

1- INTRODUÇÃO

O Membro Siri da Formação Emborê é constituído por calcários depositados na plataforma oligo-miocênica da Bacia de Campos. A ocorrência de petróleo nesta unidade terciária vem sendo registrada há tempos, mais precisamente desde a década de setenta. No entanto, as características físicas deste óleo não tornaram possível a sua produção comercial. Atualmente, muitos esforços vêm sendo empreendidos no sentido de compreender melhor a geologia deste reservatório, visando o aproveitamento futuro dos mesmos.

Entretanto, os métodos mais tradicionais para correlacionar unidades sedimentares, tais como a bioestratigrafia e a perfilagem geofísica, não se mostram adequados, ou seja, apresentam baixa resolução na subdivisão e correlação de unidades estratigráficas em escala de reservatório no Membro Siri. Em virtude disso torna-se necessária à utilização de ferramentas alternativas visando este fim.

A estratigrafia química envolve a aplicação da geoquímica para caracterizar e fatiar seqüências sedimentares, com base em assinaturas geoquímicas diagnósticas, sendo por este motivo, bastante adequada para uma análise estratigráfica de alta resolução.

Propõe-se neste trabalho a utilização de dados geoquímicos objetivando a montagem de um arcabouço estratigráfico para os reservatórios Siri, apoiando-se, paralelamente, em um estudo petrográfico e microfaciológico dessas rochas com o intuito de reconhecer a sua história deposicional e diagenética.

2- OBJETIVOS

O primeiro objetivo deste trabalho foi um estudo microfaciológico dos carbonatos do Membro Siri visando uma melhor definição de seu paleoambiente deposicional e dos processos diagenéticos que atuaram nestas rochas.

O segundo objetivo envolve as análises de isótopos estáveis de carbono e oxigênio e de elementos químicos maiores e traços com o intuito de propor um fatiamento quimioestratigráfico desta unidade terciária e, a partir deste arcabouço, realizar a correlação dos poços da área. Por fim, objetiva-se apresentar a integração dos dados petrográficos e quimioestratigráficos dentro do contexto da estratigrafia de seqüências.

3- LOCALIZAÇÃO

A área de estudo encontra-se ao sul da Bacia de Campos, no estado do Rio de Janeiro. Os cinco poços usados nesta dissertação dispõem-se em uma seção aproximadamente norte-sul, como pode ser visto na figura 01.

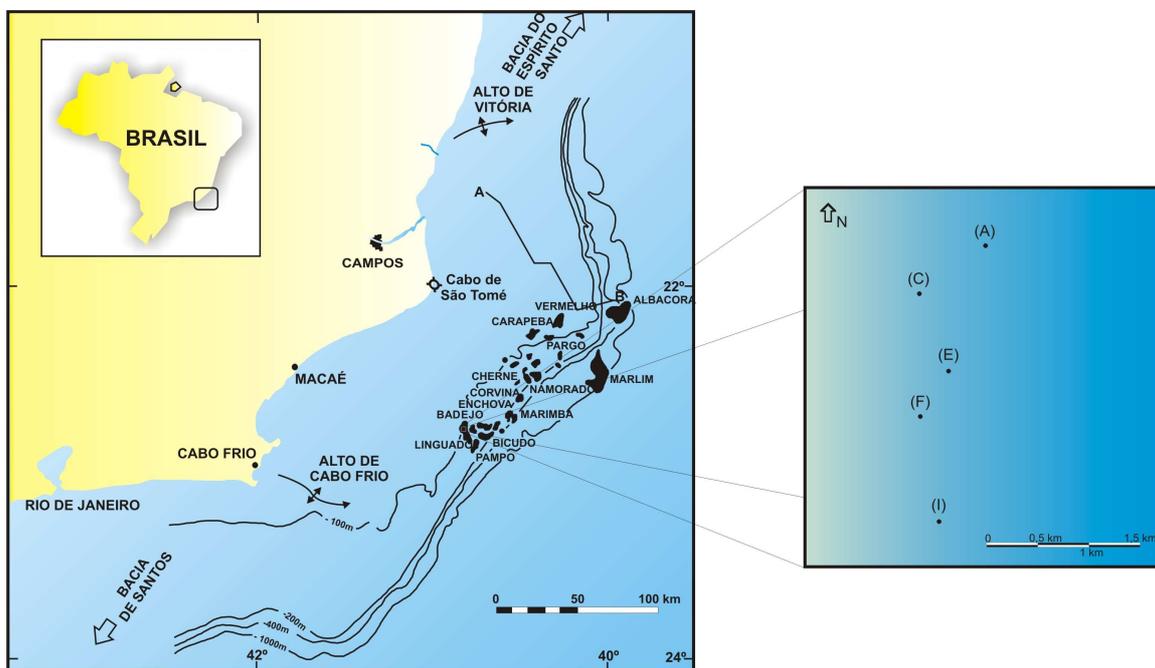


Figura 01- Mapa com a localização da Bacia de Campos e em detalhe o posicionamento dos poços na área de estudo (modificado de Guardado *et al.*, 1989).

4- METODOLOGIA

Neste trabalho foram utilizados cinco poços perfurados na Bacia de Campos, que amostraram as rochas carbonáticas do Membro Siri. Nos poços A e C contou-se com testemunhos de sondagem e nos poços E, I e F obteve-se apenas amostras de calha.

A partir destes dados desenvolveu-se um estudo petrográfico/microfaciológico buscando entender o modelo deposicional dos carbonatos da Formação Emborê/Membro Siri, bem como os principais eventos diagenéticos que afetaram estas rochas.

Paralelamente, análises geoquímicas de isótopos estáveis de carbono e oxigênio e elementos químicos maiores e traços foram realizadas nos poços C, E e I com o intuito de subdividir e correlacionar estas rochas usando a quimioestratigrafia. Este procedimento permitiu o desenvolvimento de uma estratigrafia fina para os carbonatos terciários da área investigada.

Finalmente, os dados de petrografia, de perfis elétricos e de geoquímica foram integrados visando o entendimento da evolução sedimentológica e estratigráfica do Membro Siri, sob os conceitos da estratigrafia de seqüências.

