

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As bacias de Almada e Jequitinhonha fazem parte do conjunto de bacias da margem continental leste brasileira, formadas durante o Cretáceo inferior, graças a processos extensionais responsáveis pelo rompimento do megacontinente Gondwana (MOHRIAK, 2004).

A Bacia de Almada, devido à sua similaridade geológica e continuidade geográfica, tem sido estudada geralmente em conjunto com a Bacia de Camamu. No entanto, Ferreira et al. (2009) propuseram a existência de uma zona de cisalhamento, associada ao embasamento, limitando geologicamente essas bacias, a qual teria sido reativada durante o rifteamento. Este novo limite sugere uma divisão tectono-estratigráfica distinta, a partir das diferenças observadas nas espessuras das formações da seção rifte, na distribuição da sequência evaporítica e nos carbonatos de idade Albiana.

A Bacia de Almada permite uma melhor compreensão dessa evolução estratigráfica e constitui uma das poucas exposições dos sedimentos siliciclásticos da megassequência marinha, desenvolvida entre o Cenomaniano até o Recente. Esta sequência se apresenta como um cânion semi-exumado, encravado no embasamento (D'AVILA et al., 2004).

Os primeiros mapeamentos geológicos em detalhe da porção emersa da Bacia de Almada foram realizados em 1963 por uma equipe de geólogos da Petrobras e uma síntese foi publicada por Carvalho (1965). Estudos detalhados sobre os turbiditos aflorantes da Formação Urucutuca foram realizados por Bruhn e Moraes (1989). Netto et al. (1994) apresentaram uma atualização da carta cronoestratigráfica para as bacias de Camamu e Almada, modificada a partir daquela proposta por Carvalho (1965). Mendes (1998), baseado nos dados de Bruhn e Moraes (1989), estudou o contexto tectono-estratigráfico dos paleocânions de Regência e Almada (Figura 6).

Estudos detalhados nos afloramentos foram realizados pelo projeto Turbiditos (PETROBRAS-UERJ-UENF). D'Avila et al. (2004) publicaram um estudo de fácies e modelo deposicional para o Cânion de Almada. Ceia (2004) realizou o levantamento dos afloramentos com imagens de Georadar GPR (*Ground Penetrating Radar*) e Cuiñas Filho

(2004), empregando técnicas de sensoramento remoto e métodos potenciais, caracterizou o arcabouço estrutural da Bacia de Camamu-Almada.

Dentro do projeto Interpretação e Mapeamento dos sistemas Petrolíferos da Bacia de Camamu-Almada, desenvolvido em parceria pela COPPE/UFRJ e ANP. Karam (2005) integrou diferentes ferramentas multidisciplinares para caracterizar as feições tectônicas e sismoestratigráficas na sequência pós-rifte da Bacia de Camamu-Almada. Paralelamente, dentro do referido projeto, foram realizadas análises geoquímicas tanto para possíveis rochas geradoras como para óleos coletados em diferentes poços nas bacias de Camamu-Almada e Jequitinhonha (ARAÚJO, 2007).

Particularmente, Bedregal (2005) mapeou a distribuição e amplitude da tectônica distensional responsável pela preservação do registro sedimentar das bacias de Camamu-Almada e do Congo-Gabão-Cabinda, na margem oeste africana. Segundo o autor, a distribuição regional e a espessura dos evaporitos sin-rifte e dos sedimentos pós-rifte ao longo das margens brasileira e africana não são consistentes com uma fraca deformação rúptil observada no Eocretáceo. O autor sugere a existência de um descolamento intracrustal como compartimentador da deformação com a profundidade.

Silva (2005) fez comparações tectono-estratigráficas entre o sistema rifte da Bacia de Camamu-Almada e o moderno sistema de riftes do Leste Africano. O referido autor revisou os conceitos e teorias evolutivas de bacias do tipo rifte e apresentou o mapeamento regional dos arcabouços tectônico e estratigráfico da Bacia de Camamu-Almada, com base em dados sísmicos de reflexão e em dados de poços.

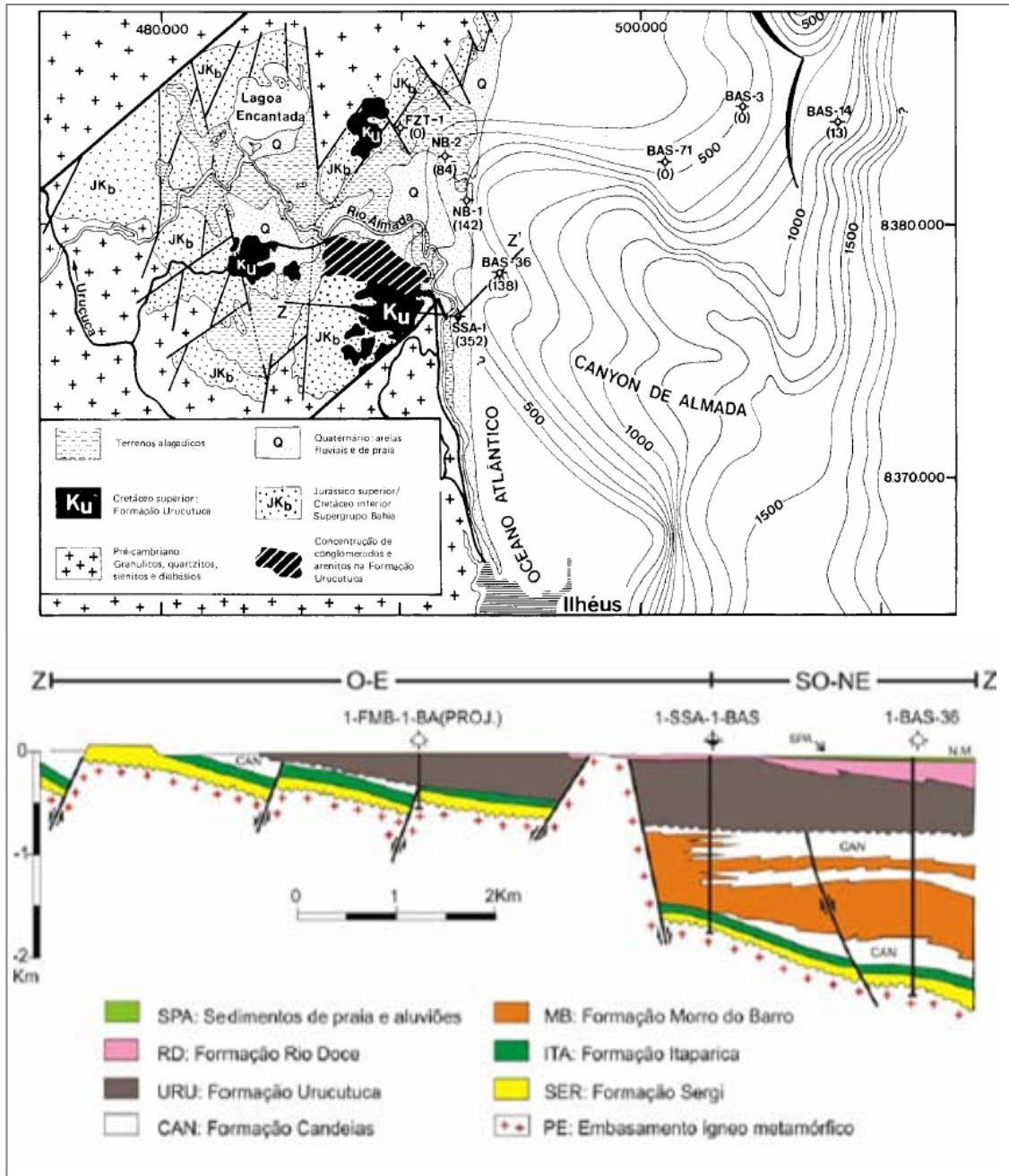


Figura 6 – Mapa Geológico e seção geológica da Bacia de Almada.

Fonte: BRUHN e MORAES , 1989.

2.1 Evolução tectônica regional

A margem leste da placa Sul-americana é caracterizada como divergente desde a Venezuela até o sul da Argentina. O domínio geológico foi originado a partir da separação da porção oeste do Supercontinente Gondwana, sendo subdividido em três domínios estruturais. O primeiro domínio, denominado Domínio Atlântico Sul, é caracterizado como extensional e ocorre do sul da Argentina até o Rio Grande do Norte. O Segundo Domínio é intitulado Atlântico Equatorial e caracterizado como transformante. O mesmo desenvolveu-se pelo deslocamento lateral dextral, originando um padrão de falhas oblíquas de alto ângulo que controlaram o rifteamento (Figura 7). O terceiro, denominado Domínio Atlântico Central, é também caracterizado como extensional, estendendo-se desde a Foz do Rio Amazonas até o leste da Venezuela (MILANI e THOMAZ FILHO, 2000).

A Bacia de Almada, junto com as bacias de Camamu, Jequitinhonha e Cumuruxatiba, constituem a Bacia Bahia Sul, as quais compartilham grandes semelhanças quanto à evolução tectônica e história do preenchimento sedimentar. Essas semelhanças devem-se à gênese comum, originada pelo domínio da Margem Divergente leste Brasileiro de idade Mesozoica-Cenozoica. As configurações geotectônicas funcionam a partir da formação de um sistema de riftes, os quais evoluíram para um proto-oceano, no Aptiano, culminando com a formação do Oceano Atlântico, no Neocretáceo. As bacias inserem-se geotectonicamente na Província Costeira definida por Almeida et al. (1977), sendo seu embasamento correspondente ao Cráton de São Francisco.

A evolução geológica geral da margem passiva atual compreende a três fases geotectônicas distintas, denominadas por Chang et al. (1992) como: pré-rifte, rifte (ou sin-rifte) e pós-rifte. A fase pré-rifte caracteriza-se por uma sinéclise intracontinental com depósitos sedimentares do Paleozoico ao Mesozoico, entre o período Neo-Jurássico ao Neocomiano Inferior, no interior do Gondwana que ainda não havia se fragmentado.

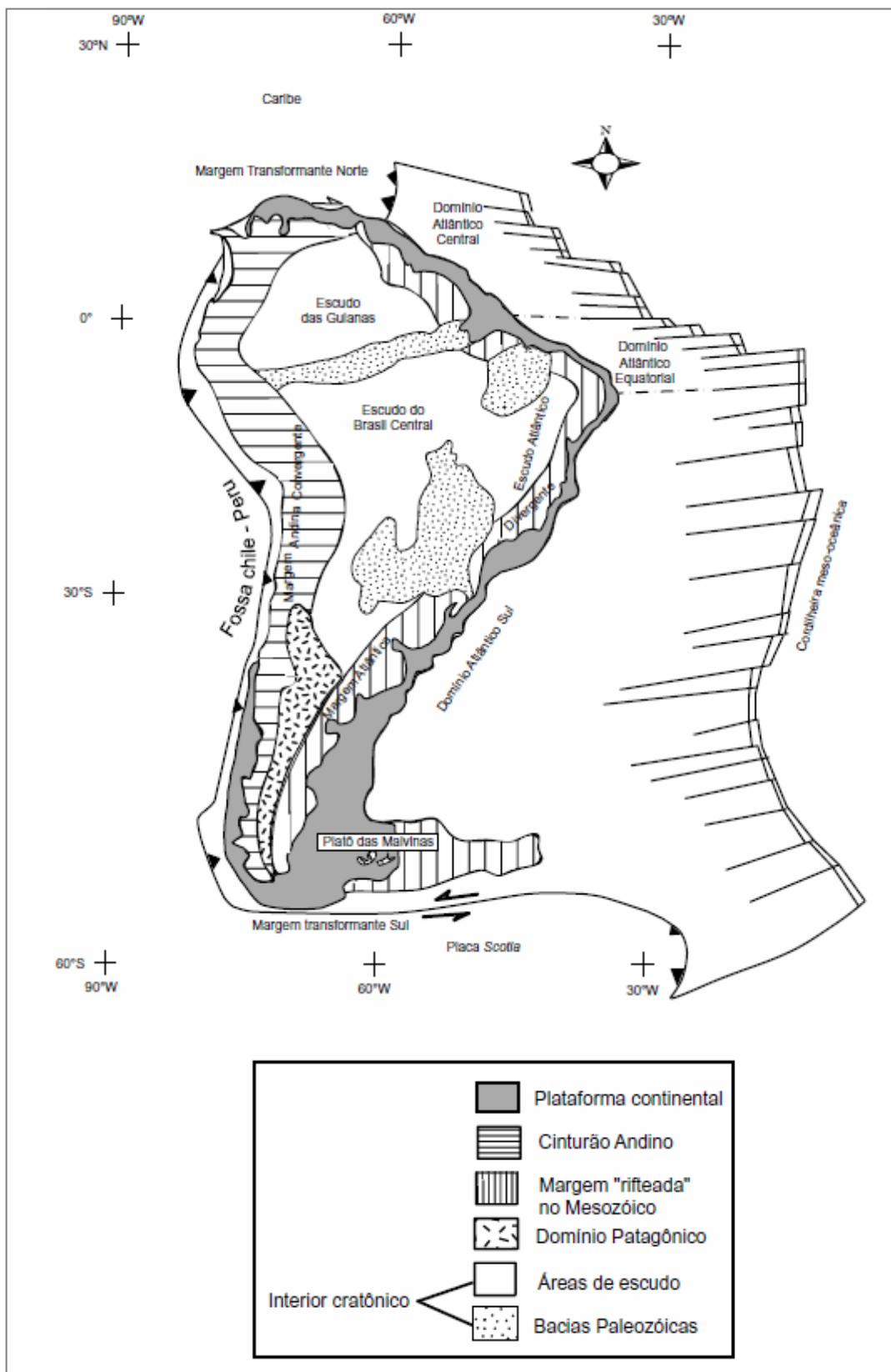


Figura 7 – Placa Sul-Americana e seus domínios tectono-sedimentares.

