

## 2. ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE CAMPOS

A evolução estratigráfica da Bacia de Campos é similar às demais bacias que estão ao longo da Margem Continental Brasileira (Figura 3).

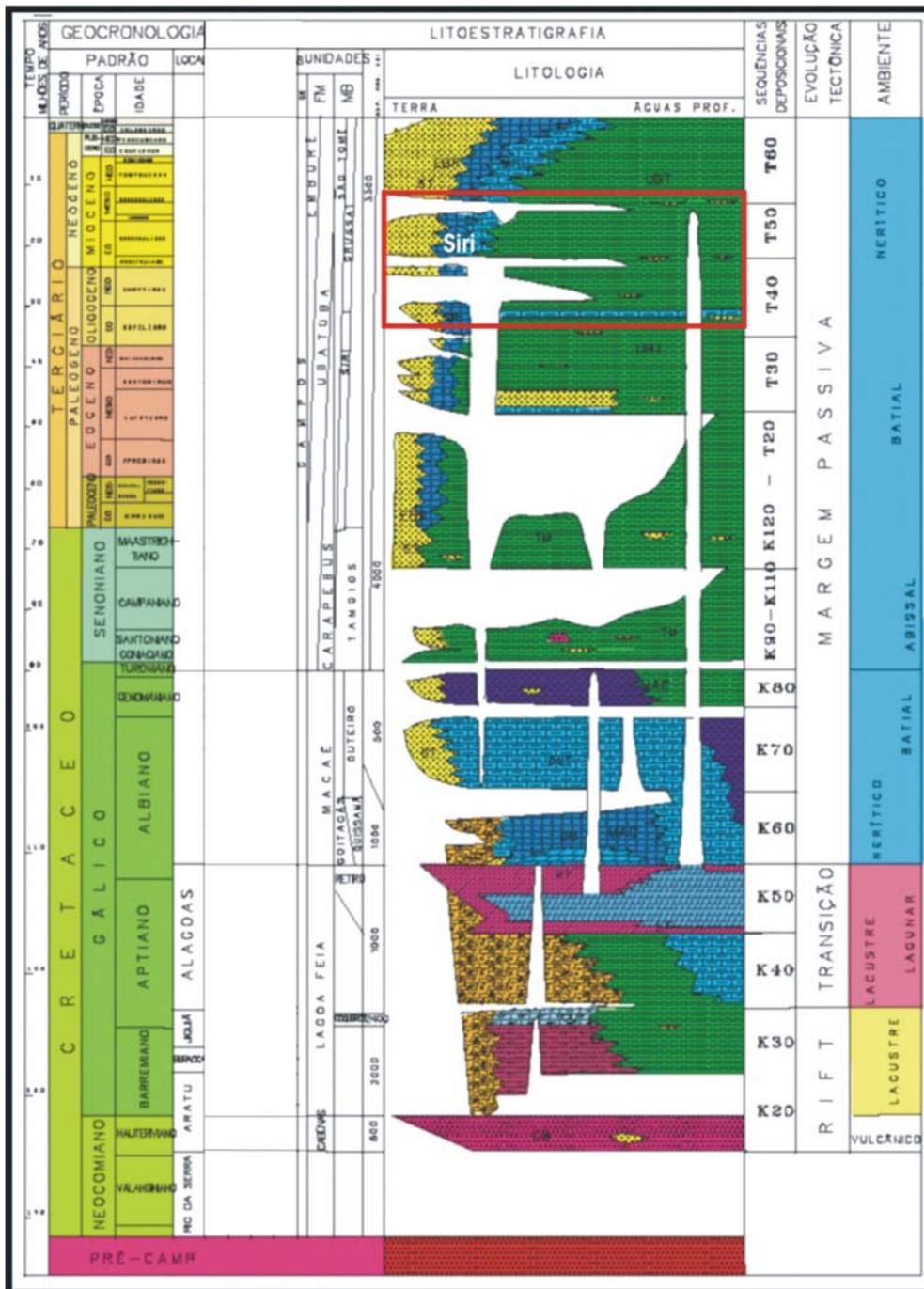


FIGURA 3. Carta estratigráfica da Bacia de Campos. Rangel *et al.* (1994), mostrando em destaque o intervalo estudado.

A Bacia de Campos pode-se subdividir em três megasseqüências as quais são da base para topo: (1) megasseqüência não marinha, (2) megasseqüência transicional e (3) megasseqüência marinha. Os sedimentos desta bacia foram depositados sobre basaltos extrudidos durante a fase inicial do rifteamento continental como pode ser observado na carta estratigráfica apresentada na figura 3.

## 2.1 MEGASSEQÜÊNCIA CONTINENTAL

Esta seqüência inclui a Formação Cabiúnas, composta por basaltos extrudidos durante o processo inicial de *riff* continental. Segundo Rangel *et al.* (1994) a Formação Cabiúnas é caracterizada por basalto amigdaloidal cinza e castanho, organizado em derrames e níveis piroclásticos interestratificado com conglomerado polimíctico cinza-esverdeado. Datações radiométricas K-Ar indicam idades entre 122 e 134 Ma. (Mizusaki *et al.*, 1988; *apud* Rangel *et al.*, 1994).

A porção inferior da Formação Lagoa Feia faz parte do pacote *riff* da Seqüência Continental. Esta formação se interdigita e recobre discordantemente os basaltos da Formação Cabiúnas. Esta formação é composta por conglomerados polimícticos, arenito grosso conglomerático, arenito muito fino castanho, folhelho cinza e castanho escuro e siltito cinza e verde (Rangel *et al.*, 1994). Durante a deposição da Formação Lagoa Feia, ocorreu na bacia um importante episódio de deposição carbonática, correspondendo às rochas produtoras dos campos Badejo, Pampo, Linguado e Trilha. Sendo que este episódio de sedimentação deu-se num ambiente lacustre, salino e alcalino, segundo Dias *et al.* (1990).

## 2.2 MEGASSEQÜÊNCIA TRANSICIONAL (ANDAR ALAGOAS)

Na seqüência transicional de idade Aptiana encontra-se a porção superior da Formação Lagoa Feia, sendo a base da mesma composta por espessos pacotes de conglomerados e folhelhos na parte proximal e por folhelhos, margas e calcários nas demais áreas. No topo, esta unidade é formada por evaporitos do Neoptiano (Membro Retiro), conforme Azevedo *et al.* (2004). O Membro Retiro é constituído por halita hialina e anidrita branca. O contato superior entre a Formação Lagoa Feia e a Formação Macaé é concordante (Rangel *et al.*, 1994).

## 2.3 MEGASSEQÜÊNCIA MARINHA

A Seqüência Marinha divide-se em três subseqüências: Seqüência Carbonática Nerítica Rasa, Seqüência Hemipelágica, e Seqüência Progradante (Dias *et al.*, 1990).

### 2.3.1 Seqüência Carbonática Nerítica Rasa (Eo e Mesoalbiano)

Corresponde à porção inferior da Formação Macaé de idade Eoalbiano/Mesoalbiano. Paleogeomorficamente, a mesma é caracterizada por uma rampa carbonática dominada por *grainstone* e *packstone*. O modelo deposicional baseado em sísmica e dados de subsuperfície evidenciam deposição numa rampa carbonática para o Membro Macaé Inferior (Dias *et al.*, 1991). O mesmo é litologicamente composto por sedimentos terrígenos que ocorrem nas regiões costeiras da bacia (principalmente leques deltaicos), com calcários ocupando as porções de plataforma e periplataforma. Os sedimentos que compõem a plataforma rasa são formados por oncolitos, oólitos, pelóides e bioclastos, sendo os últimos pouco significativos. A seção basal é composta por dolomitos. Pode-se diferenciar uma gradação de calcissiltito para calcilitito com a presença de margas e folhelhos nas porções distais. A deposição destas rochas aconteceu em um ambiente nerítico médio a profundo.

### **2.3.2 Seqüência Oceânica Hemipelágica**

Nesta seqüência está incluída a parte superior da Formação Macaé e a porção basal do Grupo Campos (Fm. Ubatuba). As fácies Macaé Superior estão compostas por calcilutitos bastante cimentados com elementos pelágicos sobrepostos por margas. Uma fácies intermediária é constituída por uma alternância rítmica de calcilutitos e margas. Corpos turbidíticos ocorrem intercalados às margas. A fácies do Macaé superior reflete a deposição em periplataforma na fase pré-oceânica.

Estes carbonatos se depositaram como conseqüência da elevação relativa do nível do mar que afogou os carbonatos da Formação Macaé inferior. Corpos turbidíticos ocorrem subordinadamente associados a este modelo deposicional, sendo de idade Neoalbiana e formando extensos depósitos em forma de lençol distribuídos ao norte da bacia. Ao contrario destes, os turbiditos Namorado (Cenomaniano/Turoniano) estão confinados em calhas deposicionais. Tanto os turbiditos do sistema lençol como os turbiditos do sistema confinado estão compostos por arenitos médios, maciços em camadas amalgamadas com espessuras que atingem até 150 m, de acordo com Dias *et al.* (1990).

Durante a deposição da Formação Ubatuba, se estabelece o marco definitivo da fase oceânica, composta principalmente por folhelhos e margas (Dias *et a.*, 1990).

A Formação Ubatuba é formada por milhares de metros de pelitos, principalmente folhelho cinza-escuro e esverdeado, argila e marga cinza-clara, calcilutito cinza e creme e diamictito cinzento. A parte inferior da Formação Ubatuba, denominada Ubatuba Cretáceo, foi individualizada no Membro Tamoios (rochas com forte litificação).

Interpostos aos sedimentos de baixa energia da Formação Ubatuba ocorrem arenitos turbidíticos referidos como Formação Carapebus, o qual também faz parte do Grupo Campos. Estes arenitos resultam da atuação de correntes de turbidez em ambiente de talude e bacia, do Turoniano ao Holoceno (Rangel *et al.*, 1994).

### **2.3.3 Seqüência Oceânica Progradante (Terciário, pós-Paleoceno)**

O desenvolvimento da bacia durante o Terciário é dominado pela variação global do nível do mar, pelo soerguimento terciário da Serra do Mar e pelos movimentos halocinéticos controlados ou não pela tectônica profunda. Os turbiditos do Eoceno encontrados nesta seqüência foram divididos por Mutti *et al.* (1979 *apud* Dias *et al.*, 1990), em dois subsistemas: o sistema basal composto por espessos pacotes de arenitos preenchendo depressões pré e sindeposicionais e o sistema superior formado por corpos tabulares delgados.

As plataformas rasas com relação a fisiografia/suprimento tinham a função de acumular areia em grandes volumes. Estes depósitos arenosos rasos da Formação Emborê, pertencentes ao Grupo Campos, segundo a revisão de Rangel *et al.* (1994), foram às fontes principais para a geração dos turbiditos terciários da Formação Carapebus durante os períodos de rebaixamento relativo do nível do mar. Associados às porções externas destas plataformas, nos períodos de nível de mar crescente, formaram-se bancos carbonáticos, os quais nos períodos em que o sistema transgressivo alcança o nível máximo, se relacionam às seções condensadas desenvolvidas até as regiões de planície abissal (Dias *et al.*, 1990).

Estas zonas são marcos sismoestratigráficos de grande distribuição lateral e, geralmente precedem rebaixamentos do nível do mar, com a conseqüente geração de turbiditos de nível de mar baixo. A Bacia de Campos apresenta dois marcos desta natureza relacionados às plataformas carbonáticas do Oligoceno e do Mioceno Médio, denominados Membro Siri e

Membro Grussaí (Formação Emborê). O Membro Siri, unidade de interesse neste trabalho, constitui o conjunto de rochas carbonáticas compostas por calcarenito bioclástico creme claro, conforme Rangel *et al.* (1994) (Figura 4).