4.1- PERFIS PETROGRÁFICOS

Lâminas delgadas dos testemunhos e das amostras de calha dos carbonatos do Membro Siri foram confeccionadas pelo Laboratório de Sedimentologia da UN-BC PETROBRAS (Unidade de Negócios de Exploração e Produção da Bacia de Campos) e cedidas para a realização deste trabalho de pesquisa. As lâminas foram impregnadas com resina azul para realçar a porosidade da rocha e, conseqüentemente, torná-la mais fácil de ser observada.

As seções delgadas foram analisadas nos diversos poços e visualmente classificadas em diferentes microfácies de acordo com as suas características petrográficas, tais como abundância de determinados bioelementos, minerais, feições diagenéticas e texturais.

As variações verticais dos principais componentes da rocha foram desenhadas ao longo de perfis petrográficos (anexos), confeccionados para cada um dos poços. A frequência dos componentes foi estimada qualitativamente e expressada como rara, comum, freqüente e abundante. Ao lado dos perfis petrográficos foi colocada uma coluna com a variação das microfácies ao longo do perfil. Nos poços em que só havia amostras de calha, a identificação e o posicionamento das microfácies no perfil foram sobremaneira dificultados.

4.2- PERFIS DE RAIOS GAMA

Perfis de raios gama medem a radioatividade natural das rochas e por isso podem ser usados para identificar litotipos e correlacionar poços. Arenitos e carbonatos sem argila possuem baixas concentrações de material radioativo e conseqüentemente, possuem baixas leituras de raios gama.

À medida que o conteúdo de argila aumenta, a resposta do perfil de raios gama também aumenta devido à maior concentração de elementos radioativos neste tipo de mineral.

Em rochas carbonáticas, apesar dos valores de radioatividade serem geralmente baixos, como já dito acima, variações podem ser detectadas permitindo a diferenciação entre carbonatos “limpos” (sem ou com pouca argila) como os calcarenitos, e outros mais “sujos” como os calcilutitos impuros e margas.

A ferramenta consiste basicamente de um cintilômetro contendo um cristal transparente, que emite um fóton ao ser atravessado pelo raio gama, este é capturado pelo fotomultiplicador, produzindo um pulso elétrico (Waisman, 2002).

4.3- PERFIL SÔNICO

O perfil sônico é um perfil que ajuda, principalmente, na detecção de intervalos porosos. Tal perfil mede o tempo de trânsito de uma onda compressional que percorre a distância de um pé dentro da formação. Transmissores de ondas acústicas produzem alternadamente pulsos de alta frequência que percorrem as rochas, sendo captados por pares de receptores.

O tempo de trânsito obtido no perfil sônico é dependente tanto da porosidade quanto do tipo de rocha. Contudo, caso se conheça previamente a velocidade do som no material que constitui a rocha, pode-se obter a porosidade por meio de cartas gráficas ou equações.

4.4- CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS CARBONÁTICAS

Nesta dissertação foram usadas basicamente duas propostas de classificação de rochas carbonáticas, a de Dunham (1962) e a de Embry & Klovan (1971).

A classificação de Dunham (1962) foi publicada no memoir nº 1 da A.A.P.G (American Association of Petroleum Geologists), o qual foi dedicado exclusivamente à classificação de rochas carbonáticas. Este autor leva em consideração principalmente o aspecto textural da rocha, introduzindo duas definições importantes, a de rochas suportadas pelos grãos e rochas suportadas pela matriz fina (fig. 02).

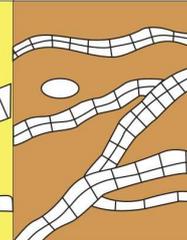
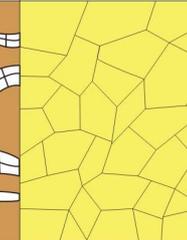
Texturas Depositionais Reconhecidas					Textura deposicional não reconhecível
Componentes originais não ligados durante a deposição			Sem lama, grão-suportado	Componentes originais ligados durante a deposição	
Suportada pela Matriz		Grão-suportado com matriz			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Cristalino
					

Figura 02 - Classificação de rochas carbonáticas de Dunham (1962). Modificado de Tucker & Wright (1990).

Segundo Terra (1990) para utilizar-se a classificação de Dunham (1962) são necessárias algumas considerações.

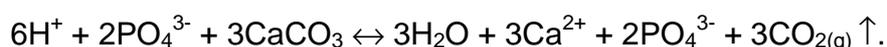
- A textura deposicional é reconhecida ou não?
- Os componentes originais estavam ligados ou não durante a deposição?
- A rocha tem matriz ou não?
- A rocha possui arcabouço grão-suportado ou matriz-suportado?

Com base nessas premissas Dunham (1962) propôs os seguintes termos: mudstones, wackestones, packstones, grainstones e boundstones para classificar texturalmente as rochas carbonáticas (fig. 02).

Por outro lado, a proposta de Embry & Klovan (1971), mais do que uma nova classificação é uma ampliação da classificação de Dunham (1962), com o objetivo de abraçar as rochas de origem recifal. Esta classificação veio da experiência dos autores no estudo de calcários bioconstruídos do Paleozóico do Canadá, nos quais eles distinguiram cinco diferentes tipos, a saber: floatstones, rudstones, bafflestone, bindstone e framestone (fig. 03).

4.5- ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E OXIGÊNIO

Na obtenção dos dados isotópicos de carbono e oxigênio foi utilizado o espectrômetro de massa Finnigan MAT 252 pertencente à Gerência de Geoquímica do CENPES/PETROBRAS. Este espectrômetro de massa está acoplado a um sistema de extração *on line* de CO₂ em carbonatos, denominado KIEL-III, voltado especificamente para análises isotópicas de carbono e oxigênio em carbonatos. Nesse sistema a amostra de carbonato reage sob vácuo com ácido fosfórico a 70°C, liberando CO₂ que será analisado para as suas razões isotópicas de oxigênio e carbono, de acordo com a reação:



Variações nas razões de isótopos estáveis normalmente situam-se numa faixa de valores entre partes por mil e partes por centena e, portanto, são freqüentemente descritos como desvios por mil (‰) δ , de algum padrão conhecido.