Fonte: MILANI e THOMAZ FILHO, 2000.

O início do processo de rifteamento foi marcado pelo afinamento da crosta continental e ascensão astenosférica, formando a Depressão Afro-Brasileira (CESERO e PONTE, 1997). Esta feição foi preenchida por leques aluviais e fluviais de granulação grossa e por diques de diabásio intrudidos no embasamento (sedimentação continental) durante o Barremiano. O aumento do estiramento litosférico ocasionou grandes falhamentos na crosta continental representando o início da formação das bacias tipo rifte.

A fase rifte, de idade Neocomiano até Aptiano Superior, apresenta um regime distensivo intenso até a quebra do Gondwana. A mesma apresenta falhamentos normais de orientação N-S nas bacias de Camamu e Almada, com forte controle estrutural herdado da Zona de Cisalhamento Itabuna (Figura 8). Segundo Ferreira et al. (2009), a reativação de falhas supracitadas de direção NE-SW, associada à rotação de blocos e desenvolvimento de sistemas antitéticos e sintéticos, ao longo da margem brasileira e riftes interiores, permitiram o desenvolvimento de sistemas lacustres responsáveis pela deposição das principais rochas geradoras das bacias, e conseqüentemente a evolução dos mesmos para sistemas marinhos restritos (MELLO et al., 1995).

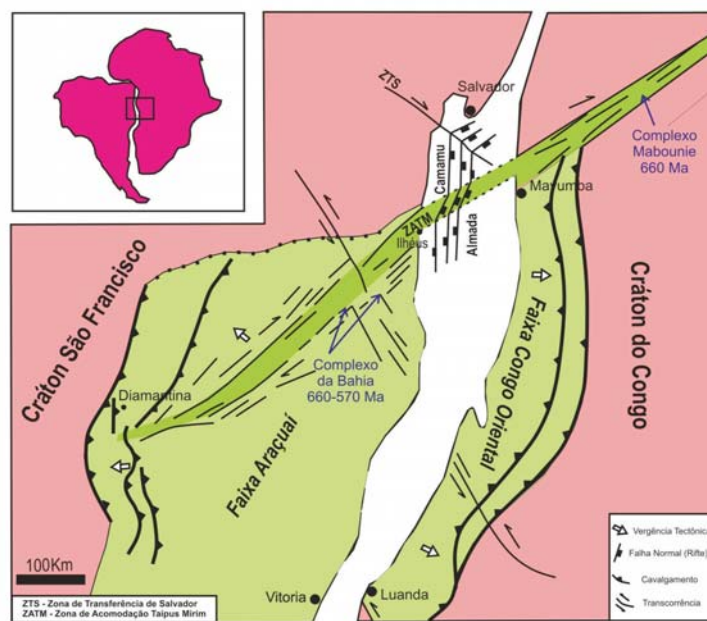


Figura 8 – Mapa esquemático mostrando as estruturas maiores das Faixas Araçuaí-Congo Oriental na América do Sul e África. Localização das principais zonas de cisalhamento no período orogênico e sua correlação com o arcabouço de falhas do rifte de Camamu e Almada.

Fonte: FERREIRA et al., 2009.

O último grande evento marcado pela fase pós-rifte é caracterizado pela subsidência térmica, pela sedimentação marinha e pela típica configuração de bacia marginal, com consequente instalação da margem passiva. Este cenário tectono-estratigráfico se iniciou no Albiano e segue até os dias de hoje (MILANI e THOMAZ FILHO, 2000), sendo caracterizado pela morfologia de plataforma e talude, com configurações originadas a partir da zona de charneira da fase rifte.

Nas bacias da borda leste brasileira houve a ocorrência de vulcanismos durante as fases rifte, pós-rifte e drifte. Este vulcanismo é confirmado pela presença de complexos vulcânicos como Royal Charlotte na fase pós-rifte localizado na parte sul da Bacia de Jequitinhonha (THOMAZ FILHO et al., 2008). No entanto, na Bacia de Almada não se observaram evidências de magmatismo durante o rifteamento, associado a um modelo de rifte passivo por cisalhamento simples, segundo Gordon (2011).

Estudos com traços de fissão em rochas do embasamento cristalino na bacia de Almada, especificamente o cânion de Almada efetuados por Valeriano et al. (2003) identificaram dois eventos tectônicos na formação da bacia. O primeiro, situado no Eocretáceo (132 e 109 Ma), provavelmente relacionado ao soergimento flexural da litosfera na fase pré-rifte, antecedeu a abertura do Atlântico Sul e a quebra do supercontinente Gondwana. Já o segundo evento, situado no intervalo no Campaniano-Maastrichtiano (79 e 71 Ma), coincide com a idade de deposição dos sedimentos da Formação Urucutuca. O mesmo esteve associado a um regime tectônico transtensivo sinistral, que ativou as falhas NE-SW por meio de uma transcorrente sinistral, associado a falhas normais N-S que colocam o embasamento ao lado das seqüências sedimentares no cânion de Almada.

2.2 Arcabouço Estrutural

O arcabouço estrutural do embasamento das bacias de Camamu e Almada na região limítrofe da Bacia de Jequitinhonha divide-se em distintos compartimentos em sua porção emersa e submersa.

As bacias foram fortemente controladas por estruturas dúcteis e rúpteis herdadas do orógeno paleoproterozoico. A orientação dos campos de tensão do embasamento e nas bacias é distinta, sendo que os mesmos foram formados em épocas diferentes. O padrão de orientação dos campos de tensão nas bacias indica que a mesma foi polifásica, inicialmente produzida por falhas normais e evoluiu para um regime transtensivo em pulsos (ou subfases tectônicas), com mudanças de orientação dos tensores principais máximos quase ortogonais entre si (CORRÊA GOMEZ et al., 2005). Segundo Arcanjo (1997), a tectônica rúptil está relacionada ao magmatismo fissural, o qual é representado pelos abundantes diques máficos da área, preferencialmente encaixados nas estruturas NE-SW presentes no Cratón de São Francisco.

O desenvolvimento da Bacia de Almada apresenta direção preferencial NNE e NE (paralelas ao atual contorno continental) em direção da Zona de Cisalhamento Itabuna-Itaju da Colônia de idade Neoproterozoica, e que foi reativada no Mesozoico (CUIÑAS FILHO, 2004) por uma movimentação transcorrente dextral com orientação NE, a qual controlou a formação da bacia na porção terrestre. Os lineamentos do embasamento transversais à orientação principal do rifte se prolongam em direção à bacia. Os mesmos foram reativados como zonas de transferência ou acomodação, que estão ligadas com a zona de Cisalhamento já descrita. Durante os processos de rifteamento estas estruturas de fraqueza do embasamento foram, e ainda estão sendo, reativadas desde o paleoproterozico (FERREIRA et al., 2009).

A porção emersa é caracterizada por uma expressiva linearidade dos traços das foliações regionais das rochas da Faixa Móvel Costeira Atlântica, e dois sistemas principais de fraturamentos com direções NNE-SSW e NE-SW, paralelas aos lineamentos pré-cambrianos do Cratón de São Francisco, e um sistema secundário de falhas com direção N-NW (BRUHN e MORAES, 1989).

Feições transversais com direções NW e EW subdividem as bacias de Camamu-Almada em quatro compartimentos estruturais: Bacia do Almada, Zona de Acomodação de Mutá, Sub-Bacia de Camamu Sul e Sub-Bacia de Camamu Norte (Figura 9). Algumas evidências de compressão, representadas por falhas reversas, foram associadas a estas feições transversais, segundo Menezes e Milhomem (2009).

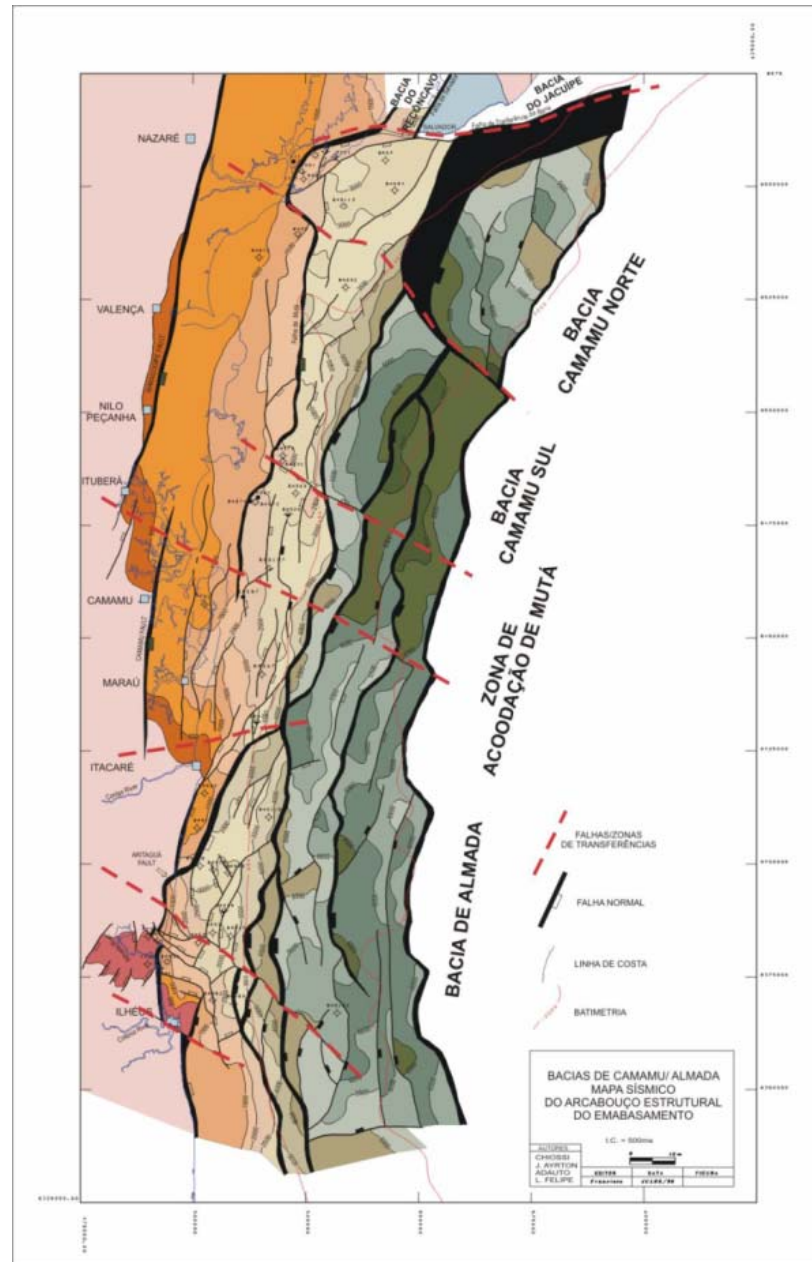


Figura 9 – Arcabouço estrutural das Bacias de Camamu e Almada.
Fonte: SCHOTCHMAN e CHIOSSI, 2009.

Facuri (2003), dentro do desenvolvimento da monografia “Estudo da tectônica rúptil da bacia de Almada” realizado na UERJ, propõe um possível modelo tectônico evolutivo para a bacia, com base na integração de análises geométrica, cinemática e dinâmica das falhas medidas em campo. O autor subdivide as diversas famílias de falhas, e caracteriza o arcabouço estrutural em pelo menos quatro etapas de deformação, onde as duas primeiras possuem um caráter transcorrente, seguido de uma etapa transtensiva e finalizado por uma transpressiva. Esta última etapa seria a responsável pelas falhas inversas na bacia e dobramentos nas sequências sedimentares, coerente com a publicação de Lima, L. et al. (2001), que descrevem a ocorrência de dois eventos compressivos na Bacia de Almada. O primeiro, com direção de compressão NNW-SSE, seria o responsável por dobras de eixos E-NE. O segundo, com direção de compressão EW, geraram dobras com eixo NS.