### POÇO 3-BD-3-RJS

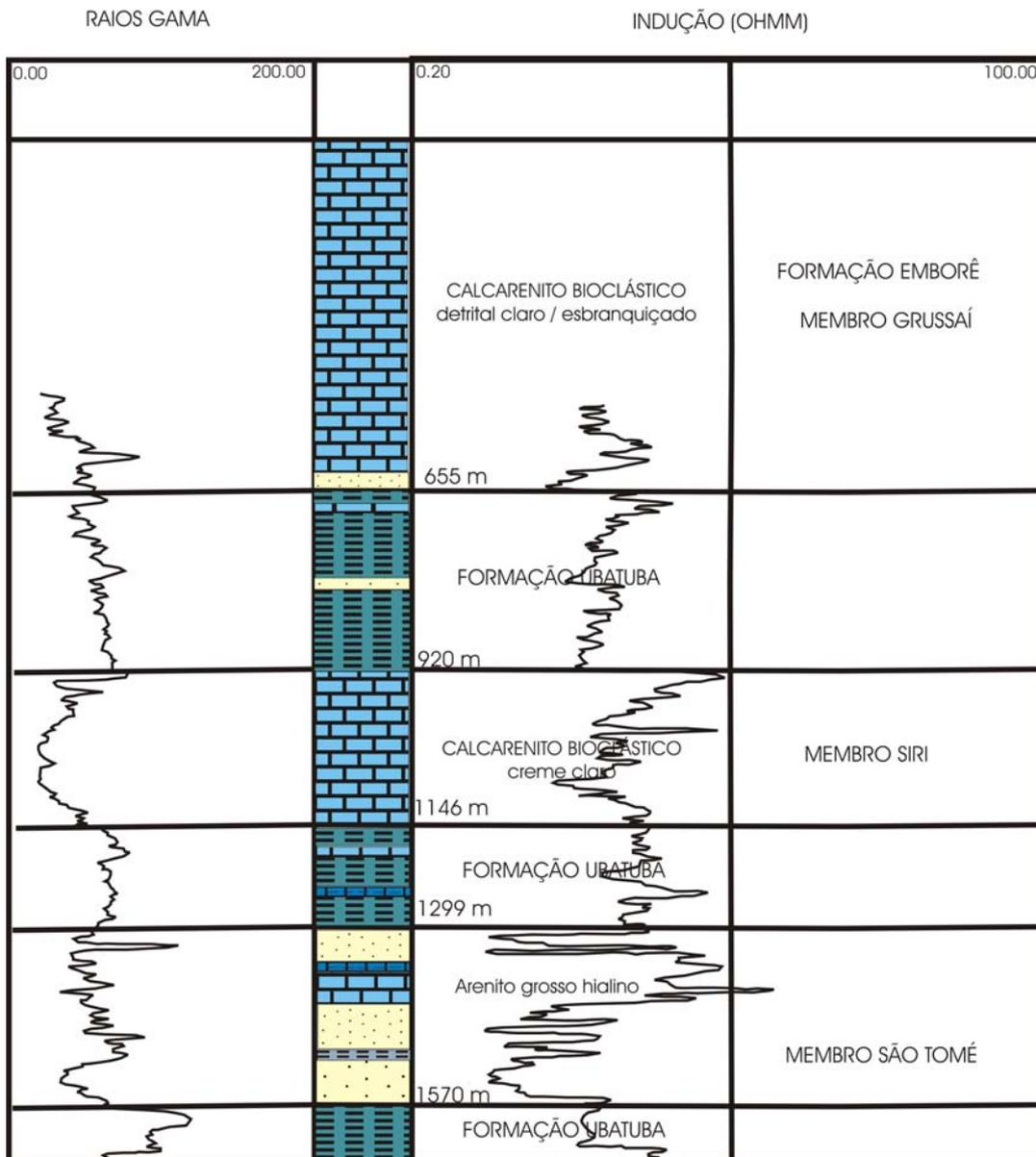


FIGURA 4. Perfil tipo da Formação Emborê. Modificado de Rangel *et al.* (1994).

### 3. EVOLUÇÃO TECTÔNICA

É geralmente aceito que todo o processo de ruptura continental no continente Gondwana foi marcado por vários pulsos tectônicos de natureza extensional que controlaram o padrão de evolução das bacias na borda leste da América do Sul (Figura 5).

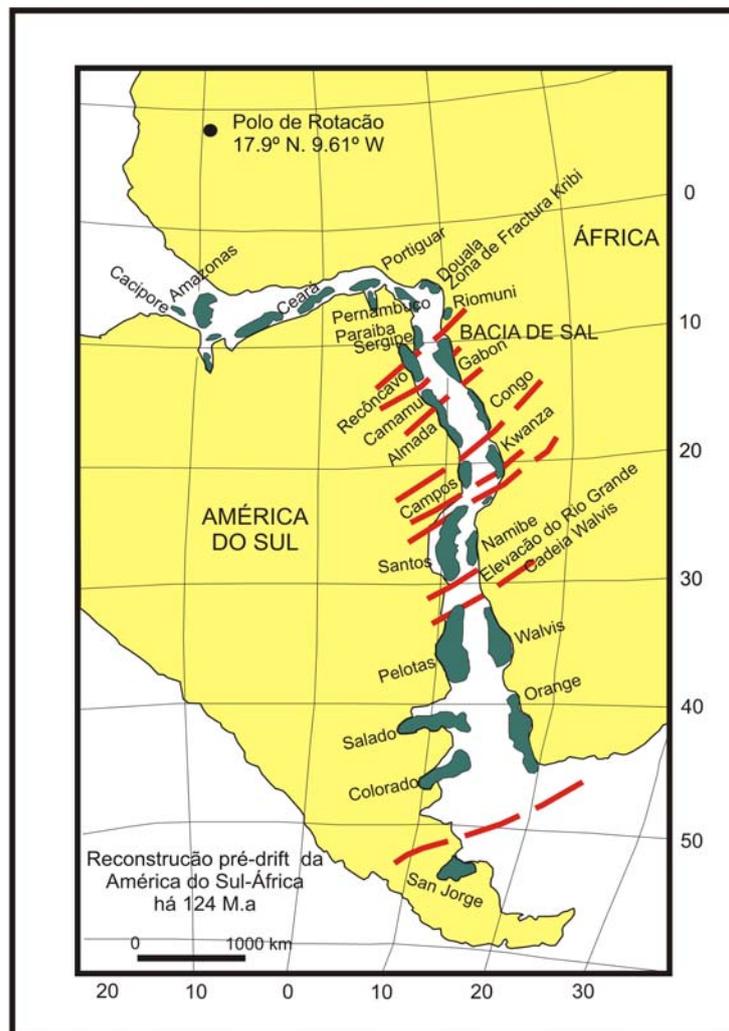


FIGURA 5. Reconstrução da abertura do Atlântico Sul, modificado de Mohriak (2003).

No início do processo de ruptura continental, o estágio *rift* no Atlântico sul afetou a margem da Antártica e, posteriormente, as margens sul-sudeste da América do Sul e sul sudoeste da África (150 a 130 Ma), (Gorini, 1977 *apud* Bassetto *et al.*, 2000).

No caso particular da Margem Continental Brasileira foram reconhecidos dois tipos de margens como resultado da sua evolução tectônica: o tipo Margem Equatorial caracterizada por bacias marginais afetadas por um complexo padrão de deformação que envolve características tranpressivas e transtensionais devido ao movimento *strike-slip* entre as placas litosféricas da África e América do Sul e o tipo Margem Atlântica ou Margem Leste, caracterizado pelo desenvolvimento de bacias extensionais devido ao movimento divergente e semi-ortogonal entre as placas (Conceição *et al.*, 1988 *apud* Bassetto *et al.*, 2000) (Souza, 1991 *apud* Bassetto *et al.*, 2000) (Chang *et al.*, 1992 *apud* Bassetto *et al.*, 2000), Mohriak *et al.*, 1990.

A ruptura da crosta na Margem Leste Brasileira desenvolveu quatorze bacias sedimentares, três localizadas em domínio continental (Recôncavo, Tucano e Jatobá) e as outras localizadas ao longo da costa (Pelotas, Santos, Campos, Espírito Santo, Macuri, Cumuruxatiba, Jequitinhonha, Camamu-Almada, Jacuípe, Sergipe-Alagoas e Pernambuco-Paraíba) (Bassetto *et al.*, 2000).

Chang *et al.* (1992 *apud* Bassetto *et al.*, 2000), numa síntese acerca da evolução do sistema rift do leste Brasileiro reconheceram a ocorrência de três fases *rift* antes da ruptura continental.

A fase I (*sin-rift*) no Jurássico (150 Ma), pode ter causado depressão no Gondwana levando ao desenvolvimento de bacias intracratônicas. A fase II (*sin-rift*) durante o Neocomiano (140 Ma) corresponde ao período de rápida subsidência tectônica nas áreas das bacias Sergipe-Alagoas e Recôncavo-Tucano, além de um intenso vulcanismo basáltico nas bacias marginais sudeste (exemplo: Bacia de Campos). A fase III (*sin-rift*), no Barremiano (120 Ma), foi caracterizada por depósitos fluvio-deltaicos e lacustres depositados sobre baixos estruturais e plataformas carbonáticas depositadas sobre altos marginais.

Posterior ao processo *rift* ocorreu no Aptiano uma fase evaporítica transicional, com a geração de espessos depósitos de sal sob condições oceânicas restritas. Mais tarde, durante o Albiano, espessos depósitos de plataforma carbonática foram desenvolvidos num ambiente marinho e foram seguidos por seqüências transgressivas que caracterizam um aprofundamento progressivo das bacias marginais devido à subsidência termal.

### 3.1 GEOLOGIA ESTRUTURAL DA BACIA DE CAMPOS

O estilo estrutural da Bacia de Campos é dominado por dois elementos estruturais típicos de bacias de margem divergente (Guardado *et al*, 1989): (1) fase *rift* com estruturas extensionais de embasamento, tais como falhas normais de ângulo alto envolvendo a crosta continental, basaltos e sedimentos pre-deposição ao sal e (2) estruturas extensionais de sobrecarga, tais como falhas lítricas normais afetando os sedimentos pós-deposição ao sal (Figura 6).

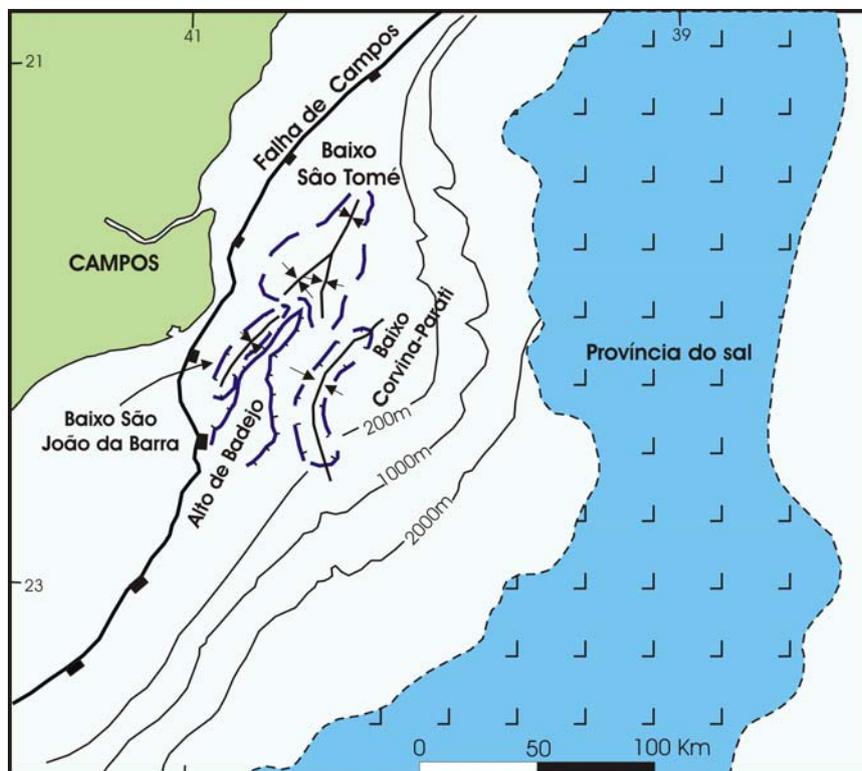


FIGURA 6. Principais estruturas da Bacia de Campos. Modificado de Guardado *et al*. (1989).