No caso do carbono e do oxigênio, em carbonatos, o padrão comumente usado é o PDB da Universidade de Chicago. O PDB refere-se a um fóssil particular de belemnite da Formação Pee Dee (Pee Dee Belemnite) da Carolina do Sul. Os desvios por mil, referidos como δO^{18} e δC^{13} , são expressos pelas respectivas relações:

$$\delta O^{18} = \frac{\{(O^{18} / O^{16})_{amostra} - (O^{18} / O^{16})_{padr\tilde{a}o\ PDB}\} \times 1000}{(O^{18} / O^{16})_{padr\tilde{a}o\ PDB}} \quad e,$$

$$\delta C^{13} = \frac{\{(C^{13} / C^{12})_{amostra} - (C^{13} / C^{12})_{padr\tilde{a}o\ PDB}\} \times 1000}{(C^{13} / C^{12})_{padr\tilde{a}o\ PDB}}$$

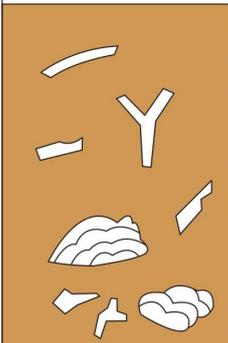
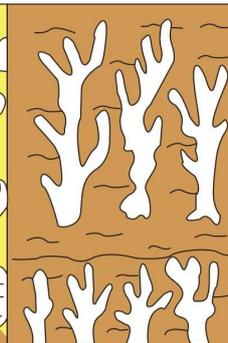
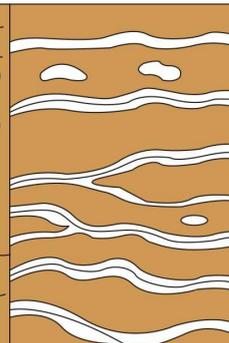
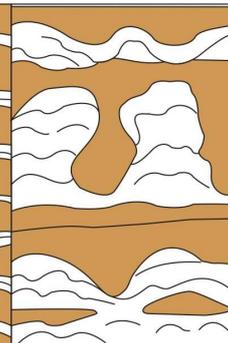
Alóctone		Autóctone		
Componentes originais não organicamente ligados durante a deposição		Componentes originais organicamente ligados durante a deposição		
> 10% de grãos > 2mm				
Suportada pela matriz	Suportado por componente > 2mm	Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Floastone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone
				

Figura 03 - Classificação de rochas calcárias recifais de Embry & Klovan (1971). Modificado de Tucker & Wright (1990).

4.6- ELEMENTOS QUÍMICOS MAIORES E TRAÇOS

Para as análises químicas de elementos maiores e traços foi utilizado um espectrômetro de massa com fonte de plasma induzido (ICP-MS), do tipo Perkin Elmer ELAN DRC II pertencente ao Laboratório de Geoquímica da Faculdade de Geologia da UERJ.

Basicamente o ICP-MS consiste de 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 .

5- BACIA DE CAMPOS

A Bacia de Campos situa-se na margem continental leste brasileira, estando a sua gênese associada à ruptura do supercontinente Gondwana que separou América do Sul e África durante o Mesozóico. Esta bacia cobre uma área de cerca de 100.000 km², sendo limitada a norte pelo Alto de Vitória e a sul pelo Alto de Cabo Frio (fig. 01).

A primeira descoberta de petróleo na bacia ocorreu em 1974 (Campo de Garoupa). Desde então, a intensa atividade exploratória levou a descoberta de vários outros campos, consolidando o litoral norte do estado do Rio de Janeiro como a área mais prolífica em petróleo de todo o Brasil.

5.1- EVOLUÇÃO ESTRUTURAL

A Bacia de Campos constitui uma excelente representante das bacias de margem continental passiva presentes ao longo da costa leste da América do Sul. Existem dois estilos estruturais bem definidos: falhamento em blocos associado à quebra inicial da América do Sul - África, nos intervalos com idade pré-Alagoas, e na porção superior falhamentos lítricos decorrentes da tectônica salífera. Adicionalmente, movimentações tectônicas durante o Neocretáceo e o Cenozóico reativaram estas e outras descontinuidades pré-existentes (Cobbold *et al.*, 2001).

Formado no Neoproterozóico, o supercontinente Gondwana foi construído a partir da junção de vários crátons de idades arqueanas e paleoproterozóicas por meio de faixas móveis durante o ciclo orogênico Brasileiro/Pan-Africano. No Neotriássico - Eojurássico o processo de ruptura do Gondwana e a conseqüente separação entre África e América do Sul deu-se de sul para o norte do supercontinente. As evidências sugerem que o processo de rifteamento alcançou a Bacia de Campos durante o Hauteriviano-Barremiano (Eocretáceo) (Meisling *et*

al., 2001).

Durante o Eocretáceo gerou-se um sistema de vales rifte com direção NE-SW como consequência dessa extensão crustal (fig. 04). A fase rifte é representada por uma série de *horsts*, *grabens* e *hemi-grabens*. Os blocos falhados são limitados por falhas normais sintéticas e antitéticas.