Na região sul, o Alto de Olivença, posicionado no limite da Bacia de Almada com Bacia de Jequitinhonha, estende-se como uma plataforma rasa por cerca de 10 km mar adentro. Este alto estrutural apresenta lineamentos orientados segundo as direções N-S, NE-SW, sendo localmente interrompidos por falhas de transferências e zonas de acomodação de direção NW-SE (NETTO e SANCHES, 1991).

Na porção submersa da bacia os lineamentos de direção N-S e NNE-SSW apresentam uma tectônica dominante de grabens, semi-grabens, horsts e blocos de embasamento rotacionados por um sistema de falhas normais sintéticas e antitéticas, interposto pela fase de rifteamento, segundo Karam (2005). O conjunto de falhas N-NW possui um padrão antitético com o mergulho para oeste. Já a falha Aritaguá possui um traçado encurvado, sendo esta responsável pela inflexão de 90° do Rio Almada. Mais ao norte da Bacia, na região do Alto de Itacaré, o traçado da falha é deslocado dextralmente (FACURI, 2003).

É importante destacar que na Bacia de Jequitinhonha ocorreram no Terciário, entre o Paleoceno e o Eoceno (ALMEIDA et al., 1996), um intenso tectonismo e vulcanismo, responsáveis pela reativação de falhas normais, bem como reversas, e pela geração de falhas de empurrão. As rochas vulcânicas desse período (diabásios, basaltos e hialoclastitos) pertencem à Formação Abrolhos.

2.3 Arcabouço estratigráfico

Em linhas gerais, a evolução estratigráfica da Bacia de Almada é similar à das demais bacias que estão ao longo da Margem Continental Brasileira (CHANG et al., 1992). A bacia de Almada pode ser subdividida em três megassequências, assim distribuídas da base para o topo: megassequência não marinha, depositada durante a fase pré-rifte; seguida de uma segunda fase rifte, correspondente a uma megassequência transicional, que evoluiu para uma megassequência marinha (pós-rifte), culminando com uma sequência regressiva (CHANG et al., 1991).

Segundo Netto (1994), uma característica marcante da Bacia de Almada é a ocorrência de quatro discordâncias regionais: a primeira, no topo da seção pré-rifte, na Formação Sergi; a segunda, no topo da Formação Morro do Barro; a terceira, no topo da Formação Rio de Contas; e a última, na base da Formação Urucutuca, que tem maior expressão na Bacia de Almada.

Küchle et al. (2005) estudaram as bacias de Camamu, Almada e Jequitinhonha a partir de uma revisão conceitual de estratigrafia de sequências aplicada para bacias tipo rifte. Os referidos autores subdividiram o pacote sedimentar em cinco sequências de 2ª ordem. A seção rifte em particular, alvo do estudo, foi subdividida em quatro sequências deposicionais de 3ª ordem. A sequência pré-rifte apresenta falhamentos normais, pós-sedimentação, gerando sistemas de horsts e grabens; na fase sin-rifte apresenta um estilo estrutural e deposicional marcado pelos falhamentos normais listricos, falhas sin-sedimentares com crescimento de seção, e altos estruturais internos na bacia, gerando sistemas de meio-grabens. A sequência pós-rifte associa-se às plataformas carbonáticas, que evoluíram a partir de um sistema de margem passiva. Esta última sequência não foi subdividida em duas sequências de segunda ordem distintas.

Karam (2005) realizou para a Bacia de Almada um detalhamento sismoestratigráfico da sequência pós-rifte descrita por Küchle (2004), subdividindo-a em três sismosequências de terceira ordem, as quais foram assim descritas: a primeira formada por um sistema deposicional marinho profundo, e as duas últimas, por um sistema de plataforma marinha rasa, sendo que estas últimas poderiam corresponder geocronologicamente à megassequência Marinha Regressiva descrita por Chang et al. (1991).

Uma recente revisão do arcabouço estratigráfico foi apresentada por Gontijo et al. (2007), que estabeleceram uma divisão de quatro fases a partir da história evolutiva da bacia: pré-rifte, rifte, pós-rifte e drifte, relacionadas a quinze sequências estratigráficas separadas por superfícies de discordância regionais, sendo estas superfícies relacionados a hiatos e erosões (Figuras 10 e 11).

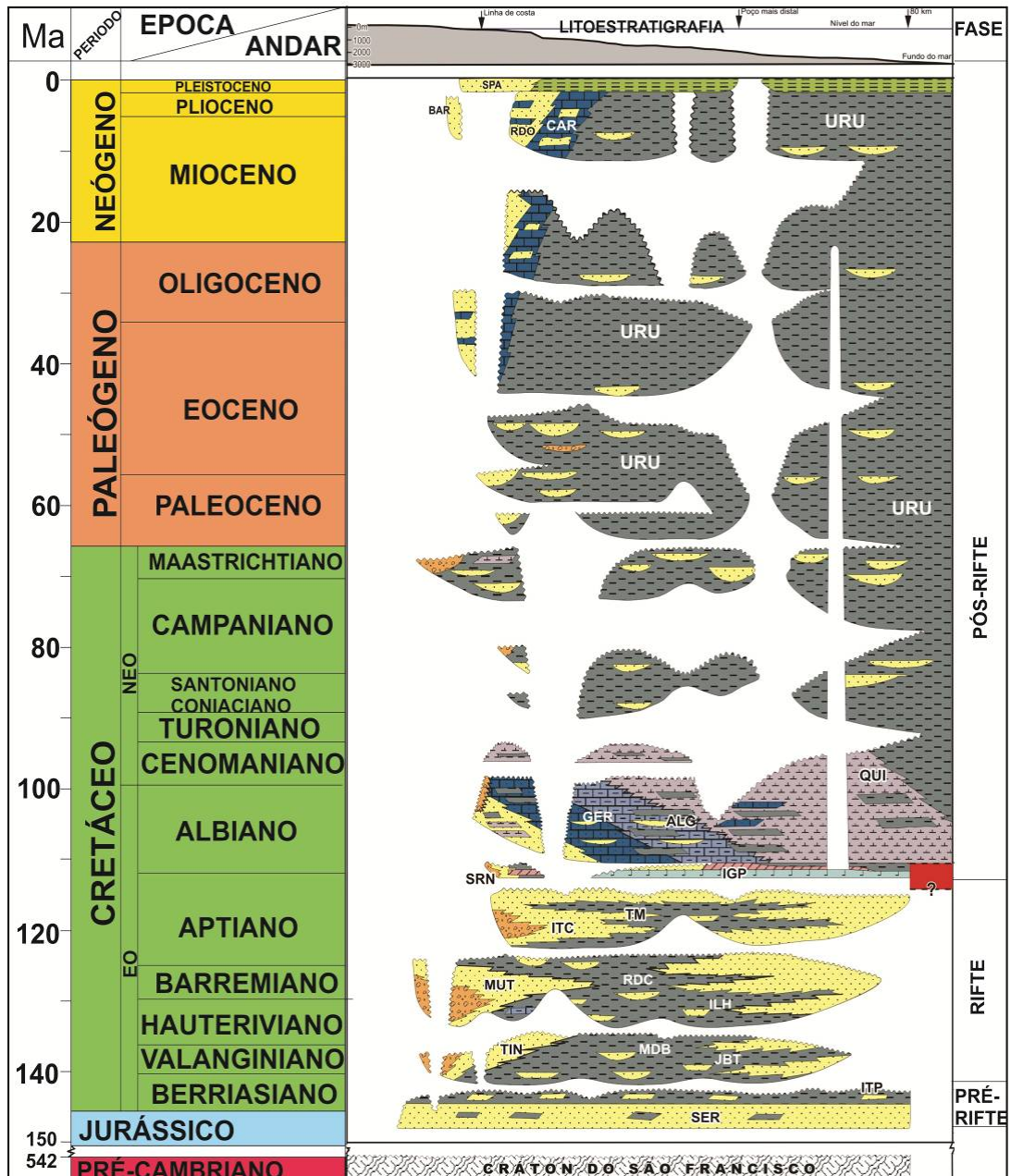


Figura 10 – Carta estratigráfica da Bacia de Almada.

Fonte: Modificada de GONTIJO et al., 2007.

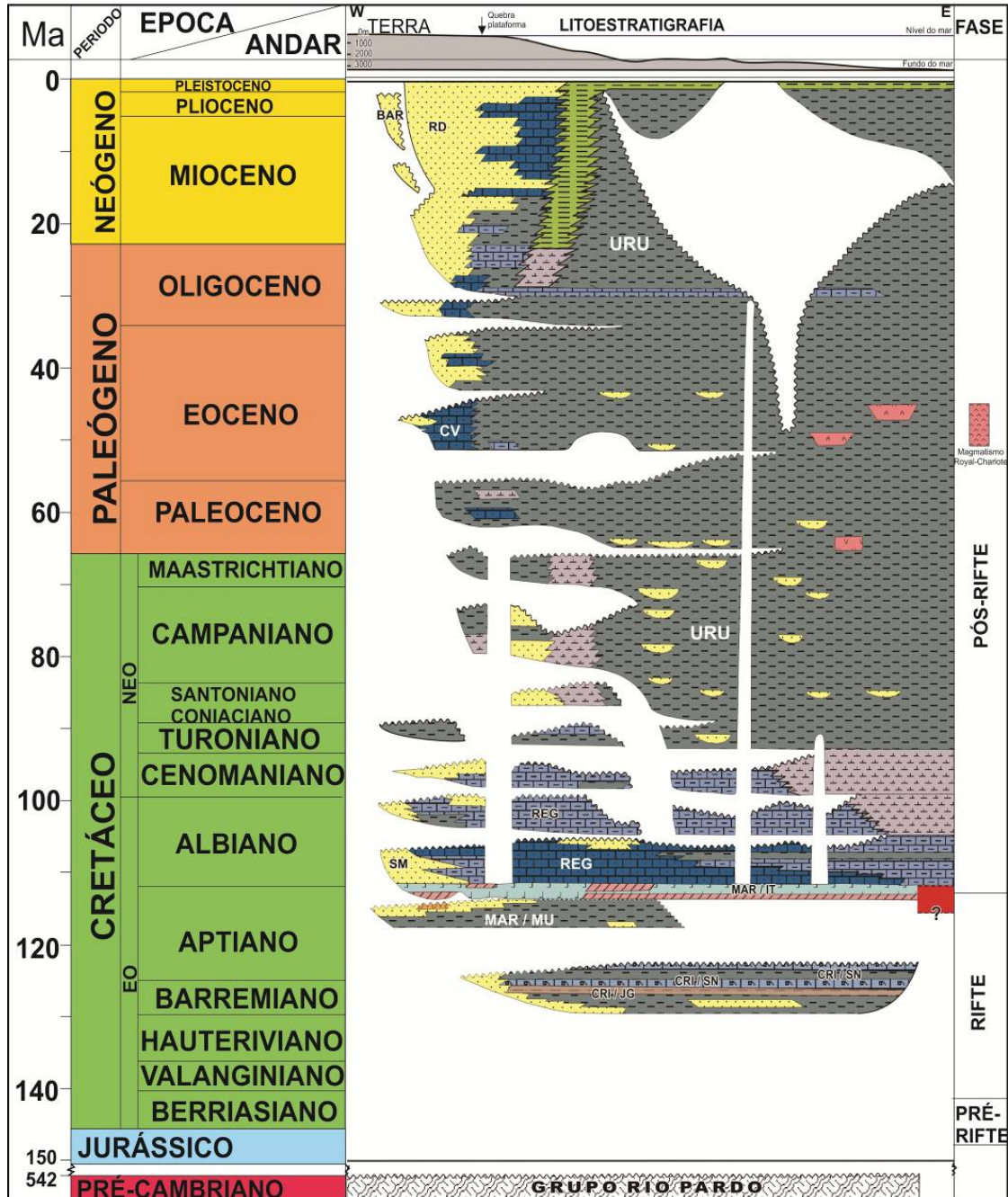


Figura 11 – Carta estratigráfica da Bacia de Jequitinhonha.
 Fonte: Modificada de RANJEL et al., 2007.