### 3.1.1 Fase *Rift*

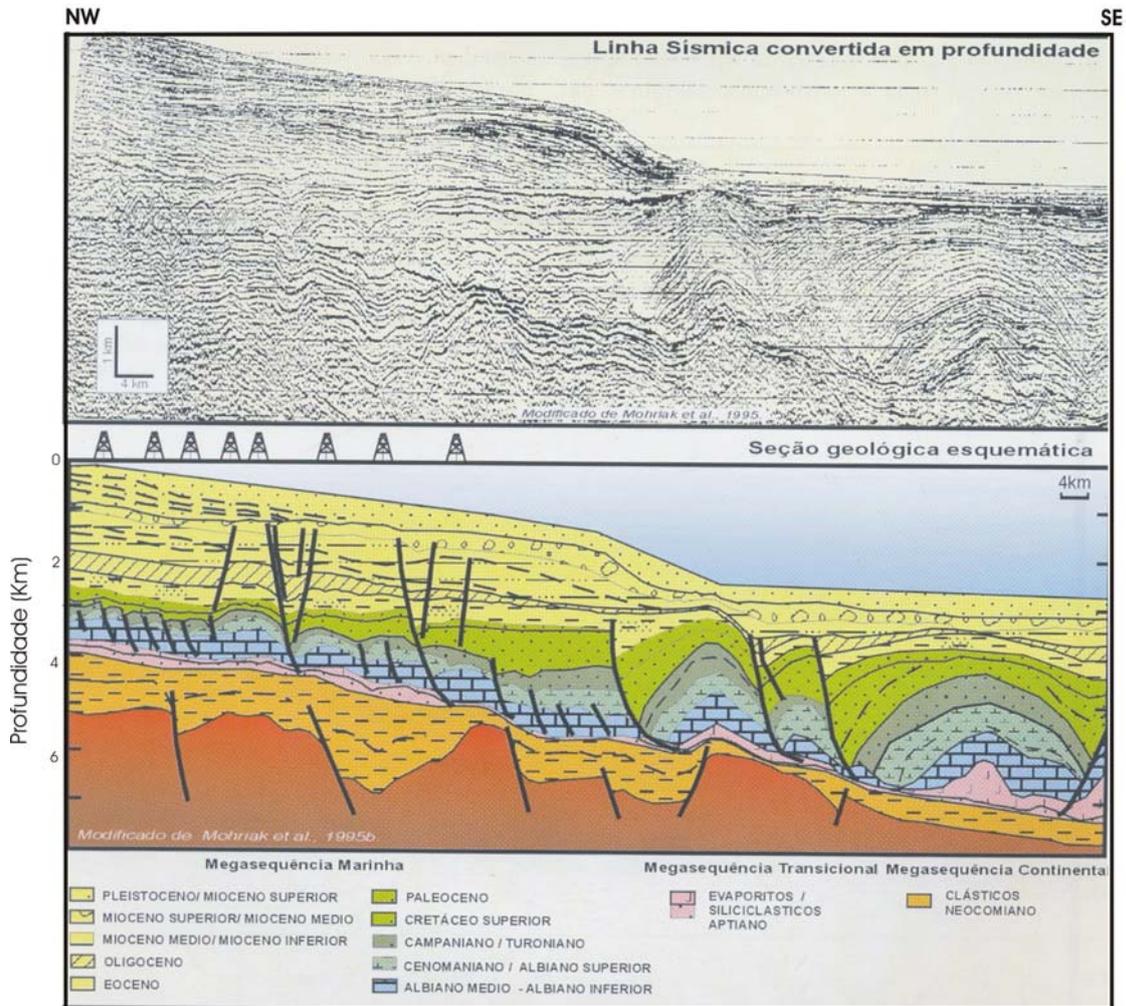
Durante o Eocretáceo desenvolveu-se na bacia um sistema *rift-valley* alongado em resposta a extensão relacionada à ruptura da América do Sul e a África. A fase *rift* é representada por uma série de *horts*, *grabens* e *half-grabens* alongados na direção NE-SW, limitados por falhas sintéticas e antitéticas orientadas segundo aquela direção.

Dentre as feições positivas destaca-se o alto regional de Badejo, o mais expressivo *horts* da fase *rift*. Flanqueando este alto desenvolveram-se os baixos mais proeminentes desta fase (Corvina-Parati e São João de Barra). Nestes baixos foram depositados aproximadamente 900 m de sedimentos. A atividade dos falhamentos é em geral balizada pela discordância pré-Alagoas. Por esta razão, assume-se este horizonte como o limite da fase *rift* na Bacia de Campos. Uma linha de charneira separa a área caracterizada por espessos depósitos continentais *sin-rift* de uma área de embasamento raso desenvolvido durante o *rifting* do Eocretáceo. Na área do Cabo de São Tomé, esta linha de charneira é definida por uma falha normal sintética, a falha de Campos. O falhamento extensional da fase *rift* influenciou a distribuição das fácies da Formação Lagoa Feia no Cretáceo Inferior, sendo que a maioria destas falhas tornaram-se inativas após o desenvolvimento da discordância pré-Alagoas (Figura 7) (Guardado *et al.*, 1989).

### 3.1.2 Estruturas extensionais de sobrecarga (falhas lístricas)

Depois de um período de relativa quiescência tectônica durante o Aptiano (Alagoas), a bacia sofreu um basculamento para leste que associado a uma compactação diferencial, gerou a movimentação de sal e o conseqüente desenvolvimento de estruturas de crescimento. Este tipo de falhamento, ativo durante o Albiano, persistiu até o Holoceno e tem cumprido um importante papel no controle das fácies sedimentares e na formação de trapas para a acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Campos (Figura 7).

Parte central da Bacia de Campos



**FIGURA 7.** Seção esquemática mostrando o arcabouço estratigráfico-estrutural da Bacia de Campos. Modificado de Mohriak (2003).

Na transição Eoalbiano/Mesoalbiano tem-se o primeiro registro do desenvolvimento da tectônica adiastrófica relacionado à movimentação de sal, originada pela sobrecarga de sedimentos e basculamento da bacia, que resultou na formação das almofadas de sal. Foi este processo halocinético que controlou a distribuição dos carbonatos da Formação Macaé (Albiano). A maior intensidade destes processos ocorreu na parte central da Bacia de Campos, tendo a amplitude dos domos de sal sofrido um incremento nas partes onde ocorreu o progressivo aprofundamento da bacia (Guardado *et al.*, 1989).

## 4. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

### 4.1 PRINCÍPIOS E CONCEITOS

Os padrões estratigráficos estratais no registro das rochas sedimentares são o resultado da interação da tectônica, da eustasia e do clima. A tectônica e a eustasia controlam a quantidade de espaço disponível para a acumulação de sedimentos (acomodação).

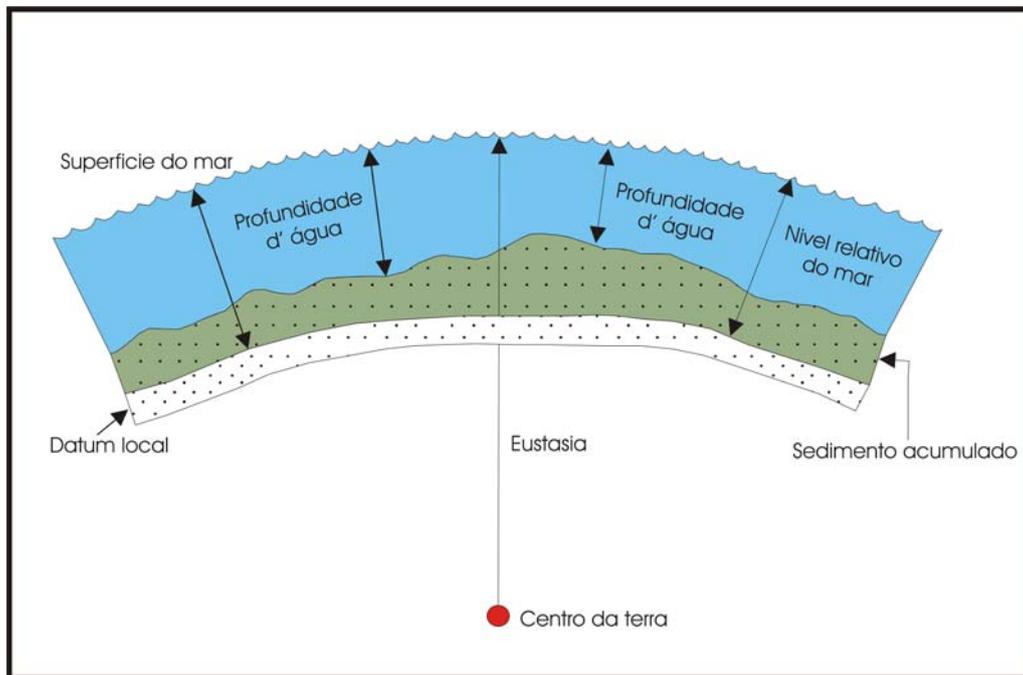
A tectônica, eustasia e o clima interagem para controlar tanto o aporte de sedimento como a quantidade do espaço de acomodação preenchido. Estes são usados para dividir o registro das rochas sedimentares em seqüências e tratos de sistema, os quais por sua vez descrevem a distribuição das rochas em espaço e tempo (Emery & Myers, 1996).

Os sistemas siliciclásticos constituem a base sobre a qual foram fundamentados os conceitos e princípios da estratigrafia de seqüências. Cabe destacar que os sistemas carbonáticos têm como característica principal a habilidade de produzir sedimento *in situ*. Portanto, a resposta das plataformas carbonáticas devida às mudanças relativas do nível do mar se torna diferente, com relação ao comportamento dos sistemas siliciclásticos submetidos às mesmas condições de flutuação do nível do mar. Embora existam estas diferenças, o estudo da estratigrafia de seqüências nas rochas carbonáticas utiliza os mesmos conceitos aplicados às rochas siliciclásticas. Para entender os controles sobre o desenvolvimento de uma seqüência é necessário definir o significado de eustasia e nível relativo do mar (Figura 8).

#### - Eustasia Global

Eustasia é a medida entre a superfície do mar e um *datum* fixo, geralmente o centro da terra.

A eustasia pode variar por mudanças no volume oceano-bacia (por exemplo, por variações no volume oceano-dorsal oceânica), ou por mudanças no volume oceano-água (por exemplo, por glacioeustasia). A elevação ou queda do nível do mar pode, assim, variar o nível de base para a erosão numa escala global, onde o nível de base é definido como o nível sobre o qual a deposição é temporária e a erosão ocorre (Emery & Myers, 1996).



**FIGURA 8.** Definições de nível do mar, modificado de Jervy (1988 *apud* Emery & Myers, 1996).

### - Mudança relativa do nível do mar

O nível relativo do mar é a medida entre a superfície do mar e um *datum* local, que pode ser o embasamento ou a superfície do sedimento acumulado (Posamentier *et al.*, 1988). Os seguintes fatores controlam as mudanças relativas do nível do mar: subsidência tectônica, soergimento do embasamento (*datum*), compactação do sedimento e os movimentos eustáticos verticais do mar.

#### 4.1.1 Acomodação

O conceito de espaço de acomodação é fundamental em estratigrafia de seqüências. Jerve (1988 *apud* Emery & Myers, 1996), definiu este como o espaço disponível para acumulação de sedimentos. No ambiente marinho, o nível do mar corresponde aproximadamente ao nível de base, mas existem alguns processos como regressão de praia, progradação deltaica e crescimento de recifes que podem gerar um espessamento limitado dos depósitos sobre o nível do mar. Em ambientes não marinhos, o perfil fluvial de um rio é a superfície que controla a acomodação de sedimentos. Neste caso, a resposta da corrente (fluvial) aos processos erosivos e à entrada de novo material consiste em conservar o perfil em estado de equilíbrio dinâmico.

A arquitetura da seqüência e o desenvolvimento dos diferentes tratos de sistema dependem principalmente das mudanças na acomodação criada por forças externas, incluindo eustasia, atividade tectônica, subsidência e mudanças climáticas. Em termos gerais, os processos tais como progradação, agradação e retrogradação dependem da taxa de mudança na acomodação relativa à taxa de aporte de sedimento (Miall, 1999). O aporte de sedimento preenche a acomodação criada e controla a profundidade da água (Emery & Myers, 1996):

$$\Delta \text{ acomodação} = \Delta \text{ eustasia} + \Delta \text{ subsidência} + \text{compactação}$$

O fornecimento de sedimento preenche a acomodação disponível. Se a velocidade da taxa de aporte de sedimento excede a velocidade de criação de acomodação num dado ponto, a profundidade da água diminuirá (Emery & Myers, 1996):

$$\Delta \text{ profundidade da água} = \Delta \text{ eustasia} + \Delta \text{ subsidência} + \Delta \text{ compactação} - \text{sedimento depositado.}$$

#### 4.1.2 Ordem de grandeza das seqüências

O preenchimento de uma bacia pode ser subdividido em uma hierarquia de seqüências, cada uma representando o produto de uma ordem particular de ciclo eustático ou tectônico.

Vail *et al.* (1991 *apud* Della Fávera, 2001), estabeleceram as seguintes magnitudes para ciclos sedimentares.

1ª ordem	→	> 50 Ma
2ª ordem	→	3 - 50 Ma
3ª ordem	→	0.5 - 3 Ma
4ª ordem	→	0.08 – 0.5 Ma
5ª ordem	→	0.03 – 0.08 Ma
6ª ordem	→	0.01 -0.03 Ma

Existem somente dois ciclos de 1ª ordem no Fanerozoico de acordo com a curva de nível do mar de Haq *et al.* (1987 *apud* Emery & Myers, 1996). Os ciclos de abertura e fechamento de um oceano são considerados como controlados por processos tectono-eustáticos (Pitman, 1978 *apud* Emery & Myers, 1996).

Os ciclos de 2ª ordem são os blocos que compõem as seqüências de 1ª ordem, e representam estágios particulares na evolução da bacia, sendo estes estágios causados por mudanças na taxa de subsidência tectônica da bacia ou outros fatores associados ao aporte de sedimento (Emery & Myers, 1996). Os ciclos de 3ª ordem constituem a base conceitual e os princípios da estratigrafia de seqüências, pelo fato dos mesmos serem facilmente mapeáveis na escala de dados sísmicos. Estes ciclos são identificados pelo reconhecimento de ciclos individuais de criação e destruição da acomodação (Emery & Myers, 1996).

As seqüências de 4ª ordem, “parasseqüências” representam ciclos de fácies de raseamento para cima, limitadas por superfícies de abrupto aprofundamento (Emery & Myers, 1996).

As variações de 5ª ordem representam periodicidades associadas aos ciclos glácio-eustáticos (Milancovitch). Os ciclos de 6ª ordem correspondem a mudanças no nível do mar com freqüências superiores às observadas pelas variações de Milancovitch (Della Fávera, 2001).