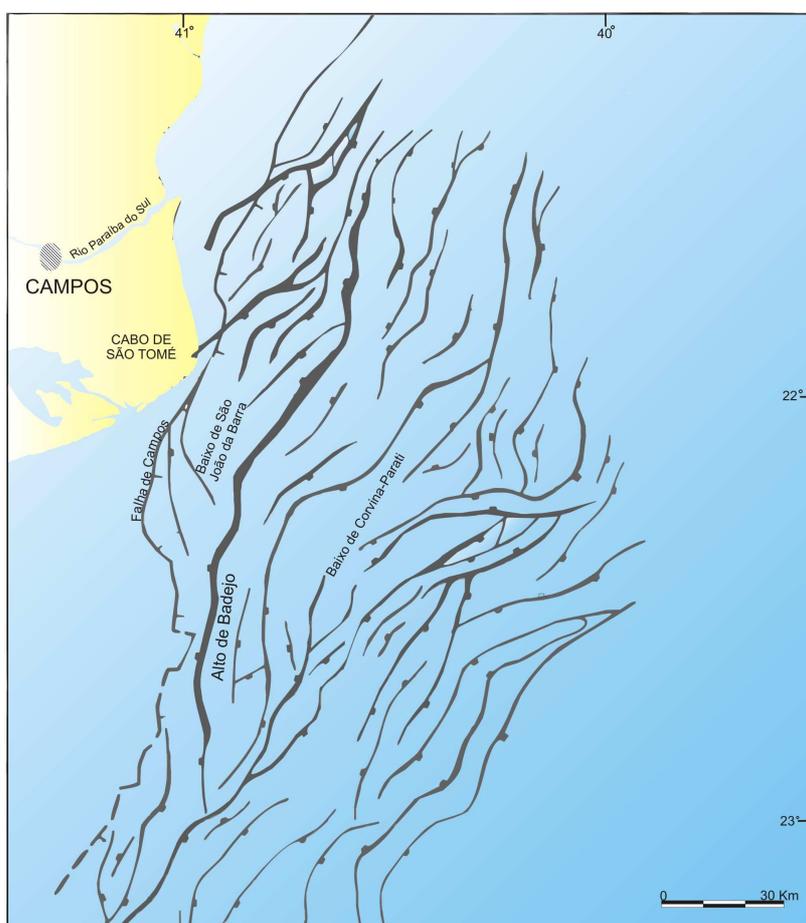


Figura 04 - Mapa de estruturas no topo do embasamento. Basaltos do Cretáceo Inferior mostrando as estruturas do rifte da Bacia de Campos (Guardado *et al.*, 1989).

Paralelamente, grande extrusão de basaltos ocorreu no sul-sudeste do Brasil pela passagem da pluma ou *hot-spot* de Tristão da Cunha sob a Bacia do Paraná (Meisling *et al.*, 2001). Esse magmatismo básico chegaria ao rifte precursor da Bacia de Campos, constituindo o que hoje se conhece como Formação Cabiúnas.

Tal vulcanismo associado a um *hot-spot* pode ter contribuído para o rifteamento e a conseqüente quebra no compartimento sul do Atlântico Sul. Por outro lado, este mesmo fenômeno pode ter retardado a transição *rift-drift* na porção central devido ao aquecimento e estiramento da litosfera subcontinental da grande faixa móvel brasileira (Meisling *et al.*, 2001).

Meisling *et al.* (2001) estudando dados de levantamentos gravimétricos na Bacia de Campos observaram a existência de duas grandes anomalias de gravidade positivas (fig. 05). A primeira anomalia, mais próxima à linha de costa, foi considerada como sendo uma antiforma com cerca de 50 km de largura formada devido à existência de manto anormalmente raso (fig. 05). Sobrepondo-se a este Moho raso na Bacia de Campos encontram-se grandes falhas extensionais e um “meio-rifte” que é preenchido com rochas vulcânicas e sedimentares. Com base nestas evidências, o Moho deve ter soerguido durante o rifteamento e extensão crustal no Eocretáceo.

Nesta porção de rifte sobre o manto anômalo a vergência dominante das falhas extensionais é em direção ao continente e supõe-se que a falha mestra mergulhando para o sudoeste continua dentro do embasamento, tornando-se um descolamento de baixo ângulo no Moho (Meisling *et al.*, 2001). Estes autores sugerem também que este descolamento foi originalmente uma falha inversa durante o Brasileiro, sendo reativada durante o rifteamento no Neocomiano.

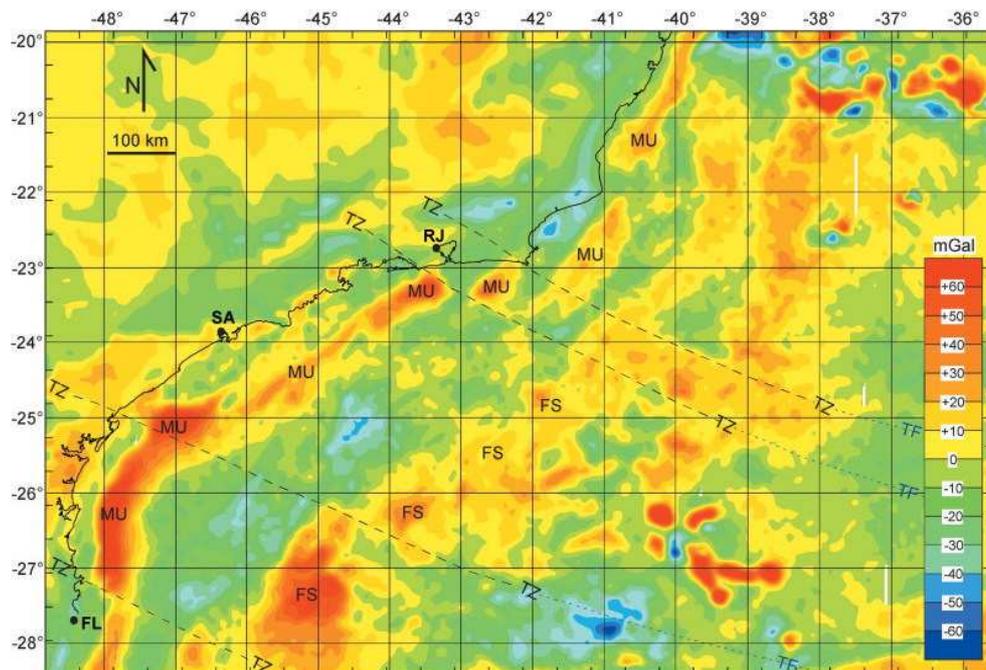


Figura 05 - Mapa de anomalias gravimétricas das bacias de Campos e Santos. (FL = Florianópolis, SA = Santos, RJ = Rio de Janeiro, MU = Soerguimento do Moho, FS = Cadeia de espalhamento abortada, TZ = Zona de transferência) (Meisling *et al.*, 2001).

A segunda anomalia gravimétrica positiva encontra-se a 300 km da costa em ambiente *off-shore* (fig. 05). Forma uma faixa alongada com uma direção nordeste/sudoeste, sendo interpretada em linhas sísmicas como sendo rochas vulcânicas (Meisling *et al.*, 2001). Estes mesmos autores sugeriram que o conjunto inteiro, que se prolonga até a Bacia de Santos, representa na verdade um centro de espalhamento oceânico que foi abortado (figs. 05 e 06).

Entre estas duas anomalias positivas temos um amplo domínio de anomalias de gravidade negativas, que são interpretadas como partes da seção sedimentar rifte, cobertas por rochas sedimentares com idades do Neomesozóico e do Terciário (Meisling *et al.*, 2001) (figs. 05 e 06).