Nas bacias de Almada e Jequitinhonha, a sequência Paleozoica não está presente, de modo que os primeiros registros sedimentares da sequência Pré-rifte, do Neojurássico, se sobrepõem diretamente ao embasamento cristalino, que integra a Província São Francisco. As rochas mais antigas são de idades neo-arqueanas e corresponde ao Domínio Itabuna do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá, formado durante a orogenia Jequié.

Esse domínio é composto por associações de paragnaisses do Cinturão Itabuna e ortognaisses do Complexo Itabuna, associações de rochas máficas e ultramáficas. O embasamento da Bacia de Jequitinhonha é constituído predominantemente por rochas do Proterozoico superior, que correspondem a metacarbonatos, metapelitos, metarenitos com baixo grau de metamorfismo pertencentes ao Grupo Rio Pardo, descrito a partir de diversos poços que atingiram o embasamento no Alto de Olivença.

A descrição de rochas sedimentares aflorantes na Bacia de Almada foi inicialmente apresentada por Carvalho (1965). Este autor considerou a Bacia de Almada como pertencente ao extremo sul da Bacia de Recôncavo e, por consequência, correlacionou e usou a mesma nomenclatura estratigráfica da Bacia do Recôncavo para a Bacia de Almada.

De acordo com os estudos do Projeto Turbiditos (UERJ/UENF/PETROBRAS), D'Avila et al. (2004) descrevem que o embasamento aflorante na região do cânion exumado da Bacia de Almada é constituído por ortognaisses tonalíticos (complexo Ibicaraí-Baurarema-Unidade Rio Japú) e sienitos e basaltos alcalinos (Suite Alcalina Itabuna). Na área sul, paralela a linha de costa, encontra-se o Complexo de Ilhéus, constituído predominantemente por um conjunto de rochas granulíticas, provavelmente de uma associação de natureza vulcanogênica, de composição dacítica a basáltica (ARCANJO, 1997 apud JESUS, 2004).

O estágio inicial da Bacia de Almada é constituído por um espesso pacote de sedimentos continentais. Segue-se uma fase transicional de idade Aptiana, assim como as primeiras regressões marinhas. Finalmente, a sedimentação se completa com a fase marinha, que se estende desde o Albiano até o presente, devido ao continuado espalhamento do fundo oceânico.

2.3.1 Megassequência Continental

2.3.1.1 Fase Pré-rifte

Esta sequência inclui a fase pré-rifte, e um estágio incipiente da fase rifte, em que fenômenos de subsidência flexural foram induzidos pelo processo de estiramento litosférico (MILANI et al., 2007). A sedimentação da fase pré-rifte corresponde ao registro sedimentar mais antigo da bacia de Almada. A mesma distribui-se sobre uma extensa área geográfica, com unidades correlatas nas bacias de Camamu, Recôncavo, entre outras; sendo descrita como ausente na Bacia de Jequitinhonha (GONTIJO et al., 2007). A Formação Sergi é composta predominantemente por arenitos finos a conglomerados, com intercalações de folhelhos. Interpretações paleoambientais indicam sistemas fluviais entrelaçados, com retrabalhamento eólico. Sua idade é Thithoniano (Neo-Jurássico). Com base nos andares locais posiciona-se no Andar Dom João, devido à identificação de ostracodes não marinhos.

Na porção superior desta fase, dominado em sua totalidade pela ocorrência de folhelhos, caracteriza-se um ambiente deposicional flúvio-lacustre, que representa a transição da fase pré-rifte para a fase rifte. A Formação Itaípe é de idade Berriasiano, que corresponde ao andar local Rio da Serra, a partir da presença dos ostracodes identificados.

2.3.1.2 Fase rifte

Fase rifte inicia-se com a ruptura do continente Gondwana, em resposta à atuação de esforços distensivos que ocorreram do Neocomiano ao início do Aptiano. O início do estágio rifte ainda é motivo de controvérsias. O modelo adotado neste trabalho posiciona-o na discordância entre as unidades Itaípe e Morro do Barro, de acordo com Gontijo (2007).

A Formação Morro do Barro é composta por arenitos grossos, com seixos e grânulose (Membro Tinharé) e folhelhos cinza a castanhos escuros (Membro Jiribatuba). O registro sedimentar é interpretado como um ambiente deposicional subaquoso, onde dominam fluxos gravitacionais, fluxos de detritos (*sand-debris flow*) e turbiditos, possivelmente relacionado às

proximidades de uma falha de borda (KARAM, 2005) do início da fase rifte. A idade a partir de ostracodes não marinhos é Rio da Serra (Berriasiano/Valanginiano). A presença de conchostráceos e palinofácies herbáceas sugere um ambiente lacustre, que representa a base da seção rifte, segundo Kuchle et al. (2004).

A seção superior, Formação Rio de Contas (Hauteriviano ao início do Aptiano), abrange os andares locais Aratu, Buracica e Jiquiá (NETTO et al., 1994). A mesma é composta por folhelhos cinza-esverdeados a cinza acastanhados, associados com arenitos finos, com maior conteúdo fossilífero (Membro Ilhéus), e arenitos cinza-esbranquiçados, finos a grossos, conglomeráticos e dolomíticos (Membro Mutá). A variação lateral de fácies indica um sistema deltaico - lacustre. A ocorrência de ostracodes não marinhos posiciona-a no andar Aratu. O limite superior da sequência é marcado por uma discordância de caráter regional (discordância pré-Alagoas).

Na Bacia de Jequitinhonha esta fase apresenta características diferentes. A seção rifte corresponde aos andares Barremiano até o Aptiano inferior, ocorrendo provavelmente na porção média e distal da bacia, seção descrita por Rangel et al. (2007), através de linhas sísmicas. A mesma é constituída pela Formação Cricaré, sendo que a seção rifte não foi atingida pelos poços perfurados na bacia. A seção foi caracterizada a partir de interpretações sísmicas e por correlação com as bacias do Espírito Santo e Campos

2.3.2 A Sequência Transicional

A sequência Transicional, implantada no Neo-Aptiano (Neo-Alagoas), representa o último estágio da fase rifte, como sugerido por Gontijo et al. (2007). Para este intervalo registra-se a transição de fácies continentais para aquelas com influência marinha, em todas as bacias marginais brasileiras. Para a Bacia de Almada, corresponde a fácies clásticas, arenosas e conglomeráticas com intercalação de folhelhos, observada em águas rasas.

A fase pós-rifte, ainda motivo de discussão para as bacias Camamu-Almada e Jequitinhonha, corresponde aos membros Serinhaém e Igrapiúna da Formação Taipus Mirim, a qual foi depositada em um ambiente marinho proximal, com circulação restrita e variável

influxo continental, porém fácies mais carbonáticas e evaporíticas. Os pacotes de evoporitos desenvolveram-se em águas profundas, com destaque de domos de sal em águas ultraprofundas.

Karam (2005) não observou os pacotes evaporíticos descritos para a Bacia de Almada, em áreas proximais ao cânion de Almada, sugerindo assim a não deposição ou erosão destes, pelo soerguimento de áreas mais proximais e continentais. No entanto, a sua identificação pode ter sido impossibilitada pela escassez de dados sísmicos mais próximos à linha de costa ou pela escala de estudo.

Na Bacia de Jequitinhonha esta sequência é muito mais espessa na parte terrestre, correspondendo às camadas de arenitos e folhelhos da Formação Mariricu (Membro Mucuri) do Aptiano médio e superior. Na parte média da bacia, se caracteriza por formação de bacias interdômicas controladas por domos de sal. Rangel et al. (2007) descrevem que em vários poços no Alto de Olivença a seção do Andar Alagoas apresenta-se constituída basicamente por sedimentos pelíticos e carbonáticos com espessura máxima de poucas dezenas de metros até atingir o embasamento. A seção evaporítica corresponde aos domos de sal intensamente deformados e com direção sudeste-noroeste.

2.3.3 Megassequência Marinha

A sequência marinha divide-se em três subssequências: sequência carbonática rasa, marinha transgressiva e progradante, durante a fase pós-rifte.

2.3.3.1 A Sequência Marinha Carbonática Rasa

A partir do Eoalbio, a gradual abertura da faixa marinha, em uma fase caracteristicamente de subsidência térmica flexural, propiciou a deposição de espesso pacote de sedimentos marinhos (CHANG, 1991). Na Bacia de Almada esta seção é relativamente pouco espessa e compreende a Formação Algodões, enquanto que as formações São Mateus e Regência constituem o registro desta seção na Bacia de Jequitinhonha (KÜCHLE, 2005). Nas

porções mais proximais, entre as quais a área do cânion, esta seção não está presente. Provavelmente, a mesma não teria sido depositada ou teria sido erodida no tempo da discordância pré-Urucutuca (CHANG, 1991).

A Formação Algodões é caracterizada por rochas carbonáticas: calcarenitos e calcirruditos oolíticos e pisolíticos em parte dolomitizados (Membro Germânia) e calcilutitos com foraminíferos planctônicos com ocorrências de terrígenos (Membro Quiepe). As datações de foraminíferos, nanofósseis calcários e palinomorfos sugerem uma idade Albiana a Turoniana. Karam (2005) sugere a deposição em uma plataforma carbonática marinha rasa em ambiente nerítico raso para o membro Germânia, enquanto que para o Membro Quiepe, o autor aponta para a deposição em um ambiente nerítico profundo a batial superior.

Calcários reconhecidos como Formação Algodões ocorrem no leito do Rio Almada. Sua ocorrência é limitada pelos processos erosionais da transgressão do início do Neo-Cretáceo. Datações bioestratigráficas baseadas em foraminíferos, nanofósseis calcários e palinomorfos indicam idade Albiana (NETTO et al., 1994).

Na Bacia de Jequitinhonha a sedimentação do Albiano constitui-se na parte inferior do Grupo Barra Nova, e nas formações São Mateus e Regência. Calcários de alta e baixa energia, com níveis de folhelhos, são as litofácies dominantes. Sua deposição foi influenciada pela movimentação do sal, formando um grande e extenso alto estrutural, com direção N-S, na parte proximal da Bacia.

2.3.3.2 A Sequência Marinha Transgressiva

Ao final do Albiano, estabeleceu-se o aumento de volume das águas oceânicas e, conseqüentemente, a plataforma carbonática foi afogada. Esta seqüência caracteriza-se por uma série de superfícies de discordância, identificando hiatos deposicionais e erosões em diversas áreas da bacia (GONTIJO et al., 2007), controladas pelas variações eustáticas do nível do mar e pela subsidência. A taxa de aporte sedimentar seria menor que a taxa de subsidência, sendo que o espaço criado seria preenchido pelos folhelhos depositados durante a transgressão.

A Formação Urucutuca é composta predominantemente, nesta fase, por folhelhos intercalados com conglomerados e arenitos. A mesma está presente ao longo de toda a margem, com idade da deposição variando do Coniaciano até o presente. A base da Formação Urucutuca é marcada pela discordância Santoniana-Coniaciana, de ocorrência regional e de caráter fortemente erosivo. Na porção continental da Bacia de Almada afloram rochas da Formação Urucutuca, cujos turbiditos aflorantes fazem parte de uma seção Maastrichtiana – Campaniana.

Na Bacia de Jequitinhonha a Formação Urucutuca apresenta um forte basculamento, associado ao soerguimento causado pela movimentação do sal do Andar Alagoas.

2.3.4 A Sequência Marinha Regressiva

A passagem do Cretáceo para o Paleógeno é marcada por uma discordância no topo do Maastrichtiano, a curva do nível relativo do mar é descendente, definindo o início da sequência marinha regressiva. A Formação Urucutuca ocorre, a partir do Eoceno, de forma síncrona com as formações Caravelas e Rio doce. O contato com ambas é transicional (NETTO, 1994). Também no Paleoceno, provavelmente, na Bacia de Jequitinhonha começou a deposição de rochas vulcânicas que ocorrem principalmente no alto de Royal Charlotte (RANGEL et al., 2007).

Recentemente, Gontijo et al. (2007) caracterizam um ambiente nerítico profundo a batial no qual se depositou a Formação Urucutuca. A presença de margas e calcarenitos marcam a base da seção progradante. Segue-se a deposição dos carbonatos plataformais rasos da Formação Caravelas, a partir de Neo-Eoceno-Oligoceno, que culmina com a deposição dos arenitos proximais da Formação Rio Doce.

A Formação Caravelas é composta por calcarenitos bioclásticos (algas vermelhas, foraminíferos, briozoários e corais) com ocorrência de calcilutitos, caracterizando uma plataforma marinha carbonática. A idade de deposição varia do Oligoceno até o presente (NETTO, 1994).