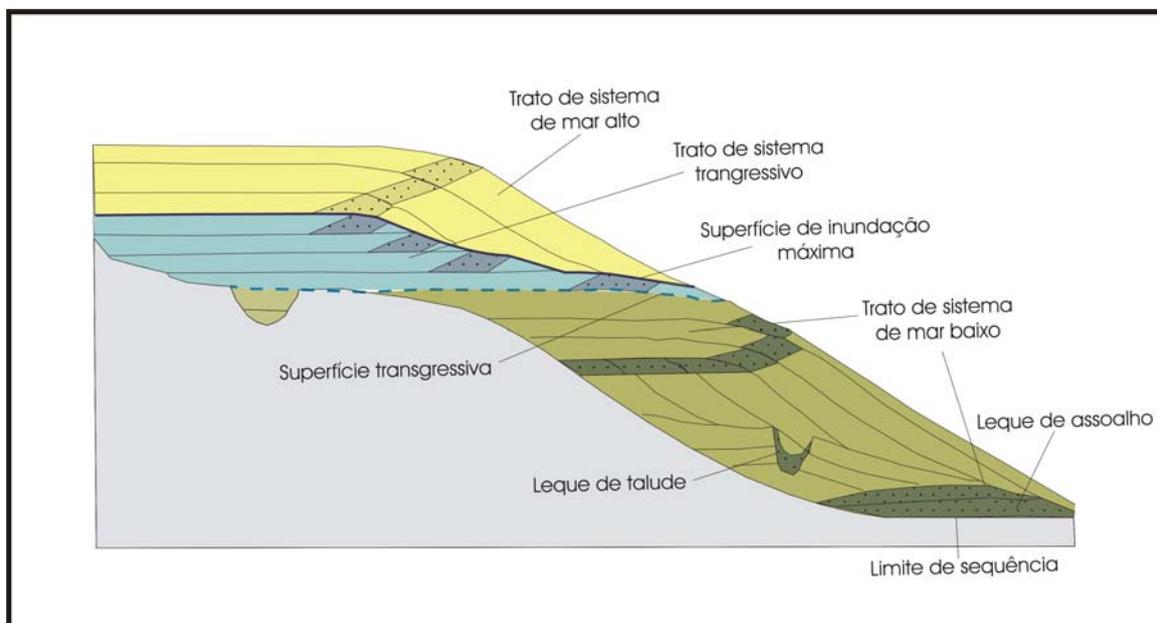
#### **4.1.3 Seqüências e Tratos de Sistema**

O termo seqüência como é aplicado em estratigrafia de seqüências, foi definido originalmente por Mitchum *et al.* (1977) como “uma unidade estratigráfica composta por uma sucessão concordante de estratos geneticamente relacionados limitados no topo e na base por discordâncias ou suas concordâncias correlativas”. Para esta definição de seqüência o termo discordância é, simplesmente, uma superfície que separa estratos mais novos de estratos mais antigos, ao longo da qual há evidencia de truncamento erosivo subaéreo (em algumas áreas erosão submarinha correlata) ou, então, de exposição subaérea com registro de um hiato significativo (Della Fávera, 2001).

Um trato de sistema é definido como a união de sistemas deposicionais contemporâneos. Sendo que um sistema deposicional é definido como uma assembléia tridimensional de litofácies, geneticamente unidas por processos e ambientes ativos (modernos) ou antigos (inferidos) (Posamentier *et al.*, 1988). Cada trato de sistema é definido objetivamente pelas suas geometrias estratais, pela sua posição dentro da seqüência e pelos padrões de empilhamento internos. São interpretados como associados a um segmento específico da curva eustática, segundo Posamentier *et al.* (1988) (Figura 9).

O trato de sistema de mar baixo se desenvolve sobre o talude continental e o fundo da bacia em tempos de rebaixamentos do nível relativo do mar. Este pode conter: leques submarinhos e cunhas de mar baixo, compostas por preenchimento agradacional de vales incisos e uma cunha progradacional, que apresenta um *downlap* sobre o leque submarino (Miall, 1999).

O topo do trato de sistema de mar baixo é marcado por uma superfície transgressiva, possivelmente uma superfície de ravinamento, sobre a qual ocorre o trato de sistema transgressivo. Este último pode ser uma fina sucessão de folhelhos marinhos, ou uma seção condensada. Também pode compreender sucessões retrogradacionais de depósitos de plataforma, os quais incluem, folhelhos marinhos e arenitos. Podem-se desenvolver plataformas carbonáticas (submaré e supramaré). O carvão de planície costeira é preferencialmente desenvolvido durante a transgressão (Miall, 1999).



**FIGURA 9.** Geometrias estratigráficas numa sequência tipo 1, sobre uma margem com quebra na plataforma. Modificado de Emery & Myers (1996).

O topo do trato de sistema transgressivo corresponde a uma superfície de inundação máxima (SIM) e compreende uma superfície *downlap*, sobre a qual ocorre o trato de sistema de mar alto. O trato de sistema de mar alto forma o topo da seqüência estratigráfica e em algumas situações pode ser consideravelmente reduzido em espessura como resultado da erosão que acompanha o próximo ciclo de queda do nível do mar. O referido trato de sistema varia de agradacional a progradacional e consiste de depósitos de plataforma e pode conter ademais depósitos não marinhos, arranjados em sucessões de fácies sucessivas ou parasseqüências.

O trato de sistema de margem de plataforma pode ser depositado em períodos de queda do nível do mar. Nesta situação o nível do mar não atinge a borda da plataforma continental. Este trato de sistema consiste de sedimentos clásticos de talude e de plataforma ou carbonatos dispostos em geometrias agradacionais ou progradacionais, repousando sobre um limite de seqüência. O Topo do referido trato de sistema corresponde a uma superfície transgressiva (Miall, 1999).

#### **4.1.4 Limites de Seqüência**

Vail & Todd (1981 *apud* Miall, 1999), reconheceram três tipos de discordâncias. Van Wagoner *et al.* (1987 *apud* Miall, 1999), posteriormente, simplificaram estas discordâncias acima referidas em dois tipos, diferenciadas na base da extensão da erosão subaérea.

##### **- Limite de seqüência tipo 1**

Este limite de seqüência se desenvolve onde a queda eustática do nível do mar é mais rápida que a subsidência tectônica. Nesta situação, tem-se a ocorrência de erosão subaérea, com desenvolvimento de vales incisos sobre a plataforma e o aprofundamento de *canyons* submarinhos, sobre o talude continental.

Os sedimentos clásticos são transportados por sistemas fluviais até a base do talude continental, gerando por sua vez um extenso trato de sistema de mar baixo. Em sistemas carbonáticos a exposição da plataforma pode conduzir ao desenvolvimento de sistemas cársticos dispersos e dissolução interna com erosão considerável da margem da plataforma (Miall, 1999). Um limite de seqüência tipo 1 caracteriza seqüência tipo 1 (Della Fávera, 2001).

#### **- Limite de seqüência tipo 2**

Desenvolve-se quando o nível do mar cai lentamente, neste caso não há erosão subaérea, só exposição. Este limite ocorre quando a taxa de subsidência é maior do que a taxa de rebaixamento eustático na quebra do *offlap*. Um limite de seqüência tipo 2 caracteriza uma seqüência tipo 2 (Della Fávera, 2001).

#### **4.1.5 Parasseqüências e conjuntos de parasseqüências**

Van Wagoner *et al.* (1990) definiram parasseqüências como uma sucessão relativamente concordante de camadas ou conjunto de camadas geneticamente relacionadas limitadas por superfícies de inundação marinha e suas superfícies correlatas. Em posições especiais dentro da seqüência, as parasseqüências podem ser limitadas no seu topo e na sua base por limites de seqüência. As parasseqüências se formam como resultado da oscilação no equilíbrio entre o aporte de sedimento e volume de acomodação.

O conjunto de parasseqüências foi definido por Van Wagoner *et al.* (1990) como uma sucessão de parasseqüências relacionadas geneticamente formando um padrão de empilhamento característico limitado por superfícies de inundação marinha e suas conformidades correlatas. O padrão de empilhamento se refere à arquitetura da sucessão vertical das parasseqüências (Figura 10).

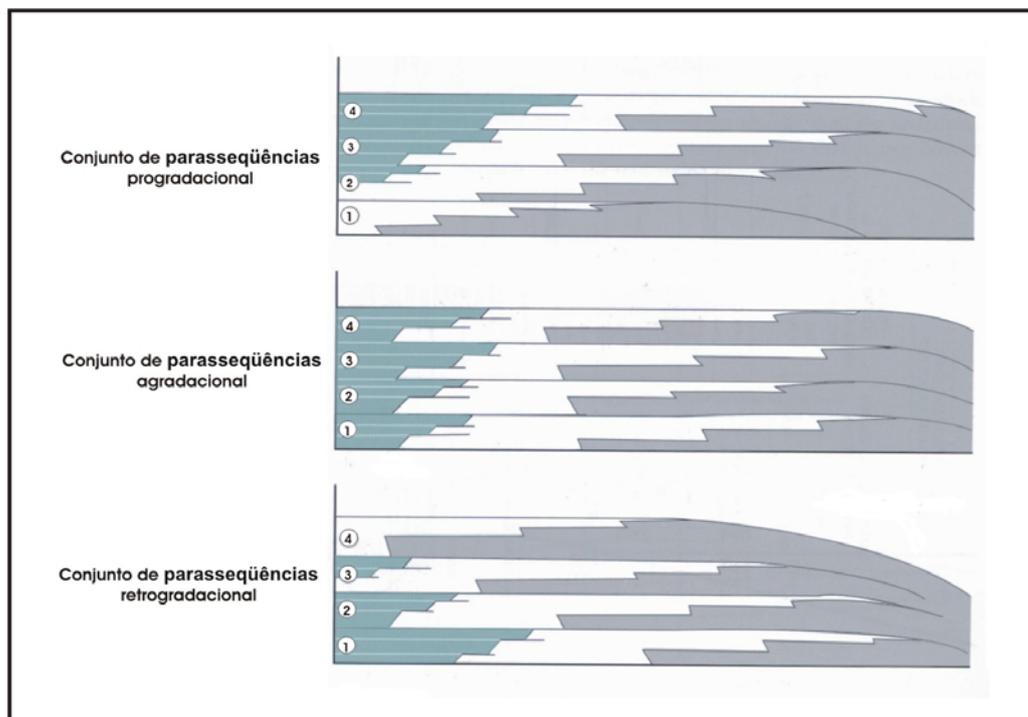


FIGURA 10. Conjuntos de parasequências, modificado de Van Wagoner *et al.* (1990).

## 4.2 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS EM ROCHAS CARBONÁTICAS

A estratigrafia de seqüências é considerada como uma metodologia prática para analisar o desenvolvimento e a história das plataformas carbonáticas, segundo Sarg (1988 *apud* Handford & Loucks, 1993). Muitos dos trabalhos adaptados ao modelo de estratigrafia de seqüência deposicional siliciclástica da Exxon ajudam a explicar a evolução das seqüências deposicionais carbonáticas. No entanto, cabe destacar que estes modelos siliciclásticos operam sob um conjunto de princípios diferentes aos dos sistemas carbonáticos, sendo os últimos caracterizados pela sua capacidade de construir topografias deposicionais e plataformas morfologicamente diversas (Handford & Loucks, 1993).

As seqüências siliciclásticas e carbonáticas podem apresentar geometrias similares dentro de plataformas dominadas por sedimentação mista, tais como

rampas ou plataformas com barreira (*rimmed shelves*) de ângulo baixo. O intervalo estudado nesta pesquisa está caracterizado precisamente por apresentar uma sedimentação mista siliciclástico-carbonática.

#### **4.2.1 Controles sobre a sedimentação de carbonatos**

Entre os fatores mais importantes no controle da produção de sedimento carbonático estão a temperatura, salinidade e intensidade da luz. Estes determinam o tipo e a abundância de organismos produtores de carbonato e se o carbonato é ou não precipitado inorganicamente (Lees, 1975 *apud* Wright & Burchette, 1996).

A produção de carbonato é também influenciada, em escala local e regional, por fatores tais como o ambiente tectônico, comportamento do nível do mar, estabilidade climática, grau de turbidez, natureza do substrato, entrada de nutrientes e sedimentos terrígenos, entre outros.