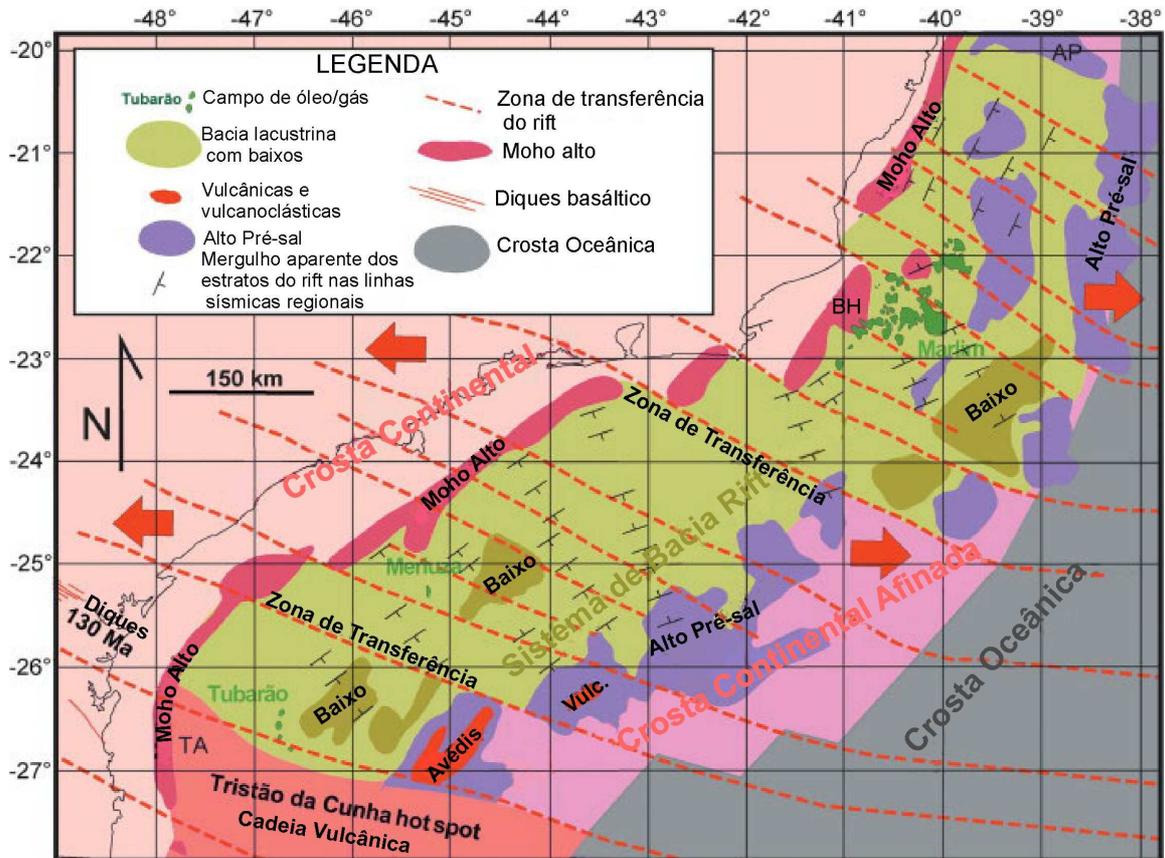


Figura 06 - Mapa das principais províncias estruturais relacionadas ao rifte, Bacias de Campos e Santos (TA = Arco de Torres, BH = Alto de Badejo, AP = Platô de Abrolhos) (Meisling *et al.*, 2001).

É importante notar que estas anomalias gravimétricas geralmente sofrem desvios (*offsets*) sendo divididas em vários segmentos por zonas estreitas com *trend* noroeste-sudeste (figs. 05 e 06). Estas feições são típicas de zonas de transferência sendo muito observadas nos riftes do leste africano (Rosendahl, 1987). Também de acordo com este autor as zonas de transferência em riftes são paralelas, ou quase paralelas à direção principal da extensão horizontal.

Observando a Bacia de Campos podemos inferir que a direção de extensão foi perpendicular ao eixo principal de rifteamento, o que é esperado. Entretanto, na porção *off-shore* de Cabo Frio essa direção de extensão foi oblíqua ao eixo do rifte

(Meisling *et al.*, 2001). Estas falhas de transferência tiveram grande influência na sedimentação da fase rifte na Bacia de Campos.

O *horst* mais expressivo desenvolvido nesta época, na Bacia de Campos, é o Alto de Badejo. Flanqueando este alto, geraram-se os baixos estruturais de Corvina-Parati e de São João da Barra, os quais possuem aproximadamente 9000m de sedimentos. A maioria das falhas da fase rifte tornou-se inativa depois do desenvolvimento da discordância pré-Alagoas, embora localmente estas tenham sido reativadas e tenham cortado os sedimentos da fase *drift* da seqüência transicional e mais raramente os sedimentos da seqüência marinha (Guardado *et al.*, 1989).

Após um período de relativa quiescência tectônica durante o Aptiano (Andar Alagoas), houve uma inclinação da bacia para leste que, juntamente com a compactação diferencial, gerou movimentação na camada de sal, dando origem a um sistema de falhas lítricas. Este tipo de falhamento ocorreu desde o Albiano, persistindo até o Holoceno, e tem sido de grande importância no controle das fácies sedimentares e na criação de trapas de hidrocarbonetos na Bacia de Campos.

5.2- ESTRATIGRAFIA

A estratigrafia da Bacia de Campos é muito parecida com aquela das demais bacias da margem leste brasileira, ou seja, sobre um substrato de rochas basálticas foram depositados sedimentos continentais, espesso pacote de evaporitos e, finalmente, sedimentos marinhos siliciclásticos e carbonáticos (Dias *et al.*, 1990) (fig. 07).