A Formação Rio Doce é composta por arenitos finos a médios, alternando seixos grossos, de origem continental, com carbonatos, geralmente bioclásticos, acumulados em um complexo litorâneo (Netto, 1994). Seu contato basal é gradacional. No topo, os sedimentos holocênicos são marcados por uma discordância. Interpretações paleoambientais indicam sistemas fluvio-deltaicos e marinhos, depositados em um contexto de fácies marginais progradantes (GONTIJO et al., 2007)

A Formação Barreiras ocorre ao longo da linha de costa, sendo registrada apenas localmente na Bacia de Almada. A mesma é representada por conglomerados, diamictitos, arenitos e folhelhos com crostas de limonita de idade pliocênica a pleistocênica.

2.4 Sistema Petrolífero

As bacias de Almada, Camamu e Jequitinhonha comprovaram a presença de sistemas petrolíferos ativos, embora os resultados exploratórios sejam distintos para cada bacia. As bacias de Camamu e Almada têm sido descritas de forma indistinta, já que compartilham os mesmos elementos do único sistema petrolífero Morro de Barro (!) (MELLO et al., 1995 apud GONÇALVES, 2000). A Bacia de Jequitinhonha possui como único sistema petrolífero Regência – Mariricu (!), como responsável, até o momento, pelas ocorrências de hidrocarbonetos na mesma.

2.4.1 Sistema petrolífero da Bacia de Almada

A definição do sistema petrolífero para a Bacia de Almada corresponde ao trabalho de detalhe desenvolvido por Gonçalves et al. (2000) e Gonçalves (2001), utilizando-se os dados do poço 1-BAS-64, localizado na Bacia de Camamu, envolvendo amostras de óleo e de rochas potencialmente geradoras. As características geoquímicas e isotópicas para as rochas geradoras das Formações Morro do Barro e Rio de Contas da seção rifte foram apresentadas por Gonçalves (2001), confirmaram que os folhelhos da Formação Morro do Barro são as fontes das acumulações de petróleo conhecidas, até o momento, nas bacias de Camamu e

Almada. Embora as bacias de Almada e Camamu compartilhem os mesmos elementos constituintes do sistema petrolífero, ainda não se obteve registro de nenhuma acumulação comercial de hidrocarbonetos, em fase de desenvolvimento ou produção, para a Bacia de Almada.

Rochas geradoras

As principais rochas geradoras são folhelhos negros lacustres da Formação Morro do Barro (Membro Jiribatuba) e da Formação Rio de Contas, depositadas durante a fase rifte. As características geoquímicas moleculares e isotópicas para essas formações definem unidades basicamente de origem fitoplanctônica e/ou bacteriana, sendo as variações nos índices de hidrogênio e oxigênio refletido na alternância de condições anóxicas (redutoras) e óxicas, durante a sedimentação, segundo Gonçalves (2001):

✓ Os folhelhos da Formação Morro do Barro apresentam altos teores de COT entre 2 - 4%, valores de $\delta^{13}\text{C}$ marcadamente em torno de -29‰, característico de ambientes lacustres em condições de lago profundo, com águas doces a salobras, e sob condições climáticas de aridez, que favorecem a preservação da matéria orgânica e o desenvolvimento de rochas geradoras com altos índices de hidrogênio, segundo Gonçalves et al. (2000).

✓ Os sedimentos da Formação Rio de Contas são caracterizados por valores de COT entre 4- 10%, valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -29 a -23‰. Os mesmos depositaram-se em um lago mais raso e amplo, com águas doces a salgadas, num clima progressivamente mais úmido, resultando em um aumento significativo da produtividade primária. Tal fato contribuiu para a formação de uma rocha geradora com alto teor de carbono orgânico.

As duas formações apresentam intervalos ricos em matéria orgânica e com potencial para geração de volumes comerciais de hidrocarbonetos. Sendo importante ressaltar que as correlações estratigráficas apresentam características importantes na variação faciológica destas formações, o que pode afetar a extensão geográfica das potenciais rochas geradoras dentro das bacias.

Rocha Reservatório

As fácies clásticas, desenvolvidas em ambientes de leques aluviais ou lacustres das Formações Morro de Barro e Rio das Contas, são os principais reservatórios desse sistema petrolífero. Reservatórios adicionais incluem os arenitos fluvio-eólicos da Formação Sergi (GONÇALVES et al., 2000), sendo os mesmos também importantes.

Os arenitos da Formação Morro do Barro são constituídos por fácies de lobos turbidíticos em sistemas de margens lacustres. Segundo Küchle (2004), os arenitos maciços poderiam representar regiões bem proximais da margem lacustrina ou até sistemas fluviais em uma conotação paleogeográfica proximal à área fonte. Apresentam-se com boa porosidade (25%) e alta permeabilidade. As principais rochas selantes correspondem aos níveis de folhelhos intercalados nas seções da mesma formação e da Formação Rio de Contas.

A Formação Sergi é constituída por arenitos depositados por sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico (VIANA et al., 1971 apud GONTIJO, 2007); possuem boas porosidade (14-23%) e permeabilidade, pelo que se constituem ótimas condições como reservatório natural para acumular hidrocarbonetos. As fácies do Andar Dom João (Jurássico) encontram-se em contato com o embasamento, os quais funcionam como selo junto com aos folhelhos da Formação Itaipe.

Os principais mecanismos de migração conhecidos na Bacia de Camamu definiram-se mediante o contato estratigráfico, falhas lítricas e *rollovers* associados, desenvolvidos por movimentação de folhelhos que contribuem para o desenvolvimento de trapas mistas (Figura 12). A migração é atribuída aos planos de falhas ou discordâncias regionais dentro da seção rifte, segundo Gonçalves et al. (2000).

As trapas para a sequência pré-rifte foram identificadas, em sísmica 2D, como altos estruturais (tipo *horst* ou meio-grabens basculados) gerados por processos extensionais relacionadas aos eventos tectônicos da fase rifte, que afetaram a Formação Sergi, com estruturas definidas como anticlinais fechados, controlados pelo embasamento cristalino (GORDON, 2011). A migração do óleo pode ter ocorrido horizontalmente à longa distância, no sentido dos baixos regionais para os altos externos, ou ainda através de falhas de grande rejeito.

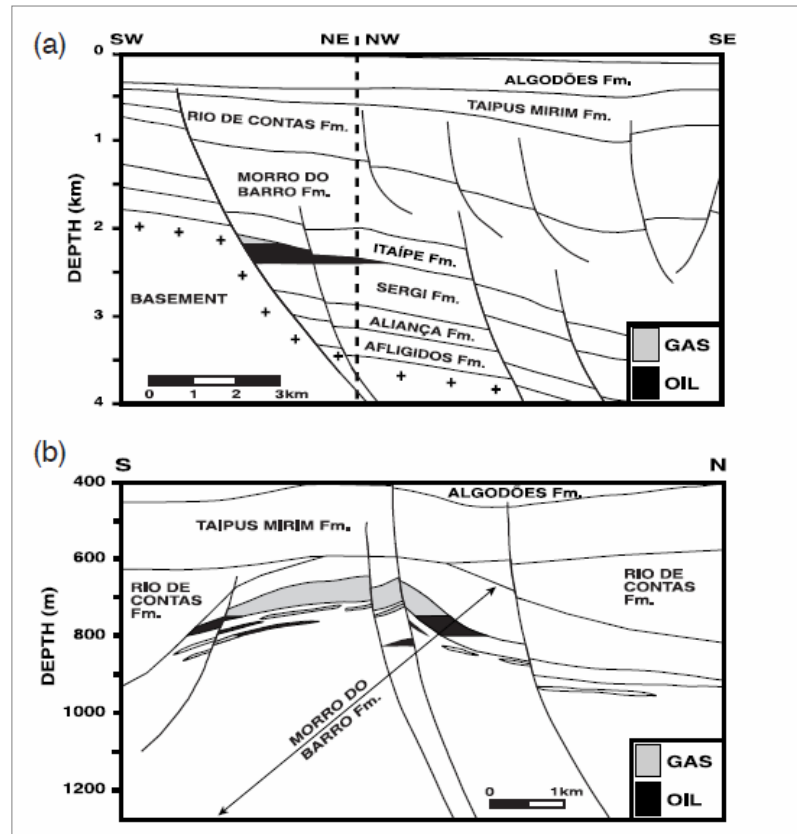


Figura 12 – Seção esquemática mostrando os diferentes tipos de trapas na Bacia de Camamu-Almada.

Fonte: GONÇALVES et al., 2000.

Geração, *Timing* e Acumulação

Resultados das modelagens geoquímicas, apresentados no relatório: “Modelo de geração e migração de petróleo para as bacias de Camamu e Almada”, indicam que as rochas geradoras alcançaram condições de geração durante o Neocomiano/Aptiano, segundo Gonçalves et al. (2000). Esses resultados são consistentes com os dados químicos e de maturação óptica (reflectância de vitrinita e Tmax) observados nas bacias (MELLO et al., 1994).

A geração de óleo se deu, principalmente, na fase rifte, sendo que a cozinha de óleo na Bacia de Camamu é coincidente com os principais baixos estruturais; enquanto a formação de gás se iniciou nos últimos estágios de formação do rifte e prosseguiu na fase pós-rifte de evolução da bacia (GONÇALVES et al., 2000).

A carta de eventos (Figura 13) mostra os hidrocarbonetos gerados pelos folhelhos lacustres de água doce e folhelhos negros de água salobra do Eocretáceo. A expulsão e a migração ocorreram principalmente no andar Alagoas, durante o último pulso de rifteamento da bacia.

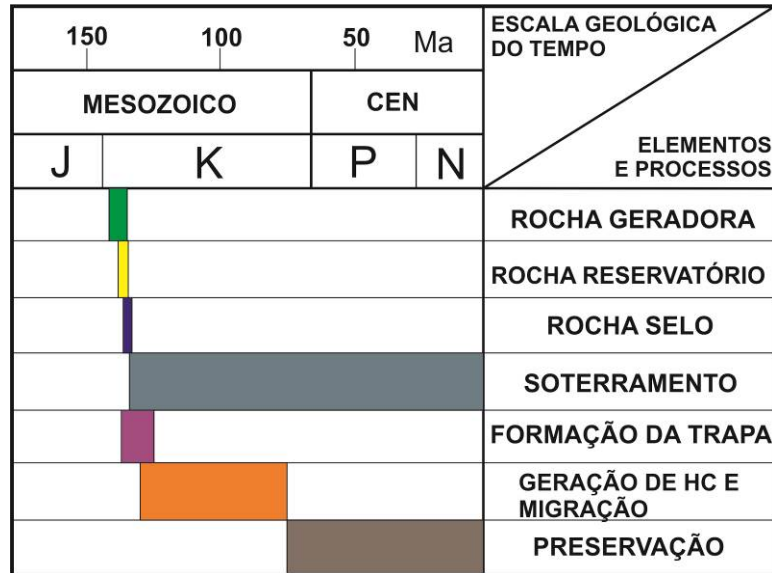


Figura 13 – Carta de eventos so sitema petrolífero da Bacia de Camamu-Almada.
Fonte: GONÇALVES et al., 2000.

2.4.2 Sistema Petrolifero Bacia de Jequitinhonha

O sistema petrolífero Regência-Mariricu(!) é o responsável por todas as ocorrências de hidrocarbonatos na Bacia de Jequitinhonha. Só há uma única ocorrência significativa, que foi a descoberta feita pelo poço 1-BAS-37. Poucos indícios de óleo foram localizados em poços da porção sul da bacia.

Rocha Geradora

Os folhelhos depositados em um ambiente marinho carbonático anóxico correspondentes à Formação Regência, de idade Albiano a Cenomanianam, constituem-se nos geradores da bacia. Estas rochas apresentam teores de COT entre 2-5% e valores de índice de hidrogênio entre 500 e 600 mgHC/gCOT. As rochas são caracterizadas pela presença querogênio tipo II, e apresentam um potencial gerador médio de 7 mgHC/rocha, segundo estudado por Gaglione et al. (1987) (Figura 14).

A Bacia de Jequitinhonha conta ainda com potenciais rochas geradoras marinhas análogas àquelas presentes nas bacias de Camaruxitiba e Espírito Santo. As formações Mariricu (Aptiana) e Urucutuca (Cenomaniano-Turoniano) estão ainda pouco estudadas.

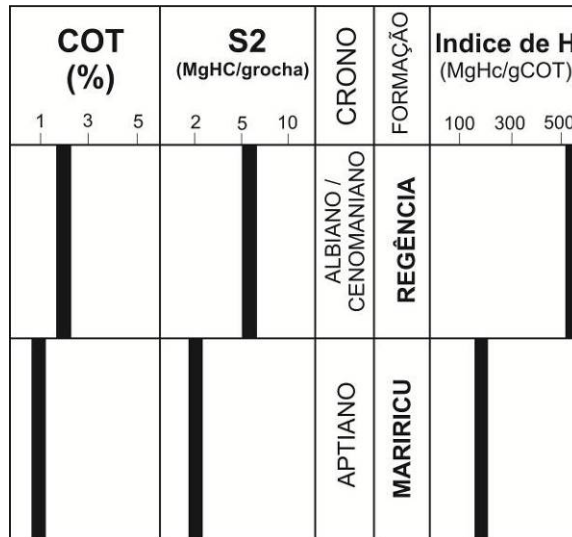


Figura 14 – Caracterização das Rochas Geradoras Mariricu e Regência, Bacia de Jequitinhonha.