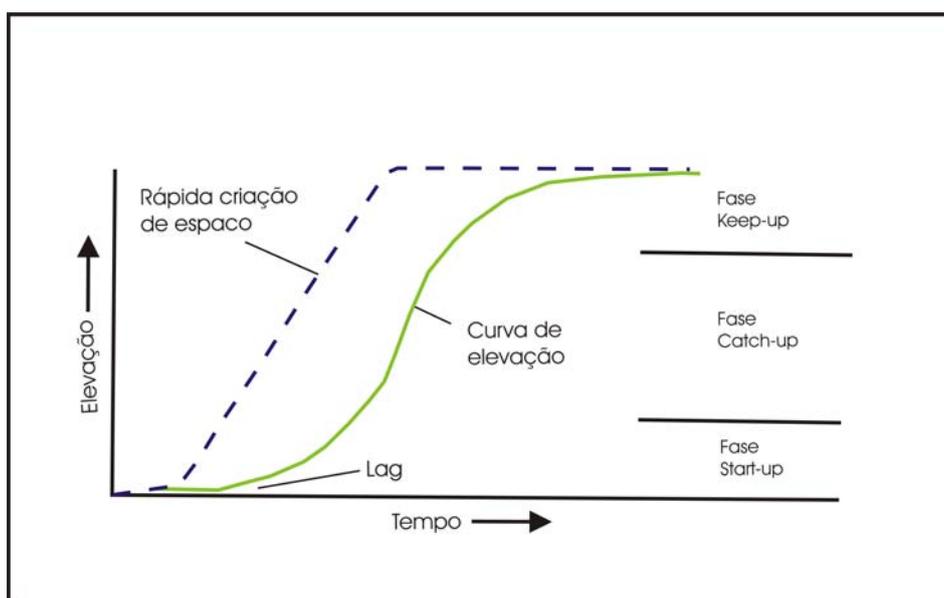
Cabe destacar que o clima e a profundidade da água constituem os fatores mais importantes no controle sobre os sistemas deposicionais carbonáticos e a geometria da plataforma. O clima controla a temperatura da água, a salinidade e a energia das ondas. Estes fatores por sua vez exercem influência sobre a taxa de produção e distribuição dos carbonatos. A profundidade da água influencia a intensidade da luz, a qual depende por sua vez da turbidez da coluna de água (Wright & Burchette, 1996).

#### **4.2.2 Resposta das plataformas carbonáticas às mudanças do nível do mar**

As plataformas carbonáticas comumente seguem um perfil de crescimento vertical não linear controlado pelas mudanças do nível do mar. As plataformas que cessam seu desenvolvimento por exposição subaérea e posterior afogamento geralmente apresentam um atraso (*lag*), entre a submersão e o começo da produção de carbonato. É provável que uma profundidade mínima

de água (poucos metros) seja suficiente para que as novas colônias comecem a produção. Este período é referido como fase *start-up* (Kendall & Schlager, 1981 *apud* Wright & Burchette, 1996).

Sob ótimas condições, com o incremento da profundidade e circulação da água a produção aumenta, e em conseqüência a acumulação de sedimentos entra na fase *catch up*. O sistema pode alcançar o potencial total de crescimento com a estabilidade no ambiente, de modo que a produção pode acompanhar a elevação do nível do mar. Eventualmente, o crescimento do sistema carbonático pode ultrapassar o nível do mar e a plataforma pode experimentar, em conseqüência, progradação e crescimento de material para o talude e áreas profundas da bacia, se estabelecendo então a fase *keep-up* (Schlager, 1992 *apud* Wright & Burchette, 1996) (Figura 11).

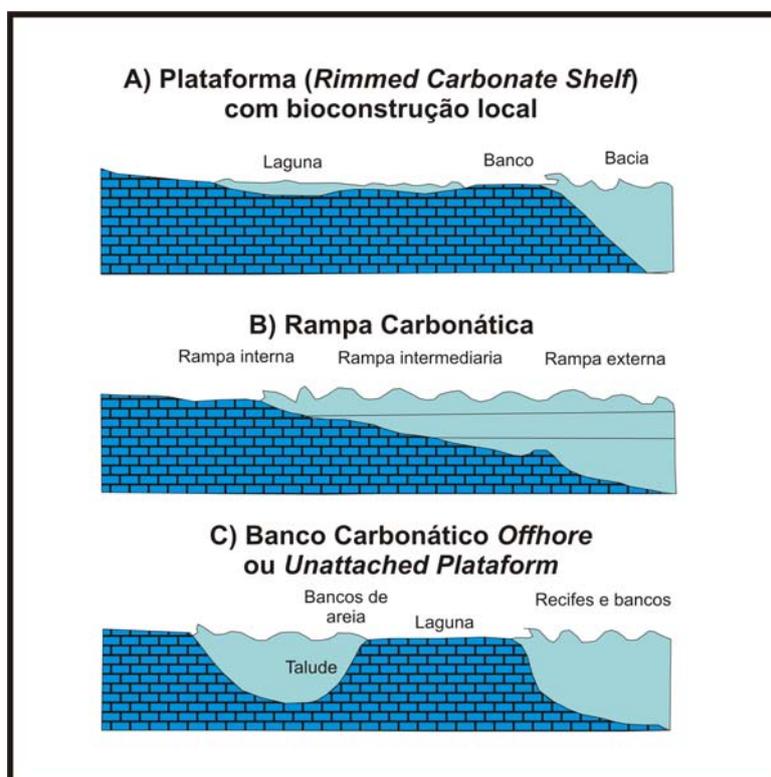


**FIGURA 11.** Curva de crescimento para sistemas carbonáticos, modificado de Schlager (1992 *apud* Wright & Burchette, 1996).

Estes três estágios podem ser reconhecidos em várias escalas, desde ciclos de raseamento para cima (metros) até seqüências de recifes (dezenas de metros), segundo Kendall & Schlager (1981 *apud* Wright & Burchette 1996). As plataformas do Holoceno, por exemplo, apresentam no começo, baixa taxa de produção de sedimento, a qual incrementa até que a plataforma

atinge um equilíbrio aparente com o nível do mar. O perfil de produtividade, em consequência, segue uma curva sigmoidal (Figura 11). Este padrão de crescimento representa um dos critérios básicos usados na interpretação (estratigráfica de seqüências) de plataformas carbonáticas.

Os estudos baseados na aplicação dos princípios da estratigrafia de seqüências às rochas carbonáticas têm contribuído ao entendimento do padrão de desenvolvimento deste tipo de depósitos. Também tem sido, ao mesmo tempo, uma ferramenta efetiva no momento de esclarecer as heterogeneidades na distribuição da porosidade e permeabilidade nestas rochas (carbonatos). Neste trabalho foi usado o modelo de classificação morfológica de Wilson (1975), modificado depois por Wrigth & Burchette (1996), para caracterizar as plataformas carbonáticas com relação às mudanças do nível do mar (Figura 12).



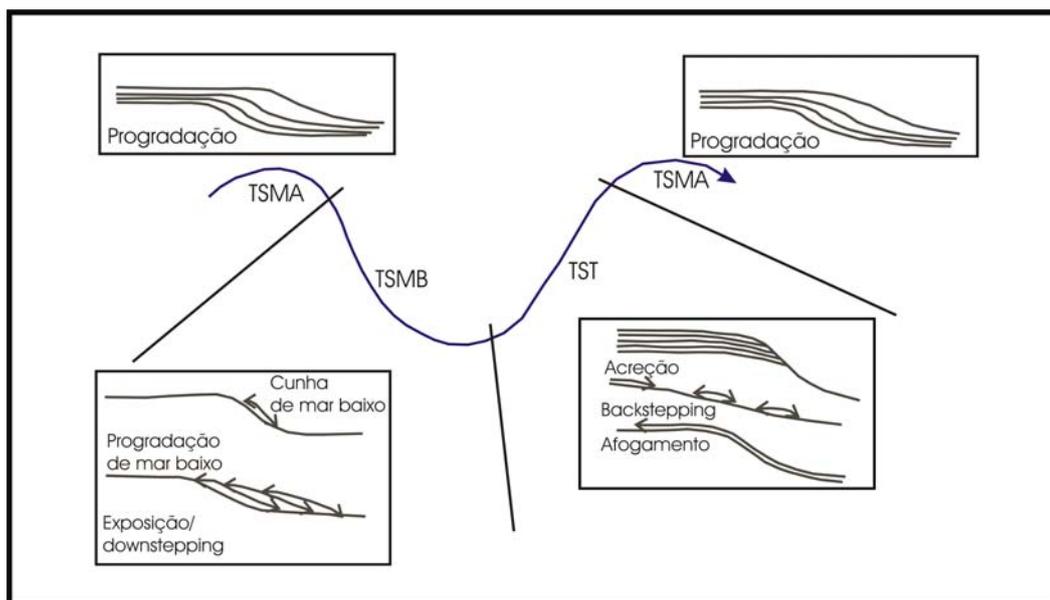
**FIGURA 12.** Classificação morfológica das plataformas carbonáticas modificado de Wilson (1975) e Wright & Burchette (1996 *apud* Bosence 2005).

Em sistemas clásticos e carbonáticos marinhos a geometria da seqüência está diretamente relacionada à morfologia do sistema deposicional. Por sua vez, a morfologia deposicional é controlada pela interação entre a topografia subjacente, tipo de sedimento e a taxa de acumulação de sedimento carbonático (Wright & Burchette, 1996). Assim, a fábrica *in situ* do sedimento carbonático no ou sob o nível do mar, faz com que este tipo de sistema deposicional seja altamente sensível às mudanças do nível do mar e pode ser identificado como o um dos fatores mais importantes no controle da morfologia das plataformas carbonáticas (Wright & Burchette, 1996).

Sob ótimas condições, as plataformas carbonáticas se espalham, a partir da superprodução de sedimento e a maioria, experimenta esta fase de crescimento, tanto no começo, como ao longo do seu ciclo de vida.

Com relação à interpretação estratigráfica de seqüências em carbonatos, o fato significativo é que o volume de produção de sedimento ocorre em profundidades de até 100 metros da coluna de água, sendo que a taxa de mais alta produção se concentra em profundidades que não superam os 20 metros. Isso significa que o espalhamento da plataforma carbonática será mais eficiente em ambientes de água rasa ou em períodos de taxa reduzida de elevação do nível do mar do que em águas profundas ou com rápido incremento do nível do mar (Wright & Burchette, 1996).

Pelo fato das altas taxas de produção de carbonato serem limitadas aos ambientes de água rasa, elas variam enormemente com o comportamento do nível relativo do mar. Estas variações têm sido objeto de discussão e para tal efeito tem-se como referência as curvas idealizadas do nível relativo do mar (Figura 13).

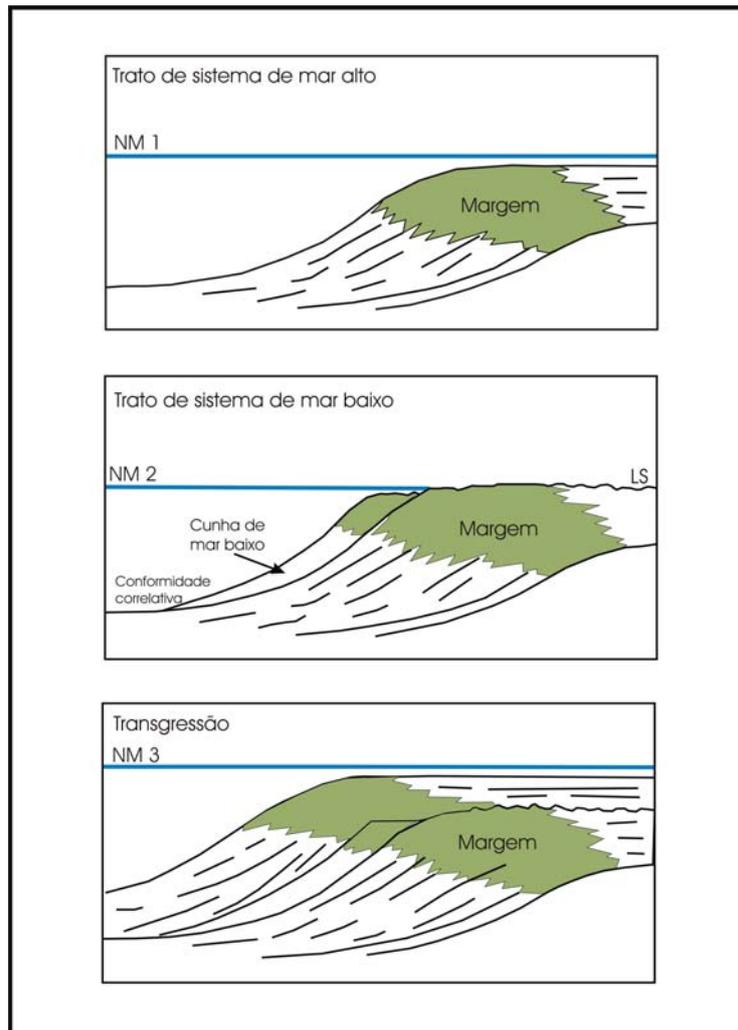


**FIGURA 13.** Curva simétrica ideal do nível relativo do mar. Modificado de Wright & Burchette (1996).

Na maioria das plataformas carbonáticas, a produção de sedimento é maior durante o trato de sistema de mar alto (fase *keep-up*) (Figura 11), do que durante a etapa de mar baixo ou transicional (Figura 14).

Este fenômeno de superprodução de carbonato é comumente denominado *highstand shedding* (Schlager *et al.*, 1994 *apud* Wright & Burchette, 1996). Uma rápida submersão, para águas profundas, comumente inicia o colapso do ambiente de água rasa (Ehrlich *et al.*, 1993 *apud* Wright & Burchette, 1996). Portanto, uma elevação do nível relativo de alguns poucos metros pode ser suficiente para gerar tal fenômeno.