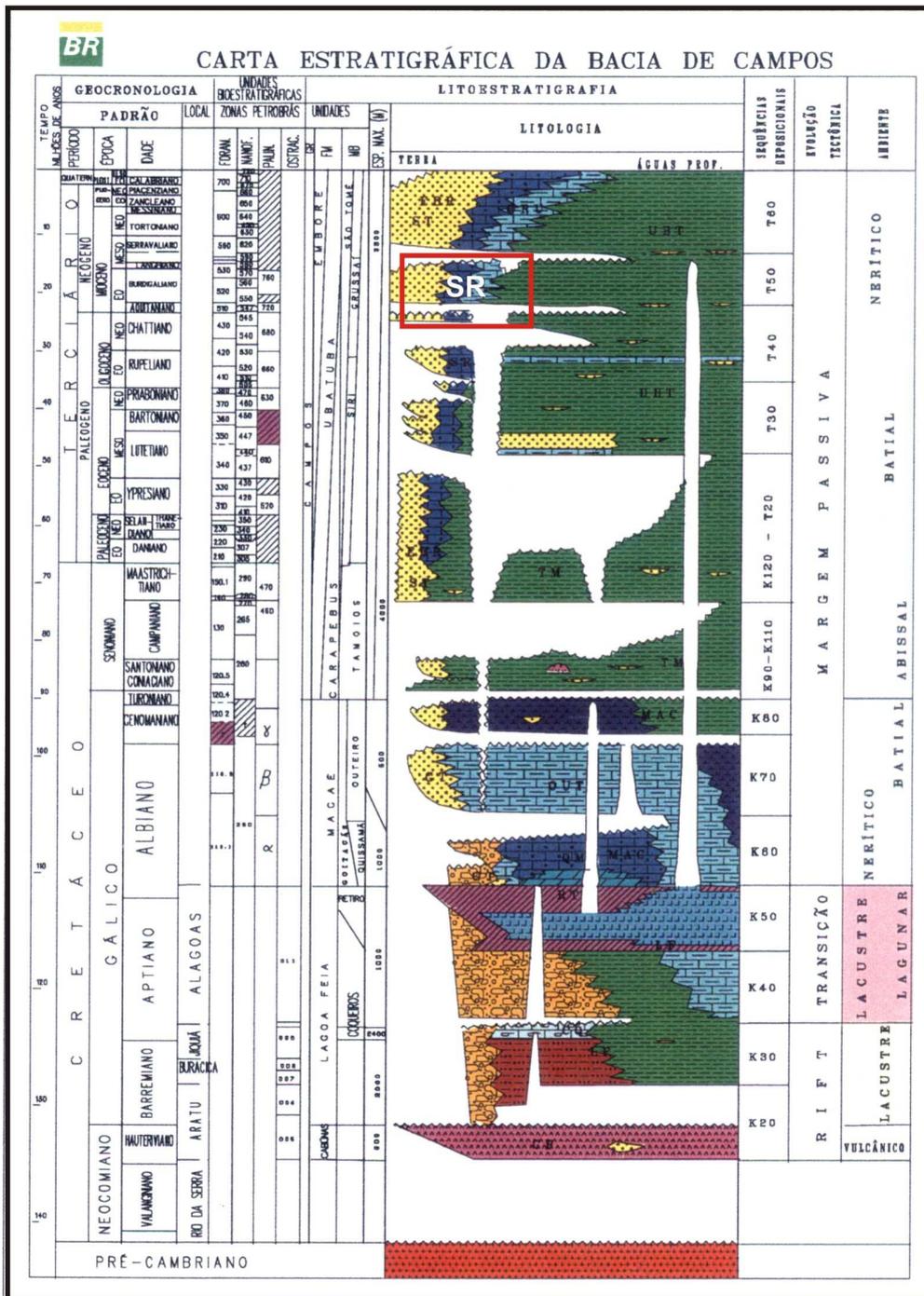


Figura 07 - Carta estratigráfica da Bacia de Campos. Em destaque o Membro Siri (modificada de Rangel *et al.*, 1994).

Rangel *et al.* (1994) propuseram a denominação de Formação Cabiúnas para os derrames basálticos eocretáceos que constituem o assoalho da Bacia de Campos. Esta formação é caracterizada por basalto amigdaloidal cinza e castanho, organizado em derrames e níveis de materiais piroclásticos interestratificados com conglomerados polimíticos cinza-esverdeados (Mizusaki *et al.*, 1988). Datações radiométricas utilizando a metodologia K-Ar revelaram idades entre 120 e 130 M.a. (Guardado *et al.*, 1989).

Sobrepostas às vulcânicas da Formação Cabiúnas encontram-se as rochas da Formação Lagoa Feia. Definida por Schaller (1973), a Formação Lagoa Feia engloba os sedimentos depositados durante a fase rifte e transicional da bacia, incluindo uma ampla variedade litológica. O pacote rifte da porção inferior abarca o intervalo Neocomiano Superior-Barremiano, representado por conglomerados com abundantes clastos de basalto, arenitos, folhelhos ricos em matéria orgânica e coquinas, constituídas por bivalves e ostracodes, as quais foram englobadas no Membro Coqueiros (Rangel *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 2000).

A parte superior da Formação Lagoa Feia, apoiada em expressiva discordância pré-aptiana (Guardado *et al.*, 1989; Bueno, 2004), é representada por uma sucessão de conglomerados e folhelhos avermelhados de idade aptiana recobertos por uma seção de evaporitos do Neoaptiano (Membro Retiro).

A Formação Macaé foi individualizada por Schaller (1973), para designar os calcirruditos, calcarenitos e calcilutitos sobrepostos aos evaporitos Lagoa Feia. Rangel *et al.* (1994) individualizaram três membros, a saber: Membro Quissamã, Membro Outeiro e Membro Goitacás. O Membro Quissamã (Eo/Mesoalbiano) designa calcarenitos e calcirruditos oolíticos, oncolíticos e detritais, por vezes extensivamente dolomitizados. O Membro Outeiro (Mesoalbiano/Cenomaniano) é composto por calcilutitos e margas e o Membro Goitacás caracteriza-se por

conglomerados polimíticos e arenitos mal selecionados indicando um ambiente deposicional mais proximal em relação aos outros dois membros.

Rangel *et al.* (1994) elevaram a categoria de grupo a Formação Campos definida inicialmente por Schaller (1973). Além disso, estes autores propuseram que o Grupo Campos seria constituído por três formações: Formação Ubatuba, Formação Carapebus e Formação Emborê.

A Formação Ubatuba compreende milhares de metros de espessura de folhelhos cinza-escuros e esverdeados, argilas e margas cinza-claras, calcilutitos cinzas e cremes e diamictitos, representando uma deposição em ambientes distais (Rangel *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 2000). Intercalados aos pelitos da Formação Ubatuba encontram-se os arenitos da Formação Carapebus, que resultam da atuação de correntes de turbidez em ambientes de talude e bacia oceânica (Guardado *et al.*, 1989; Rangel *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 2000).