Fonte: ANP, 2002.

Rocha reservatório, selo e Trapa

Os principais reservatórios deste sistema petrolífero são os arenitos fluviais do Membro Mucuirí da formação de mesmo nome e de idade Aptiana. O selo é composto por fácies evaporíticas do Membro Itaúnas da mesma idade e formação. As trapas são de tipo estrutural, localizadas sobre um alto do embasamento e trapeadas pelos evaporitos.

Geração e Migração

Segundo Gaglione et al. (1987), os valores de refletância de vitrinita mostram que o topo da janela de óleo varia entre 1000 a 1500 metros na parte proximal, e na parte distal encontra-se acima de 3000 metros na Bacia de Jequitinhonha. A partir destes dados os autores sugerem que os folhelhos da Formação Regência são imaturos em praticamente toda a área plataformal. As possíveis rotas de migração seriam através das falhas e contatos diretos entre as formações geradoras e os reservatórios.

A carta de eventos (Figura 15) mostra os hidrocarbonetos gerados pelos folhelhos lacustres de água doce e folhelhos negros de água salobra do Eocretáceo. A expulsão e a migração ocorreram principalmente durante o Andar Alagoas (Aptiano), durante o último pulso de rifteamento da bacia.

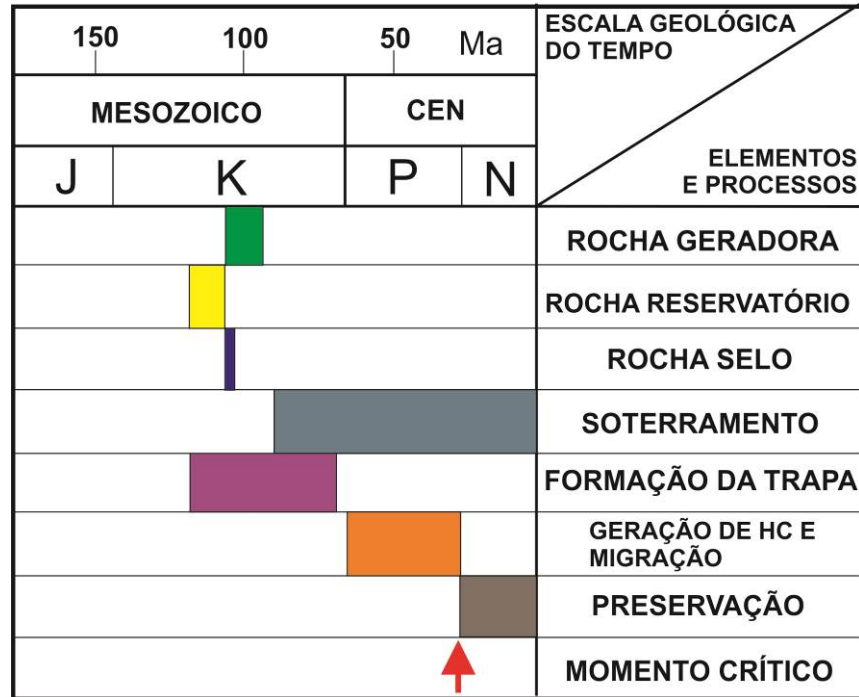


Figura 15 – Carta de eventos do sistema petrolífero da Bacia de Jequitinhonha.
Fonte: DPC & ASSOCIADOS, 2002 apud ANP.

Recentemente, Lima S. (2008) identificou um parâmetro na distribuição geográfica das exsudações de óleo na porção offshore das Bacias de Almada-Jequitinhonha, identificadas a partir de sensoriamento remoto. Elas sofrem um desvio abrupto para leste na zona limítrofe com a Bacia de Almada, segundo uma zona de Transição de Associações Especiais (NW-SE), interpretadas por dito autor, como zonas de acomodação de esforços extensionais nas fases finais do processo de rifteamento. Os resultados de Lima, S. (2008) podem reforçar a preposição feita por Castilho (2005) da presença de um sistema petrolífero ativo, em águas profundas, considerando que o calor proveniente de atividade vulcânica do complexo Royal Charlotte pode ter propiciado a maturação de matéria orgânica e posterior geração e migração de óleo.

3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1 Estratigrafia de Sequências

A estratigrafia de sequências estuda as relações das rochas sedimentares dentro de um sistema cronoestratigráfico ou intervalo geológico de tempo. Sua base é a identificação dos estratos, discordâncias regionais e conformidades correlativas, bem como a caracterização das relações entre litofácies e sistemas deposicionais, em um período de tempo geológico. A estratigrafia de sequências difere fundamentalmente da litoestratigrafia. Uma sequência estratigráfica possui um caráter cronoestratigráfico, enquanto que a litoestratigrafia envolve as características litológicas de um corpo rochoso.

A tectônica, eustasia e o clima interagem para controlar tanto o aporte sedimentar como a quantidade do espaço de acomodação a ser preenchido, dentro de um intervalo de tempo. O resultado desta interação define os limites do registro das rochas sedimentares em sequências e tratos de sistemas, os quais a sua vez descrevem a distribuição das rochas em espaço e tempo.

O conceito de estratigrafia foi modificado principalmente por Van Wagoner et al. (1990) e Emery e Myers (1996), a partir da publicação de Vail et al. (1977), que definiram alguns conceitos fundamentais:

Eustasia Global: Eustasia é a medida entre a superfície do mar e um *datum* fixo local, geralmente o centro da terra. A eustasia pode variar por mudanças no volume oceano-bacia (variações do volume oceano – dorsal oceânica) ou por mudanças no volume oceano - água (glaciações ou deglaciações) (Figura 16).

Nível relativo do mar: Representado como a medida entre a superfície do mar e um *datum* local que pode ser o embasamento ou a superfície do sedimento acumulado. As mudanças relativas do nível do mar estão controladas por subsidência tectônica, soerguimento do embasamento (*datum*), subsidência do *datum* pela acumulação e compactação de sedimento e os movimentos eustáticos verticais do mar.

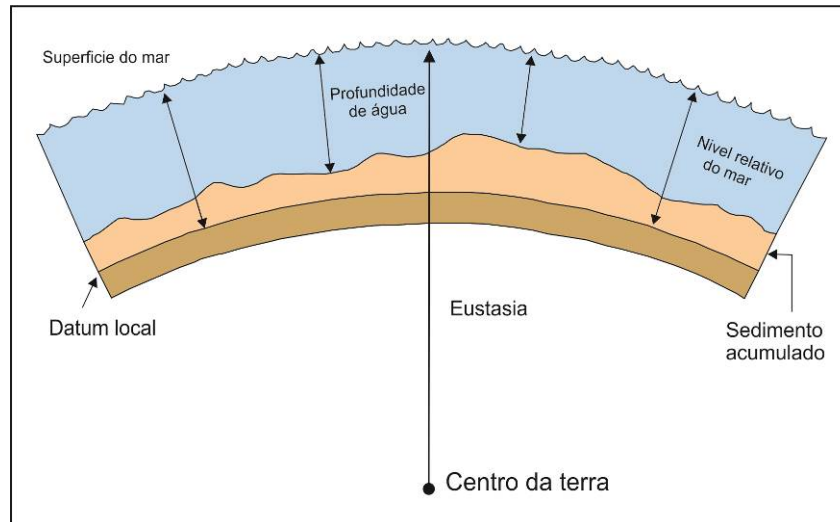


Figura 16 – Definição do nível do mar,
 Fonte: POSAMENTIER et al., 1988 apud DELLA FAVERA, 2001.

Profundidade da água: Distância ou profundidade entre a superfície do mar e o fundo do mar (superfície sedimentos marinhos), em um determinado momento.

Espaço de Acomodação: Quantidade de espaço disponível no qual os sedimentos podem se acumular em qualquer ponto do tempo. No ambiente marinho, o nível de mar corresponde ao nível da 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.

Myers (1996) sugere que o fornecimento de sedimento preenche a acomodação disponível, e se a velocidade da taxa de aporte de sedimento excede a velocidade de criação de acomodação num ponto específico a profundidade diminuirá.

Curva/ Ciclo relativo do nível do mar: Corresponde a um ciclo completo da queda do nível do mar e o aumento do mesmo

Em termos gerais, os processos como progradação, agradação e retrogradação dependem da taxa de criação de espaço de acomodação relativa e a taxa de aporte sedimentar. O aporte sedimentar preenche a acomodação criada e controla a profundidade da água.

3.1.1 Sequência e trato de sistemas

Um trato de sistemas é definido como um conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos. Sendo que um sistema deposicional é definido como uma assembleia tridimensional de litofácies, geneticamente unidas por processos e ambientes modernos ou antigos (inferidos), conforme Posamentier et al. (1988). Cada trato de sistemas é definido pelas geometrias estratais, e sua posição dentro da sequência e padrões de empilhamento interno (Figura 17).

O trato de sistemas de mar baixo desenvolve-se sobre o talude continental e o fundo da bacia em tempos de rebaixamento 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 se apresenta em *downlap* sobre o leque submarinho. O topo do trato de sistema de mar baixo é marcado por uma superfície transgressiva, possivelmente uma superfície de ravinamento.

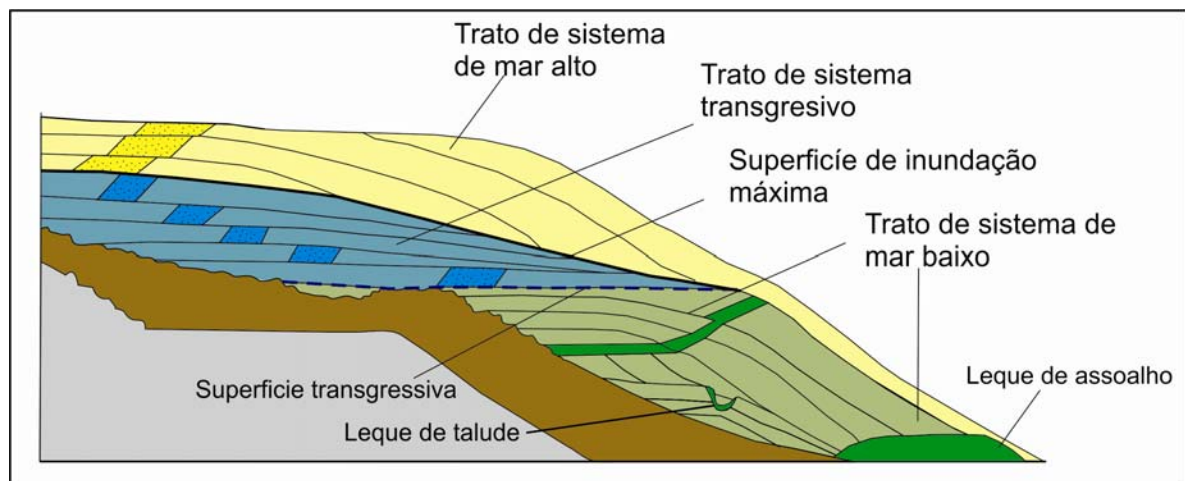


Figura 17 – Geometrias estratais numa sequência tipo 1, sobre uma margem com quebra na plataforma.

Fonte: adaptada EMERY e MYERS, 1996.

O topo do trato de sistema transgressivo corresponde a uma superfície de inundação máxima (SIM) e compreende uma superfície de *downlap* sobre a qual ocorre o trato de sistema de mar alto. O Trato de sistemas de mar alto é inicialmente depositado durante um

intervalo de subida lenta do nível do mar, na fase final deste trato, a taxa de subida do nível do mar reduz-se a zero, e a gradação de sedimentos marinhos passa a ser progradação.

3.1.2 Limite de sequência

Van Wagoner et al. (1987, apud SLATT 2006) reconheceram dois tipos de discordâncias, diferenciadas na base da extensão da erosão subaérea.

Limite de sequência tipo 1: Este limite de sequência se desenvolve pela queda eustática do nível do mar, sendo mais rápida que a subsidência tectônica. O mesmo é marcado pela ocorrência de erosão subaérea, com desenvolvimento de vales incisos sobre a plataforma e o aprofundamento de cânions submarinos, sobre o talude continental.