Em contraste, uma queda do nível relativo do mar de poucos metros sobre uma escala de ciclos de 4ª ou 5ª ordem pode expor o interior de uma plataforma, potencialmente em até várias centenas de quilômetros quadrados. Embora a fábrica carbonática possa persistir sob tais condições de mar baixo, a produção será restrita só ao talude da plataforma e, em conseqüência, operará numa taxa muito reduzida (Figura 14) (Wright & Burchette, 1996).



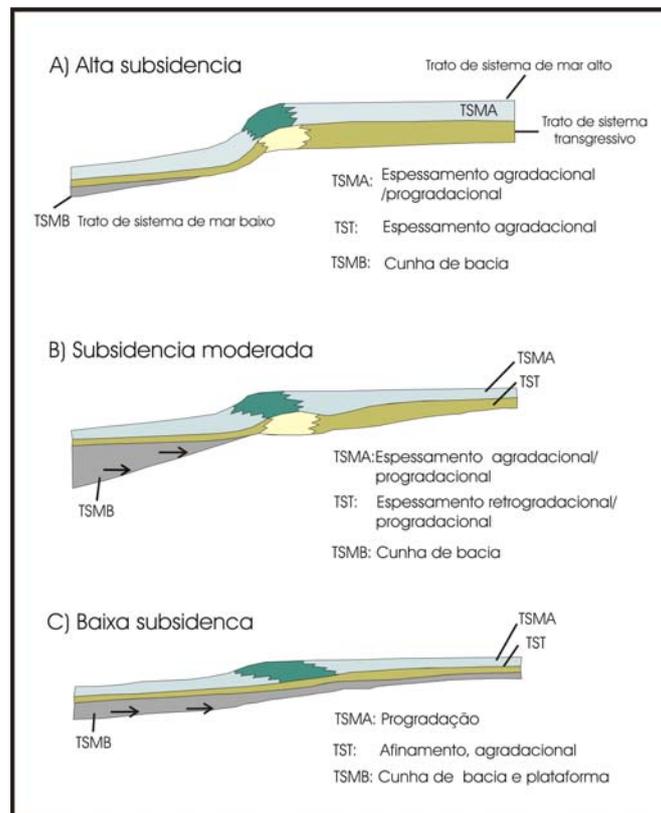
**FIGURA 14.** Margem de uma plataforma carbonática, mostrando o comportamento durante um ciclo simples de nível relativo do mar. Modificado de Wright & Burchette (1996).

Quedas menores do nível relativo do mar, sem exposição da superfície da plataforma, mostram relativamente poucos efeitos sobre o sistema deposicional. No entanto, podem estimular a progradação ou o desenvolvimento de uma cunha de margem de plataforma.

As plataformas com barreira (*rinned shelves*), mostram uma assimetria particular na taxa de produção de sedimento carbonático com relação aos períodos de tratos de sistema de mar alto e mar baixo, os quais são geralmente refletidos numa alternância na composição com sedimentos adjacentes (Wright & Burchette, 1996).

Com relação às seqüências e padrões de empilhamento das parasseqüências, cabe ressaltar que dentro de uma seqüência de 3ª ordem, as parasseqüências variam sistematicamente em caráter e são organizadas em distintos padrões de empilhamento, os quais refletem sua posição num determinado ciclo do nível relativo do mar, e o estilo de crescimento dominante da plataforma (Handford & Loucks, 1993). As configurações típicas são retrogradacionais, agradacionais e progradacionais.

Quando o comportamento do nível relativo do mar é dominado por altas taxas de subsidência, este continua se elevando fortemente durante o trato de sistema de mar alto inicial, de modo que a plataforma agrada rapidamente mostrando pouca progradação durante o trato de sistema de mar alto tardio (Figura 15 A).



**FIGURA 15.** Efeito que a variação da taxa de subsidência exerce sobre a geometria da seqüência numa plataforma carbonática, ao longo da margem da bacia. Neste caso, os sedimentos do TSMB são depósitos siliciclásticos. Modificado de Wright & Burchette (1996).

Em áreas de subsidência moderada, o empilhamento agradacional pode ser forte durante o trato de sistema transgressivo e moderadamente progradacional, sob condições de mar alto (Figura 15 B).

Em situações de baixa subsidência, o comportamento do nível relativo do mar é dominado em grande extensão pela eustasia. Assim é gerado pouco espaço de acomodação durante a fase transgressiva e, em conseqüência, começa uma proeminente etapa de progradação durante o trato de sistema de mar alto (Figura 15 C) (Wright & Burchette, 1996).

#### **4.2.3 Modelos de estratigrafia de seqüência para plataformas carbonáticas**

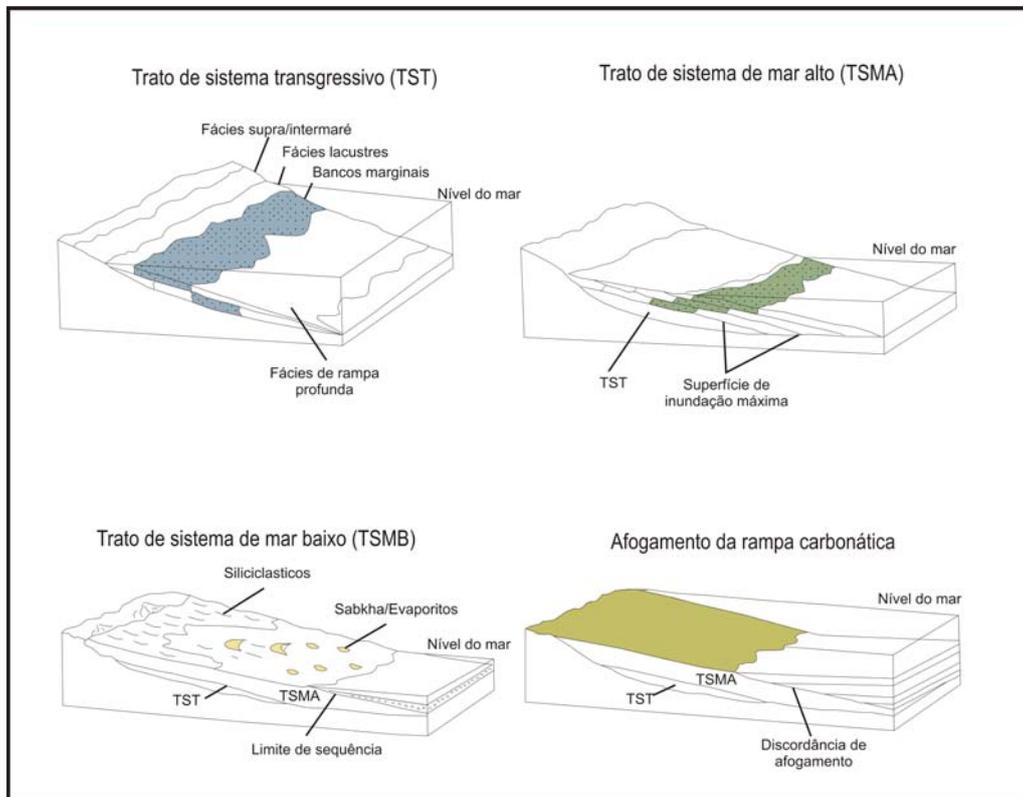
##### **- Plataformas em rampa**

No trato de sistema transgressivo o *onlap* costeiro e o *downlap* migram para o continente, com uma progressiva superimposição de fácies de água profunda sobre fácies de água rasa. Neste tempo, a parte mais profunda da rampa fica carente de sedimentos e com o incremento da profundidade aumenta o potencial para acumulação de matéria orgânica.

Com a diminuição da taxa de elevação do nível do mar, o sistema da rampa carbonática tende a progradar para a bacia. No trato de sistema de mar alto inicial, quando a acomodação está sendo criada para o continente, podem-se acumular sedimentos supramaré, intermaré e sedimentos lagunares como *topsets*. Este último corresponde ao termo usado para descrever a porção proximal do perfil da margem da bacia, caracterizado por baixos gradientes (< 0.1°), contendo geralmente sistemas deposicionais fluviais, deltaicos e marinhos rasos. Entretanto, durante o trato de sistema de mar alto tardio a deposição *topset* é pouca ou é ausente e como resultado tem-se a ocorrência de uma rampa tipo *strandplain*, segundo Tucker & Wright (1990) *apud* Emery & Myers (1996). A expressão sísmica do trato de sistema de mar alto em rampas carbonáticas é tipicamente uma serie de cliniformas *shingled*.

Durante a queda do nível do mar, a porção da rampa para o continente será exposta. Em áreas onde o aporte de sedimentos clásticos é baixo e o sistema em rampa prograda para um ambiente de plataforma aberta, a rampa pode apresentar um *offlap*, com escarpa para a bacia, tal que seu *onlap* caia até uma posição inferior da margem da rampa inicial. Se o fornecimento de sedimentos siliciclásticos for significativo, este pode inibir a produção carbonática e, em consequência, se estabelece um sistema siliciclástico de mar baixo, através da superfície da rampa.

Num clima árido é desenvolvida uma cunha evaporítica subaquosa com *onlap* da fácies de rampa mais profundas sobre o precedente trato de sistema de mar alto. A rampa exposta torna-se assim o lugar de desenvolvimento de sabkhas. Num ambiente de clima úmido, a rampa exposta pode ser carstificada e cortada por canais fluviais (Emery & Myers, 1996) (Figura 16).



**FIGURA 16.** Modelo de estratigrafia de seqüências para plataformas carbonáticas em rampa. Modificado de Emery & Myers (1996).

### - Plataformas com barreira (*rimmed shelves*)

Estes tipos de plataformas podem começar de várias formas. Elas podem iniciar com uma transgressão sobre um substrato não carbonático, particularmente sobre uma quebra de plataforma pré-existente, sobre um alto estrutural, ou também podem ser iniciadas sobre rampas.

Como a transgressão continua, a margem produtiva pode ser o único elemento da plataforma capaz de avançar ao mesmo passo do nível do mar, estabelecendo-se então um talude bem definido.

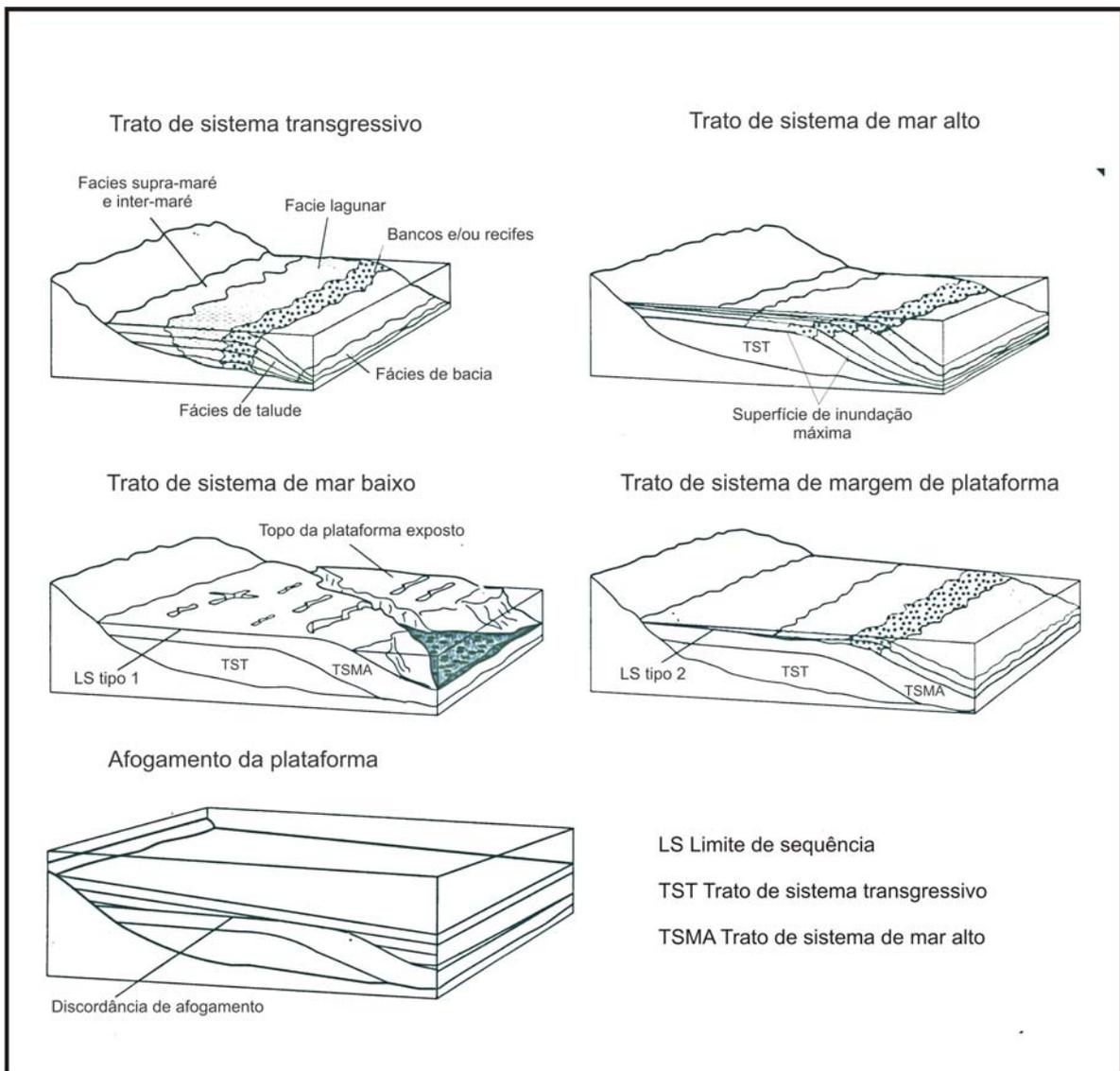
Um dos fatores chave para diferenciar tratos de sistemas carbonáticos transgressivos daqueles siliciclásticos é a habilidade do primeiro para agradar, mais do que retrogradar durante a elevação do nível do mar. A agradação e posterior progradação durante o trato de sistema de mar alto é muito comum nestas plataformas (*rimmed shelf*) segundo Pomar (1991 *apud* Emery & Myers 1996).