A Formação Emborê é composta por arenitos e carbonatos sobrepostos e lateralmente interdigitados com as rochas da Formação Ubatuba. De acordo com Rangel *et al.* (1994) o Membro São Tomé designa os clásticos grossos vermelhos que ocorrem ao longo da borda oeste da bacia, já os membros Siri e Grussaí são constituídos basicamente por calcarenitos bioclásticos associados a bancos carbonáticos na margem da plataforma formados em épocas de subida do nível do mar (Guardado *et al.*, 1989; Dias *et al.*, 1990; Rangel *et al.*, 1994).

5.3- TECTONO-SEDIMENTAÇÃO

As rochas da Bacia de Campos foram separadas por Pontes & Asmus (1976) em três megasseqüências estratigráficas que se correlacionam a cada fase tectônica da bacia. Estas fases são: (1) megasseqüência não marinha, depositada na fase rifte; (2) megasseqüência transicional, formada na fase *drift* inicial e (3)

megasseqüência marinha, desenvolvida durante a fase de margem passiva (fig. 08).

5.3.1-. Megasseqüência continental

A formação do rifte se deu a partir da quebra do supercontinente Gondwana, com a formação de vales rifte alongados de direção NE-SW e geração de *horsts*, *grabens* e *hemi-grabens*. Aqui as falhas são normalmente sintéticas e, subordinadamente, antitéticas, com direção semelhante às observadas nos alinhamentos do embasamento.

Nesta fase foram formadas a Falha de Campos (charneira da bacia), o Alto de Badejo, os baixos de Corvina-Parati e São João da Barra e os baixos das áreas norte de Albacora e Marlim.

A sedimentação desenvolvida na fase rifte foi dominada pela presença de siliciclásticos e carbonatos, depositados em lagos tectonicamente controlados. O ambiente de sedimentação era o de lagos salinos abundantes em elementos alcalinos (Dias *et al.*, 1990).

Da base para o topo desta megasseqüência foram depositados conglomerados, arenitos e siltitos associados a sistemas de leques aluviais, gradando para depósitos lacustres. Posteriormente, houve deposição em ambiente de lago alcalino rico em magnésio. Coquinas foram formadas em altos sindeposicionais nos lagos. Nas porções mais profundas dos mesmos se desenvolveram folhelhos ricos em matéria orgânica (Guardado *et al.*, 1989).

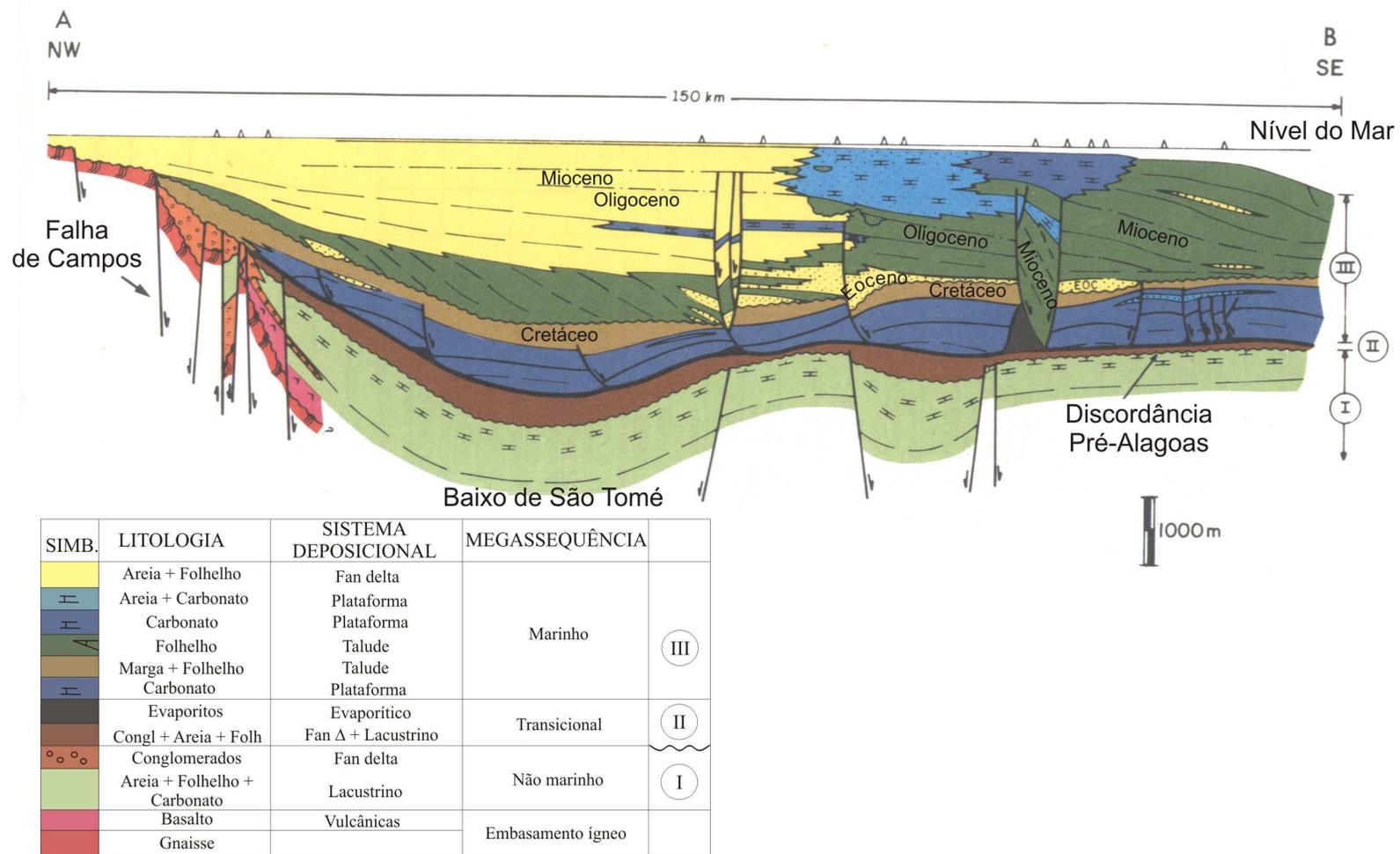


Figura 08 - Seção geológica da Bacia de Campos apresentando as megassequências estratigráficas. Seção A-B indicada no mapa da figura 01. Modificado de Guardado *et al.* (1989).