Limite de sequência tipo 2: Desenvolve-se quando o nível do mar cai lentamente, sem erosão subaérea, só ocorrendo a exposição do registro sedimentar. Este limite é associado quando a taxa da subsidência é maior do que a taxa de rebaixamento eustático.

3.1.3 Parassequência e conjunto de parassequência

Parassequência é definida como uma sucessão relativamente concordante de camadas ou conjunto de camadas geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha ou suas superfícies correlatas. A maior parte de parassequências siliciclásticas são progradacionais na natureza, resultando em um empilhamento e uma associação de litofácies marinha rasa. Se a taxa de aporte sedimentar excede a taxa de aprofundamento ou o aumento do nível do mar, os sedimentos irão progradar em direção à bacia.

As parassequências se formam como resultado da oscilação no equilíbrio entre o aporte de sedimento e volume de acomodação, representado na variação do registro sedimentar que pode resultar a partir da diferença entre a relação da taxa de sedimentação e a taxa do espaço de acomodação, em conjuntos progradacionais ou retrogradacionais.

Van Wogoner et al. (1990) definem um conjunto de parassequências como uma sucessão de parassequências relacionadas geneticamente formando um padrão de empilhamento característico, limitado por superfícies de inundação marinha e suas conformidades correlatas.

3.1.4 Ciclicidade temporal do registro sedimentar

O preenchimento de uma bacia pode ser subdividido em uma hierarquia de sequências, cada uma representando um intervalo de tempo durante uma aparente subida e queda do nível do mar. Cada ciclo pode ser reconhecido em escala local, regional ou global.

Ciclos de 1ª ordem: de acordo com a curva relativa do nível do mar, os mesmos possuem uma duração da ordem de centenas de milhões de anos. Durante o Fanerozoico houve dois ciclos de 300 Ma, um Ciclo Cambriano - Triássico, e um segundo de 225 Ma do Triássico até o presente. (DELLA FAVERA, 2001)

Ciclo de 2ª Ordem: com duração da ordem de 3 a 50 Ma. Esses ciclos são sobrepostos sobre os ciclos de primeira ordem. Representam estágios particulares na evolução de uma bacia.

Ciclos de 3ª ordem: geralmente com duração da ordem de 0,5 a 3 Ma, constituem a base conceitual e dos princípios da estratigrafia de sequências, pois são facilmente mapeáveis na escala dos dados sísmicos.

Ciclos de 4ª ordem: geralmente tem uma duração de 0,08 a 0,5 Ma, associados às parassequências, representam ciclos de fácies de raseamento para o topo, limitadas por superfícies de abrupto aprofundamento.

Ciclos de 5ª Ordem: duração de dezenas ou centenas de milhares de anos. Representam periodicidades associadas aos ciclos glácio-eustáticos (Milancovitch), os ciclos de 6ª ordem, correspondem a mudanças do nível do mar com frequências superiores às observadas pelas variações de Milancovitch.

3.2 Estratigrafia de Sequências aplicada às bacias tipo rifte

Em bacias tipo Rifte a aplicação de técnicas de Estratigrafia de Sequências pode ser obsoleta, pelo fato de terem sido desenvolvidas para margem continental passiva. Assim, a aplicação desses conceitos em riftes tem gerado muitas controvérsias e vêm sendo atualmente discutida por diversos autores. Recentes trabalhos utilizam os conceitos deste modelo numa tentativa de adaptá-los às bacias tectonicamente ativas (BOSENCE, 1998). Os principais fatores controladores da estratigrafia de sequências de bacias do tipo rifte são a tectônica, o clima e o magmatismo. Esses fatores controlam direta ou indiretamente as taxas de criação e destruição de espaço de acomodação e aporte sedimentar.

Recentemente, Kùchle (2004) faz uma discussão da evolução estratigráfica de bacias rifte, apresentando um modelo conceitual global no qual é possível a discussão das seções riftes presentes na margem brasileira. O autor caracteriza nas bacias tipo rifte a tectônica como a principal variável controladora, já que determina a deposição e preservação sedimentar (controlando a criação de espaço), a subsidência e o soerguimento nos sistemas de meio-grábens (destruição do espaço), sendo eles associados a pulsos tectônicos. Secundariamente, os fatores climáticos influenciam o preenchimento e o aporte sedimentar. O aporte sedimentar é um fator controlado tanto pela tectônica, como pelo clima. Porém, a eustasia não representa maior importância neste tipo de bacia.

A sedimentação de um sistema meio-gráben foi definida a partir de padrões de refletores sísmicos por Carwright (1991, apud KÜCHLE et al., 2005). A mesma é basicamente controlada pela tectônica, referidos a pulsos que podem ter duas assinaturas diferentes: primeiro a criação de espaço no *hangingwall*, e segundo o soerguimento da área fonte no *footwall*, que podem ocorrer simultaneamente (Figura 18).

A área disponível para erosão no *footwall* leva um período de tempo até ser erodida, transportada e depositada no *hangingwall*, o qual teve uma criação de espaço instantânea ao pulso.

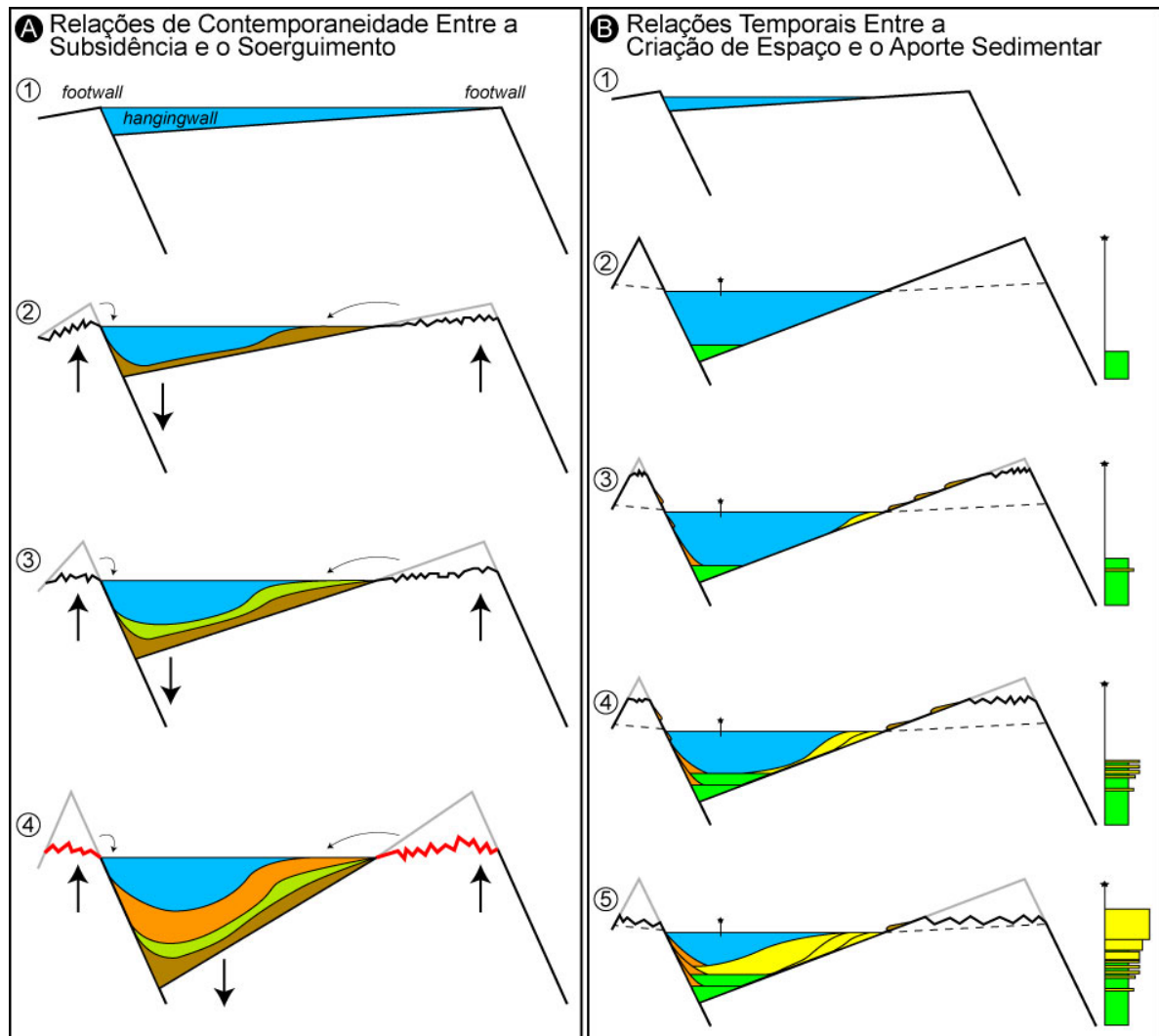


Figura 18 – Modelo evolutivo da seção rifte. (a) Relação entre soerguimento no *footwall* e subsidência no *hangingwall*; (b): Modelo evolutivo apresentando a relação entre a criação de espaço devido a um pulso tectônico e a chegada atrasada do aporte sedimentar.

Fonte: KÜCHLE et al., 2005.

Os processos associados aos sistemas deposicionais, eventos tectônicos e respostas sedimentares em bacias tipo rifte foram descritas por Prosser (1993 apud KÜCHEL et al., 2005). O autor descreve os sistemas deposicionais em termos de fácies e padrão de empilhamento associando padrões de refletores sísmicos, interpretados em termos de mudanças locais do nível de base, descritos como trato de sistemas tectônicos em três fases gerais (Figura 19):

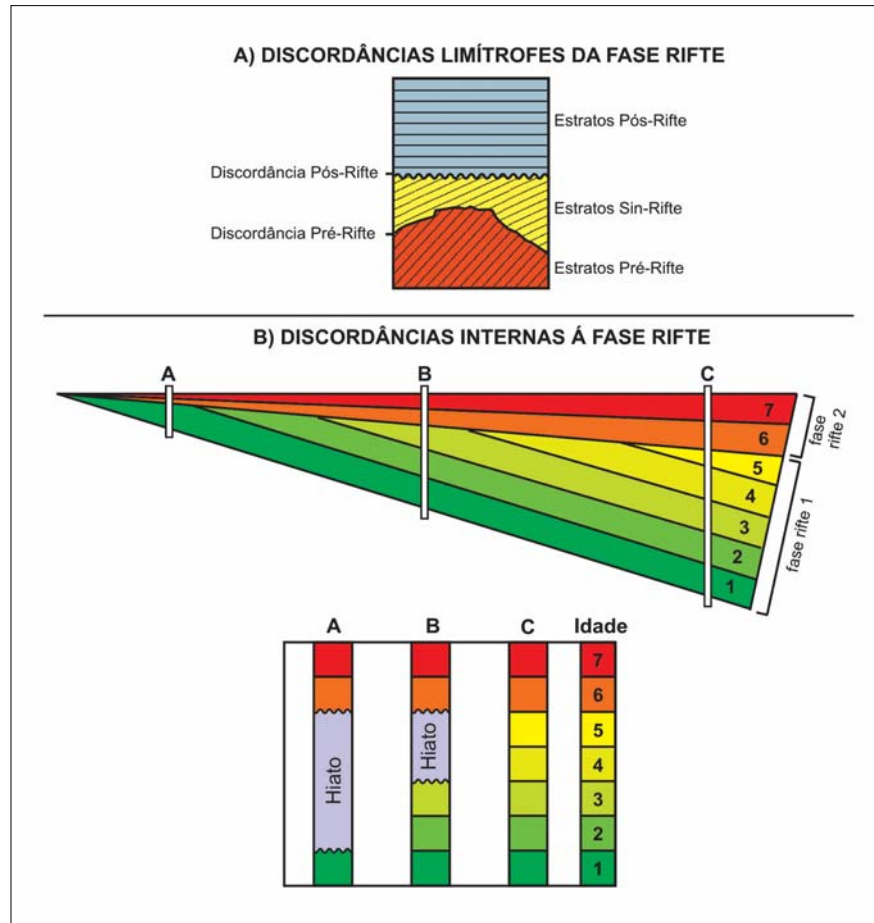


Figura 19 – Classificação das unidades rifte, suas superfícies limítrofes e seus padrões estratais. (b) Modelo proposto para a ocorrência de discordâncias internas à fase rifte.

Fonte: Modificado de BOSENCE, 1998 apud KÜCHLE et al., 2005.

- Trato tectônico de Início de Rifte

Sedimentação (fluvio-gravitacional) acompanhada por subsidência, caracterizada pelo aporte fluvial e sedimentação nas planícies aluviais e na forma de leques aluviais. Deposita-se sobre as camadas pré-rifte em contato discordante.