Durante o trato de sistema de mar alto a plataforma pode chegar a uma superprodução de carbonato, gerando assim crescimento (*highstand shedding*) de sedimento para o talude e para a bacia. Na etapa inicial deste trato de sistema, os *topsets* continuam-se acumulando como fácies lagunar, supramaré e intermaré. No entanto, durante o trato de sistema de mar alto tardio estes *topsets* são dificilmente identificáveis, principalmente sobre dados sísmicos (Emery & Myers, 1996). Cabe ressaltar que também é difícil identificar uma superfície de inundação máxima nas fácies do interior da plataforma, devido à carência de *backstepping*, no subjacente trato de sistema transgressivo

No trato de sistema de mar baixo, tem-se o desenvolvimento de um limite de seqüência tipo 1. O nível do mar apresenta uma queda significativa, que vai além da margem da plataforma e, dessa forma, o topo da plataforma é carstificado e pode ser cortado por canais fluviais. A formação de carst sobre

os *topsets* das plataformas (*rimmed shelves*) em sistemas úmidos é um processo importante na modificação da porosidade.

O limite de seqüência tipo 2, associado ao trato de sistema de margem de plataforma, também pode ser desenvolvido sobre sistemas de plataformas com barreira, já que o nível do mar cai sobre o topo da plataforma, mas a acomodação do sedimento permanece na borda desta (Figura 17).



**FIGURA 17.** Modelo de estratigrafia de seqüências para plataformas com borda (*rimmed shelves*). Modificado de Emery & Myers (1996).

## - Plataformas isoladas

As plataformas isoladas podem apresentar um ou mais tipos de margem descritas anteriormente, dependendo do ambiente tectônico, orientação (*windward* – *leeward*) e tamanho da plataforma. Estas plataformas podem ser simétricas ou assimétricas, Epting (1980 *apud* Emery & Myers, 1996) tem descrito dois tipos de plataformas simétricas isoladas:

O *pinnacle* é um tipo de acumulação agradada, que apresenta um *backstepping* gradual e contínuo. Neste caso, as vezes é impossível reconhecer os diferentes tratos de sistema, devido ao fato de geralmente, apresentar um caráter interno sísmico confuso.

A segunda categoria descrita por Epting (*op.cit*) é referida como “*platform type*”, que apresenta margens agradacionais durante o trato de sistema transgressivo, seguido por margens progradacionais durante o trato de sistema de mar alto. Apresenta, ademais, uma superfície de inundação máxima, claramente identificável em dados sísmicos, separando os dois tratos de sistema.

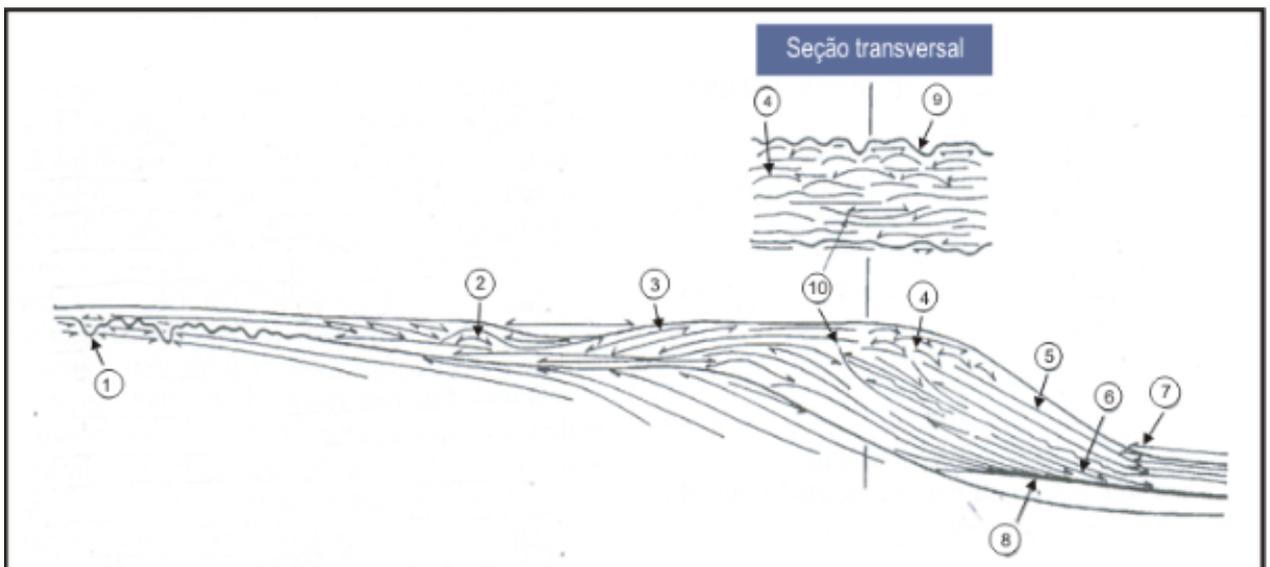
Não existe um padrão geral para plataformas assimétricas, elas podem apresentar características únicas dependendo do ambiente tectônico. Na literatura existem vários exemplos como plataformas com a margem para a bacia controlada por falhas, e com a margem para o continente apresentando geometrias progradacionais e agradacionais. A plataforma carbonática correspondente ao terciário da Bacia de Campos apresenta controle tectônico, desenvolvendo, portanto margens complexas tanto para o continente como para a bacia, com sedimentação mista siliciclástico-carbonática.

#### 4.2.4 Interpretação sísmica das variações geométricas estratais em ambientes deposicionais carbonáticos

Os estratos carbonáticos e siliciclásticos possuem as mesmas relações estratais discordantes e concordantes relativo aos limites de seqüência. Nas partes onde a discordância é identificável, os estratos siliciclásticos e carbonatos mostram terminações em *lap-out* (*onlap*, *downlap* e *toplap*) e truncamentos (erosionais e estruturais) contra o limite de seqüência. No entanto os carbonatos podem apresentar padrões estratais únicos, resultantes dos seguintes fatores:

- A capacidade que estes têm para se desenvolver *in situ*.
- Processos de transporte e deposição como partículas clásticas, os quais imprimem uma ampla variedade de arranjos texturais.
- Processos de erosão subaérea, principalmente dissolução.

Na figura 18 pode ser visualizada uma descrição dos tipos de padrões estratais em grande escala, a partir de uma representação idealizada de uma plataforma carbonática.



**FIGURA 18.** Representação idealizada de padrões estratais através de uma plataforma carbonática. Modificado de Handford & Loucks (1993).

1. A dissolução carstica ou colapso conduz à geração de depressões topográficas que variam de alguns metros até quilômetros em amplitude. Aquelas incluem dolinas, cavernas, *poljes* e vales cegos. Em planta as depressões cársticas, geralmente apresentam contornos circulares. No entanto, os vales cegos e *poljes* são comumente lineares e fechados em ambos extremos. Tais perspectivas podem ser necessárias para diferenciar os últimos dos vales incisos fluviais.

Os estratos em *onlap* que preenchem as depressões consistem de depósitos fluviais e lacustres de mar baixo, *terra rossa* e depósitos marinhos transgressivos. As colinas residuais, tais como cones e torres carsticas, podem estar presentes e, se forem preservadas, podem apresentar *onlap* por depósitos de mar baixo e depósitos transgressivos. Algumas áreas cársticas carecem de depressões e colinas residuais, tal carência implica na denudação em longo prazo por dissolução corrosiva (Ford & Williams *apud* Handford & Loucks, 1993).

2. A construção de lados escarpados, *hummocky*, *mounds*, acumulações recifais lenticulares e recifes em ambientes de plataforma, apresentam *downlap* na base e *onlap* nas suas margens.

3. As margens para o continente das plataformas (*rimmed shelf*), podem progradar para dentro da plataforma e por sua vez constroem cliniformas com *downlap* nos estratos lagunares ou dos estratos de plataforma.

4. Feições tais como escarpas, acumulações lenticulares (biohermas ou recifes), e *hummocky* podem estar presentes ao longo das bordas das plataformas com barreira e em áreas do talude.

5. Os ângulos deposicionais de talude das plataformas carbonáticas geralmente variam entre 29° e 30° (Schlager & Camber, 1986 *apud* Handford & Loucks, 1993), e em alguns casos podem atingir 45° (Kenter, 1990). No entanto, taludes verticais ou com algum tipo de protuberância, podem estar

localmente presentes. Tais taludes podem ser deposicionais ou erosionais. O entrelaçamento orgânico dos sedimentos comumente conduz ao desenvolvimento de taludes deposicionais verticais em recifes modernos. Os taludes erosionais escarpados indicam que os sedimentos estão litificados ou apresentam um alto esforço de cisalhamento, devido ao arranjo empacotado e à natureza entrelaçada das partículas.

6. Os depósitos do sopé do talude podem exibir *downlaps*

7. Estes depósitos do sopé do talude podem apresentar ademais alternância de *downlaps* e *onlaps*.

8. Os depósitos do sopé de talude, referidos anteriormente, podem mostrar uma convergência indicada no afinamento dos mesmos. Os estratos siliciclásticos também possuem esta característica.

9. Os processos de carstificação, incisão fluvial ou erosão submarinha podem cortar as bordas da plataforma em limites de seqüência.

10. Feições tais como incisão cuneiforme, geradas por desgaste, podem ocorrer em limites de seqüência ou dentro das seqüências.

A capacidade dos taludes carbonáticos para se desenvolver em forma de acumulações ou bioconstruções, que vão além do ângulo de repouso, é devida ao entrelaçamento orgânico, cimentação inicial e à deposição não esférica de um arcabouço de grãos esqueléticos interligados, segundo Handford & Loucks (1993).

#### **4.2.5 Classificação genética das plataformas carbonáticas baseado no ambiente tectônico da bacia, segundo Bosence, 2005.**

Muitas pesquisas têm sido enfocadas nos últimos 20 anos sobre os efeitos que exercem as mudanças do nível do mar, os fatores oceanográficos e o clima sobre a estratigrafia de uma plataforma carbonática. Estes fatores são importantes na escala do tipo de grão, fácies, seqüências deposicionais e tipos de margens de plataforma. Nesta nova classificação, Bosence (2005) considera o ambiente geotectônico como principal controlador da evolução morfológica e estratigráfica de uma plataforma carbonática em escala regional.

Segundo o referido autor, o esquema clássico de Wilson (1975) para classificação de plataformas carbonáticas (plataformas em rampa, e plataformas com barreira ou crescimento local "*rimmed shelf*") está baseado só na morfologia externa da plataforma. Segundo Bosence (2005), os termos rampa e plataformas com borda (*rimmed shelf*) são úteis para descrever a morfologia da margem da plataforma, mas são muito restritos na hora de determinar o caráter total da plataforma carbonática. As rampas e plataformas com barreira (*rimmed shelves*) apresentam uma estreita relação em tempo, assim Wilson (1975) e Read (1985 *apud* Bosence, 2005) ilustraram situações de evolução de rampas carbonáticas para plataformas com barreira (*rimmed shelves*). Como exemplo tem-se a margem oeste do Banco das Bahamas, a qual sofreu uma mudança de rampa miocena para uma plataforma com barreira no Plioceno segundo Eberli *et al.* (1997 *apud* Bosence, 2005).

A classificação de Bosence (2005), apresenta oito tipos genéticos diferentes de plataformas carbonáticas que caracterizam os diferentes ambientes tectônicos de desenvolvimento das bacias sedimentares (Figura 19). Neste trabalho, foi usada esta classificação para posicionar a plataforma carbonática da área de estudo no seu ambiente tectônico regional e, para tal objetivo, se faz uma descrição mais detalhada dos primeiros quatro tipos de plataformas propostas pelo referido autor.