5.3.2- Megasseqüência transicional

Nesta etapa ocorreu a passagem entre sedimentos de origem continental para sedimentos marinhos. Inicialmente houve deposição de conglomerados aluviais que gradam lateralmente para carbonatos nodulares e estromatólitos depositados em águas rasas (Dias *et al.*, 1990).

No topo da megasseqüência, antes da completa abertura do Atlântico Sul, foi depositado um espesso pacote de evaporitos devido à existência de um mar restrito hipersalino, em clima quente e árido, em ambiente de quiescência tectônica. De fora para dentro da bacia foram formados os seguintes minerais: dolomita, anidrita, halita e sais ricos em potássio (Guardado *et al.*, 1989).

5.3.3- Megasseqüência marinha

Com a continuada separação entre América do Sul e África a restrição oceânica que existia acabou e um ambiente marinho franco instalou-se na bacia. Dias *et al.* (1990) dividiram esta megasseqüência em três seqüências menores. Seqüência carbonática nerítica rasa (Albiano Inferior ao Albiano Médio), correspondendo à porção inferior da Formação Macaé; Seqüência oceânica hemipelágica (Albiano Superior ao Paleoceno Superior), corresponde à parte superior da Formação Macaé e a base do Grupo Campos; Seqüência Oceânica progradante (Eoceno ao Recente).

5.3.3.1- Seqüência carbonática nerítica rasa

Nesta fase estabeleceu-se uma plataforma carbonática em rampa, havendo deposição de siliciclásticos nas porções mais proximais da bacia, gradando para calcarenitos e calcilitos nas porções distais da plataforma.

Durante esta fase teve início a atividade halocinética na bacia, como resposta ao começo do basculamento da mesma para leste, com a contínua deposição de sedimentos que exerceram uma progressiva carga sobre os evaporitos (Guardado *et al.*, 1989).

5.3.3.2- Seqüência oceânica hemipelágica

Devido à subsidência, a bacia tornou-se mais profunda. Entre o Albiano Superior e o Turoniano Inferior ocorreu a deposição de sedimentos correspondentes ao Membro Outeiro da Formação Macaé. A sedimentação desta fase é composta por calcilutitos cimentados, margas e folhelhos, intercalados com arenitos turbidíticos denominados de Arenito Namorado (Dias *et al.*, 1990). O ambiente de deposição destes sedimentos era preferencialmente em condições de mar nerítico médio a batial superior (Azevedo *et al.*, 1987).

Durante o Neoturoniano e Eopaleoceno foram depositados os sedimentos basais do Grupo Campos. Estas rochas representam a passagem para condições francamente oceânicas. Os sedimentos refletem um ambiente marinho profundo a batial. São representados por folhelhos e margas do Membro Tamoios da Formação Ubatuba e por depósitos de arenitos turbidíticos da Formação Carapebus.

Neste estágio a halocinese tornou-se menos atuante, mas foi suficiente para criar calhas que orientaram a deposição das areias turbidíticas, porém, de forma menos intensa que as calhas que condicionaram a deposição dos Arenitos Namorado (Dias *et al.*, 1990).

5.3.3.3- Seqüência oceânica progradante

O rejuvenescimento da Serra do Mar, que aumentou o aporte sedimentar para dentro da bacia, em associação com as variações globais do nível do mar, foi responsável pelo predomínio do padrão progradante.

O Oligoceno Superior foi dominado por sedimentos pelágicos e hemipelágicos. A sedimentação mais grossa ficou restrita à plataforma interna. Neste período foi depositada uma seção condensada rica em nanofósseis calcários, correlacionável em grande parte da bacia, denominada de Marco Azul (Gamboa *et al.*, 1986).

O aporte sedimentar devido ao soerguimento da Serra do Mar deu origem ao membro São Tomé da Formação Emborê. Durante os rebaixamentos do nível do mar, estas areias da plataforma serviram como área fonte para os turbiditos da Formação Carapebus. Em águas mais profundas, predominou a deposição de folhelhos e carbonatos pelágicos (Formação Ubatuba). Na margem da plataforma se desenvolveram bancos carbonáticos dos Membros Siri e Grussaí em épocas de subida do nível do mar (Dias *et al.*, 1990; Guardado *et al.*, 1989).

5.4- MEMBRO SIRI

Desde os anos 70 tinha-se notícia da ocorrência de óleo em reservatórios carbonáticos do Terciário da Bacia de Campos. Os estudos preliminares destes óleos mostraram que os mesmos eram do tipo muito pesado e somente na década de 90 testes demonstraram a possibilidade de produção comercial destes reservatórios. Contudo, a falta de tecnologia adequada tornou inviável o processo de exploração (Albertão *et al.*, 2005).

Existem poucos trabalhos na literatura que versam sobre a geologia do Membro Siri da Formação Emborê. Waisman (2002), analisando as seqüências estratigráficas do Terciário da Bacia de Campos, abordou com maior grau de detalhe os calcários Siri. Este autor os descreveu como sendo rudstones e bindstones compostos essencialmente de algas vermelhas e macroforaminíferos, que formavam um sistema complexo de bancos carbonáticos na margem da plataforma terciária da Bacia de Campos.

Dividiu ainda o Membro Siri em duas seqüências estratigráficas as quais denominou de OLIGO-2 e MIO-1, com idades do Oligoceno Superior e Mioceno Inferior respectivamente, identificadas em linhas sísmicas e perfis de poços. Este mesmo autor também assinalou a possível existência de superfícies kársticas neste pacote rochoso, as quais podem ser os registros do rebaixamento do nível do mar e da exposição subaérea dos bancos carbonáticos, que possibilitaram um alargamento da porosidade primária da rocha por dissolução.

Recentemente Diaz (2007) também em trabalho apoiado em dados sísmicos propôs a existência de três seqüências deposicionais de terceira ordem nestes carbonatos, denominando-as de seqüências I, II e III.

Albertão *et al.* (2005) propuseram um fatiamento quimioestratigráfico do Membro Siri com base na variação da concentração de elementos químicos maiores ao longo de toda a unidade. Tais autores propuseram a existência de doze quimiozonas.