prepared for presentation at AAPG Annual Convention, Long Beach, California, April 1-4, 2007

MUTTI, E., RICCI LUCCHI R., ROVERI, M. *Revisiting tubidites of the Marnoso-Arenacea Formation and their basin-margin equivalents: problems with classic models: Excursion Guidebook*: Parma: Editrice Campus, 2002. Turbidite workshop organized by Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Parma and Eni-Agip Division for the 64th EAGE Conference and Exhibition, Florence, Italy, 27 – 30 May 2002

OREIRO, S. G. Magmatismo e sedimentação em uma área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior – Terciário. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 95-112, 2006.

OREIRO, S. G.; CUPERTINO, J. A.; THOMAS FILHO, A. Diagnostic Features of Volcanic and Volcaniclastic Rocks in Seismic Sections on The Continental Shelf of Cabo Frio Area, SE Brazil.: INTERNATIONAL CONGRESS OF BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 8, Rio de Janeiro, Anais... Rio de Janeiro :Sociedade Brasileira de Geofísica. 2003.

PERES W. E. Shelf-Fed Turbidite System Model and its Application to the Oligocene Deposits of the Campos Basin, Brazil; *AAPG Bol.*, Tulsa, v. 77., 81-101. 1993

RANGEL, H. D.; MARTINS, C. C. Principais Compartimentos Exploratórios, Bacia de Campos, In: *Searching for Oil and Gas in the Land of Giants*, Schlumberger. Rio de Janeiro. 1998. p. 32-40

ROSER, B. P.; KORCH, R. J., Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chem. Geol.*, [S.l.], v. 67p. 119–139, 1988.

RANGEL, H. D.; MARTINS, F. A. L.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro:, v. 8, n. 1. p. 203-218, 1994.

SZATIMARI I, P.; Role of Tectonic and Halotectonic Processes in Shaping the Brazilian Continental Margin. SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4. 1999, Lençóis,. *Anais...Lençóis*, 1999. p. 3-5.

WINTER W. R.; JAHNERT R. J; FRANÇA A. B. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2. p. 511-530.2007.