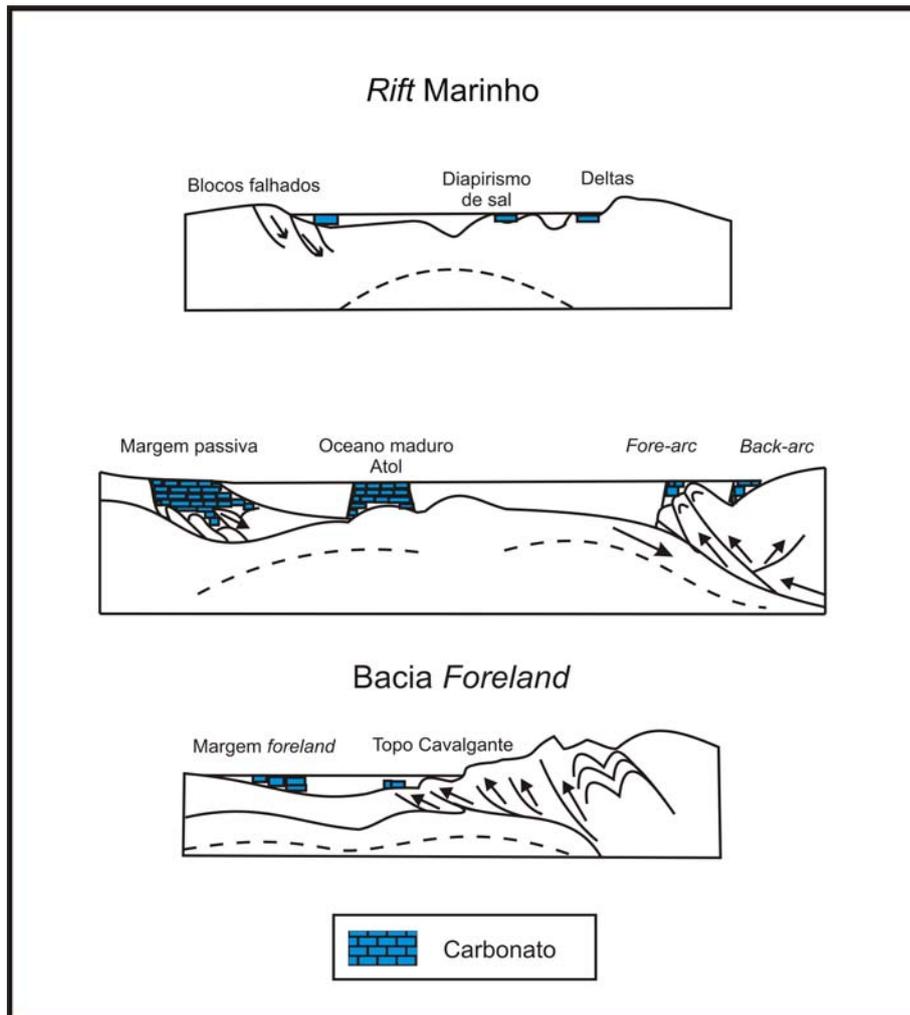
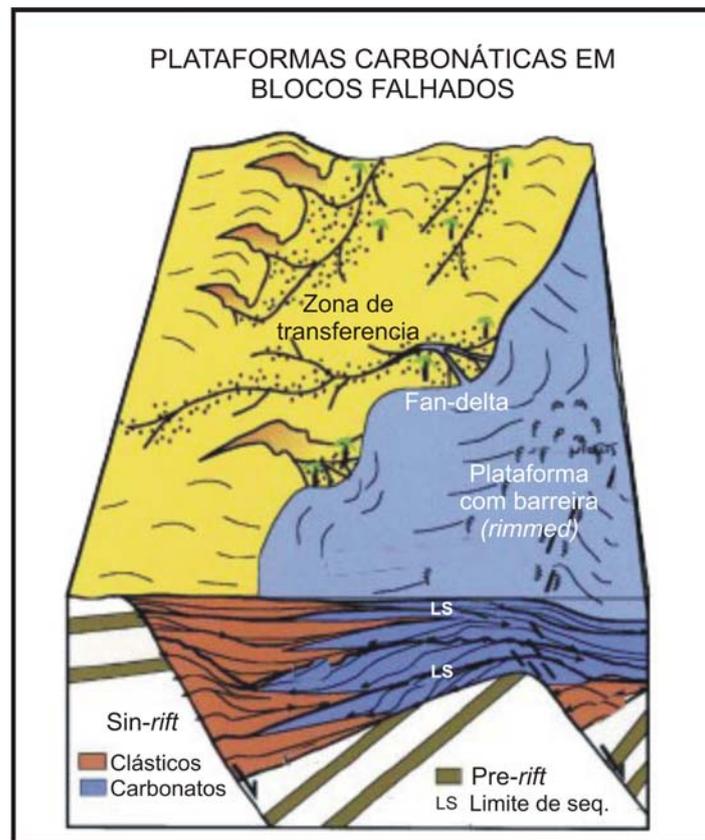


FIGURA 19. Ambientes tectônicos de plataformas carbonáticas, modificado de Bosence (2005).

### - Plataformas em blocos falhados

Este tipo de plataformas desenvolve-se principalmente em bacias tipo *rift*. As etapas iniciais do rifteamento estão dominadas por sedimentação siliciclástica, com transporte de sedimento controlado principalmente pelo desenvolvimento de sistemas de falhas extensionais e suas zonas de transferência oblíqua (Figura 20). As áreas *footwall* e *horst* isolados do aporte de sedimentos clásticos acumulam carbonatos subtropicais fototróficos. A acumulação de bancos de oóides não é muito comum.

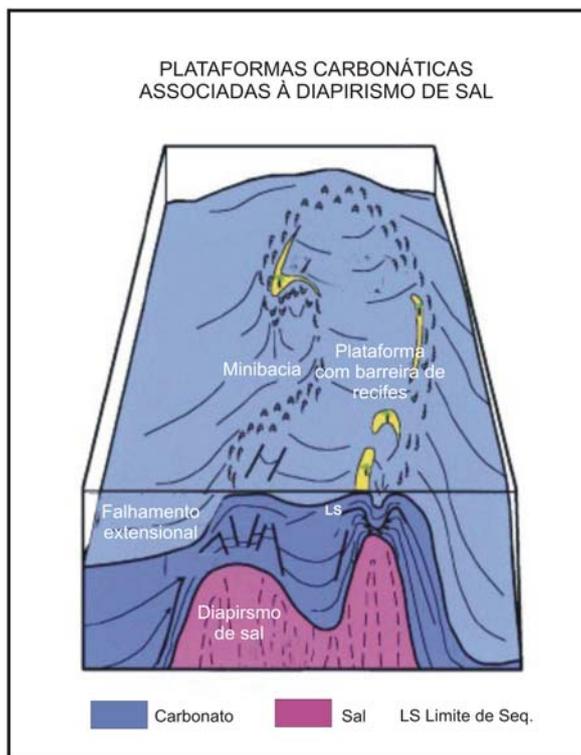


**FIGURA 20.** Modelo tectono-estratigráfico para plataformas carbonáticas em blocos falhados. Modificado de Bosence (2005).

Exemplos do Holoceno incluem as plataformas (*reef rimmed*) do Mar Vermelho e o Golfo do Suez. Estas plataformas também ocorrem onde o falhamento extensional é gerado em margens passivas do NE da Austrália, bacias *back-arc* da Indonésia no mar do Sul da China.

#### - Plataformas associadas à tectônica halocinética

O desenvolvimento de diapíros de sal relativo ao nível base tem como consequência a formação de altos no fundo do oceano, que se traduzem na geração de domos, ilhas e minibacias. Se estes domos entram na zona de significativa produção de carbonato serão geradas plataformas carbonáticas em forma de anel ou atol. Nos locais onde a movimentação de sal está relacionada ao falhamento extensional, se desenvolverão plataformas alongadas, com *horst* e *grabens* associados (Figura 21).



**FIGURA 21.** Modelo tectono-estratiigráfico para plataformas carbonáticas associadas a diapirismo de sal. Modificado de Bosence (2005).

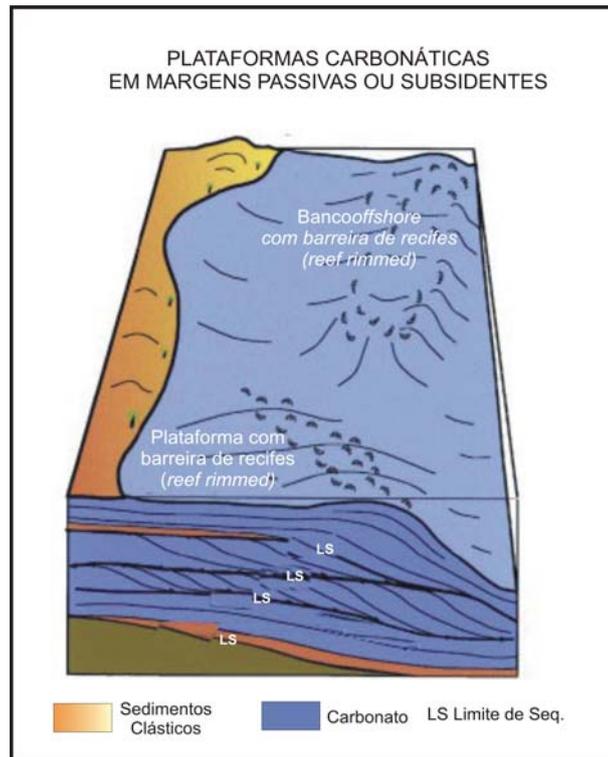
As margens deste tipo de plataformas apresentam lados muito escarpados e barreiras de recifes de coral (Batan, 1999 *apud* Bosence, 2005), assim como areias bioclásticas e seixos sobre as plataformas expostas, e lagunas internas com algas e carbonatos de grão fino. A estratiigrafia das plataformas é complexa, apresentando rápidas variações laterais e verticais das fácies nos carbonatos biogênicos de água rasa, refletindo a complexidade das ilhas onde estão se desenvolvendo (plataformas isoladas, segundo a classificação de Wilson, 1975). Outro exemplo que vale a pena ressaltar está relacionado à tectônica de sal que controlou a sedimentação das plataformas carbonáticas das bacias *offshore* da margem leste brasileira durante o Cretáceo, conforme descrito por Guardado *et al.* (1989). Este tipo de tectônica (halocinese) poderia estar ainda influenciando a geração de plataformas carbonáticas no Terciário da Bacia de Campos (carbonatos do Membro Siri), como iremos discutir à frente.

### **- Plataformas em margens subsidentes e bancos carbonáticos *offshore***

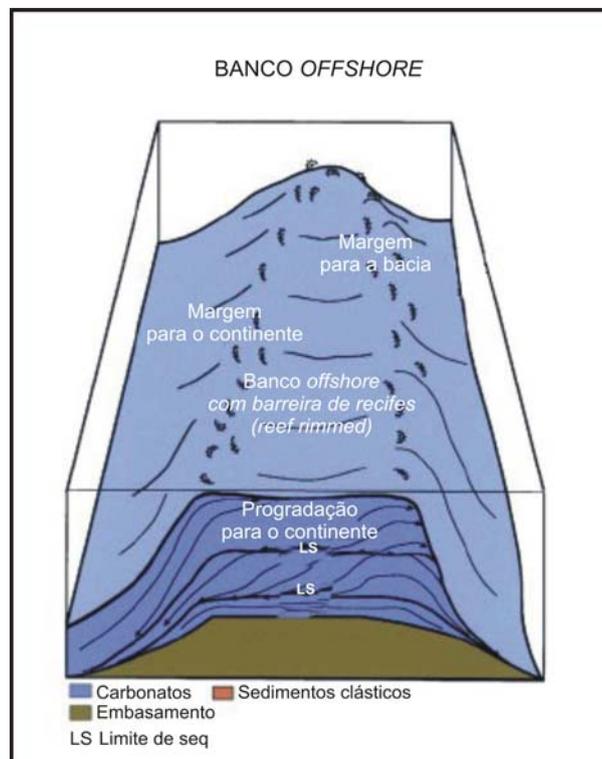
As bacias de margem passiva são geralmente consideradas como os lugares onde comumente se desenvolvem as plataformas carbonáticas (Wright, 1990 *apud* Bosence, 2005). As baixas velocidades de subsidência têm como consequência a geração de geometrias estratigráficas progracionais. Estas margens progracionais por sua vez indicam alta taxa de produção sedimento carbonático. Os limites de seqüência são subhorizontais, refletindo sua formação a partir de quedas do nível do mar, eustáticas ou locais (Figura 22).

O espaço de acomodação para este tipo de plataformas é causado a partir da interação entre subsidência termal, carga de sedimento e compactação (Bott, 1992 *apud* Bosence, 2005). A estratigrafia do topo da plataforma geralmente compreende carbonatos produzidos por organismos fototróficos de água rasa. Os bancos carbonáticos *offshore* apresentam também as características anteriormente citadas (Figura 23).

Como exemplos destes dois tipos de plataformas vale a pena destacar o Banco das Bahamas (*offshore*), a margem NW da Austrália e as plataformas brasileiras.



**FIGURA 22.** Modelo tectono-estratigráfico para plataformas carbonáticas associadas a margens subsidentes. Modificado de Bosence (2005).



**FIGURA 23.** Modelo tectono-estratigráfico para bancos carbonáticos *offshore*. Modificado de Bosence (2005).