- Trato Tectônico de Clímax de Rifte

Corresponde à principal fase do rifte, com intensa movimentação de falhas e maior criação de espaço. O sistema meio-gráben evolui, soerguendo o *footwall* e subsidindo o *hangingwall*. A subida do nível de base, onde a maior parte da bacia fica emersa, a sedimentação é inicialmente agradacional passa a ser mais fortemente retrogradacional na área do *hangingwall*, enquanto no *footwall* ocorre agradação de sistemas de leques aluviais. O

final desse trato tectônico é marcado pela máxima expansão do lago (rifteamento máximo), em situação análoga a da superfície transgressiva máxima no modelo geral de estratigrafia de sequências (Figura 19)

- Trato Tectônico Pós-rifte

Marca o final da sedimentação da fase ativa do rifte, quando há diminuição da atividade tectônica. Porém, a taxa de criação de espaço é também reduzida, sendo a subsidência térmica a responsável pela criação de espaço nesta fase, o que provoca uma geometria progradacional. Os leques aluviais cessam sua formação devido ao rebaixamento do relevo. O topo de seu empilhamento estratigráfico forma uma discordância pós-rifte.

3.3 Sismoestratigrafia

A sismoestratigrafia pode ser definida como um método estratigráfico de interpretação de dados sísmicos, o que permite uma melhor compressão da evolução tectono-sedimentar de uma bacia. Esse método tem sido implementado no decorrer dos anos como consequência da evolução de técnicas de aquisição e processamento sísmico.

Os principais conceitos utilizados na análise sismoestratigráfica foram apresentados à comunidade científica no Memória 26 da *American Association of Petroleum Geologists* (VAIL et al., 1977). Neste volume, os autores subdividiram a interpretação sismoestratigráfica em três etapas: análise de sequência sísmica (reflexões concordantes), análise de fácies sísmicas e análises de variações relativas do nível do mar; sendo que, posteriormente, alguns destes conceitos foram modificados.

O primeiro conceito a ser definido é o de sismosequência, que, como o próprio nome diz, é a sequência deposicional identificada em pacotes de reflexões concordantes em uma seção sísmica (VAIL et al., 1977). Esta sismosequência é definida como uma unidade estratigráfica composta por uma sucessão de estratos geneticamente relacionados, limitada por discordâncias no topo e na base, as quais são identificadas a partir dos padrões de terminações de reflexões sísmicas.

Discordância, segundo Van Wagoner et al. (1988), é uma superfície que separa estratos mais novos de estratos mais antigos, ao longo da qual há evidência de exposição subaérea ou de erosão subaérea, com significativo hiato associado. Esta definição modifica a de Mitchum et al. (1977), que considerava discordância como “uma superfície de erosão ou não deposição que separa estratos mais novos dos mais antigos e representa um hiato significativo”.

Conformidade correlativa é uma superfície que separa estratos mais novos de estratos mais antigos e ao longo da qual não há evidências físicas de erosão ou não deposição e nem há indicação de hiato (MITCHUM. et al.,1977).

3.3.1 Padrões internos de reflexões sísmicas

Para definir uma sismosequência deve-se identificar e marcar terminações de reflexões. Estas terminações são caracterizadas numa seção sísmica bidimensional pelas relações geométricas entre a reflexão e a superfície sísmica contra a qual ela termina. Mitchum Jr. et al. (1977) introduziram os termos *lapout*, truncamento, *baselap*, *toplap*, *onlap* e *downlap* para descrever os estilos de terminações de reflexões (Figura 20).

Um limite de sequência pode ser reconhecido nos dados sísmicos de duas maneiras: a partir do desenvolvimento de uma superfície de truncamento de alto relevo, particularmente com erosão do topo das unidades mais antigas, ou por um deslocamento do *onlap* costeiro em direção à bacia através do limite de tratos de sistemas.

Uma superfície transgressiva marca o fim da progradação do trato de mar baixo e o começo da transgressão (EMERY e MYERS, 1996).

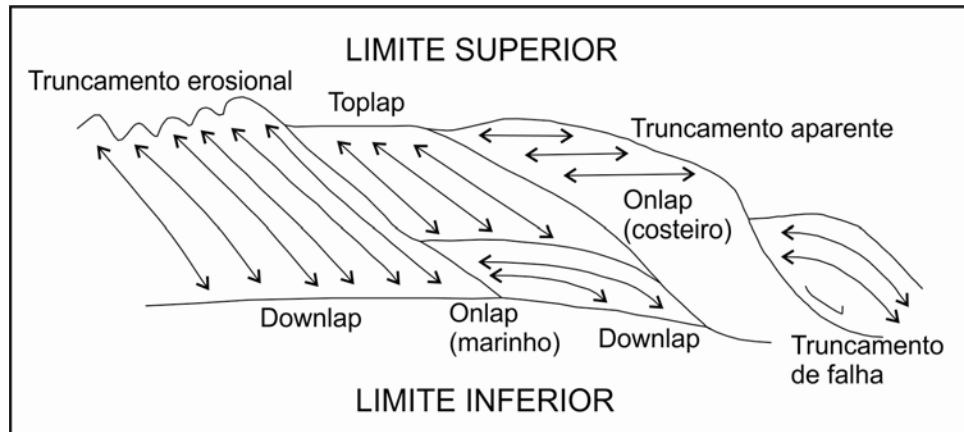


Figura 20 – Tipos de padrões de terminações de refletores nos limites inferior e superior de uma sismosequência.

Fonte: MITCHUM et al., 1977 apud DELLA FAVERA, 2001.

A superfície de inundação máxima é reconhecida nos dados sísmicos como uma superfície onde as clinofórmulas “*downlapam*” os *topsets* subjacentes, os quais podem mostrar um padrão de empilhamento retrogradacional e truncamento aparente. Nem toda a superfície de *downlap* é uma superfície de máxima inundação (EMERY e MYERS, 1996).

A análise sismoestratigráfica pode ser realizada a partir das relações de terminações desses refletores, os quais compõem uma fácies sísmica. As fácies sísmicas definem-se como uma unidade tridimensional, constituída por reflexões sísmicas cujos parâmetros diferem das fácies adjacentes. A interpretação das fácies sísmicas se realiza a partir dos parâmetros de padrões de reflexão observados numa unidade sísmica ou numa sequência, tais como continuidade, amplitude, frequência, velocidade intervalar, geometria, etc.

A configuração interna das reflexões é o parâmetro que melhor caracteriza as fácies sísmicas; foram descritas em esquemas de padrões de configurações de fácies sísmicas, portanto é um dos métodos comumente utilizados na sismoestratigrafia (MITCHUM et al., 1977).

3.4 A Geoquímica Orgânica do Petróleo

A geoquímica orgânica tem desempenhado uma importante ferramenta no estudo e avaliação do potencial petrolífero aplicado à exploração do petróleo, através das análises da matéria orgânica presente no sedimento, proporcionando a possibilidade de compreender melhor a cinética e história de geração, migração e evolução termal nas bacias sedimentares.

Como a matéria orgânica de diferente composição química necessariamente produz petróleo de composição química diferente é possível sua diferenciação e correlação de óleos entre si e de óleos com sua respectiva rocha geradora (RODRIGUES, 2004). Os biomarcadores são uma ferramenta valiosa, para estabelecer importantes relações como: descrição, correlação e reconhecimento do ambiente deposicional, grau de maturação térmica da matéria orgânica e principalmente grau de biodegradação em óleos. Nestas correlações geoquímicas são consideradas tanto as semelhanças como as diferenças (TISSOT e WELTE, 1984).

3.4.1 Carbono Orgânico Total

O teor de carbono orgânico reflete a quantidade de matéria orgânica acumulada nos sedimentos, a qual por sua vez, é produto do balanço de massas entre vários fatores: quantidade de matéria orgânica disponível, taxa de sedimentação, intensidade da degradação durante a deposição e a preservação da matéria orgânica (TISSOT e WELTE, 1984).

A razão entre carbono orgânico e enxofre total tem sido usada com eficiência para distinguir o ambiente deposicional em termos de presença de oxigênio (marinho normal) ou ácido sulfídrico - H₂S (condições anóxicas) (LEVENTHAL, 1983).

3.4.2 Tipo e maturação da matéria orgânica

A partir dos dados obtidos pela técnica de Pirólise é possível determinar, simultaneamente o tipo e a evolução térmica da matéria orgânica (ESPITALIÉ et al., 1977).

Uma vez que os picos fornecidos a partir da análise da pirólises, S2 e S3, refletem respectivamente a quantidade de hidrogênio e oxigênio presentes na matéria orgânica. Ambos são parâmetros que podem ser utilizados para descrever a matéria orgânica. O potencial de uma rocha para gerar óleo pode ser determinado por seu índice de hidrogênio (HUNT, 1996; TISSOT e WELTE, 1984). Esses índices são matematicamente expressos como:

$$\text{IH (mg HC/g COT)} = (\text{S2/COT}) * 100$$

$$\text{IO (mg CO}_2\text{/g COT)} = (\text{S3/COT}) * 100$$

Colocando estes dados num diagrama tipo "Van Krevelen" (gráfico IO x IH), considerando o caso de amostras termicamente pouco evoluídas (BROOKS, 1981; ESPITALIÉ et al., 1977), é possível diferenciar quatro tipos básicos de querogênio:

- ✓ Querogênio tipo I: rico em hidrogênio e pobre em oxigênio, correspondendo por sua composição ao melhor tipo de matéria orgânica para a geração de hidrocarbonetos líquidos e gasosos.
- ✓ Querogênio tipo II: menos rico em hidrogênio que o tipo precedente, mas ainda adequado à formação de grandes volumes de hidrocarbonetos;
- ✓ Querogênio tipo III: agrupa um conjunto de matéria orgânica com muito oxigênio e pouco hidrogênio, mais compatível à geração de hidrocarbonetos gasosos, mesmo assim com um potencial de geração bem inferior ao dos querogênios tipos I e II.
- ✓ Querogênio tipo IV: engloba a matéria orgânica oxidada, não possuindo qualquer potencial para geração de óleo ou gás.

A pirólise fornece ainda informações sobre a evolução térmica da matéria orgânica através do Tmax, temperatura de máxima liberação de hidrocarbonetos durante o craqueamento do querogênio. Apesar dos valores de Tmax sofrerem influência do tipo de querogênio, interpreta-se valores abaixo de 440 °C como provenientes de matérias orgânicas

pouco evoluídas, valores entre 440 a 470 °C, a partir de matéria orgânica matura, e valores maiores que 470 °C, correspondente ao estágio senil.

3.4.3 Isótopos estáveis de carbono

O estudo geológico desenvolvido neste trabalho envolveu a aplicação de dados isotópicos de carbono nas amostras coletadas no substrato orgânico e óleo. O objetivo foi utilizar a razão $\delta^{13}\text{C}$ como uma importante ferramenta de correlação óleo-óleo e óleo-rocha geradora. Baseado na razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ é possível a interpretação da fonte de matéria orgânica. Essa reflete a composição isotópica original de CO_2 utilizada na fotossíntese, que por sua vez depende dos organismos fotossintetizadores, produtividade e preservação de matéria orgânica (TISSOT e WELTE, 1984). A diferenciação no aumento da maturação em óleos e rochas geradoras podem alterar os valores entre isótopos de carbono em razões mais positivas, assim como o grau de biodegradação em óleos ou durante processos de migração (SOFER, 1980).

3.4.4 Biomarcadores

Os Biomarcadores são fósseis moleculares constituídos de carbono, hidrogênio e outros elementos. Podem ser encontrados em rochas, sedimentos ou carvões e apresentam pequena ou nenhuma mudança estrutural em relação às moléculas orgânicas precursoras dos organismos vivos no registro geológico (WAPLES e MACHIHARA, 1991). Tal fato permite a correlação entre óleo-óleo e óleo-rocha geradora fornecendo informações úteis sobre a existência e distribuição geográfica de acumulação de óleo (HUNT, 1996; PETER e MOLDOWAN, 1993). Os biomarcadores constituem uma ferramenta valiosa na exploração do petróleo e quando se conta com manifestações de hidrocarbonetos, é possível definir a presença de famílias de óleos, assim como estabelecer a existência de diferentes rochas geradora e/ou variações de mudanças de óleos numa mesma bacia.

Os principais parâmetros dos biomarcadores que têm sido estudados para a indústria do petróleo correspondem principalmente a hidrocarbonetos saturados, entre eles: alcanos lineares, isoprenóides, terpanos, esteranos e hidrocarbonetos aromáticos.

Os alcanos lineares são hidrocarbonetos lineares saturados com fórmula geral: C_nH_{2n-2} . Os compostos que apresentam um arranjo linear dos átomos de carbono são chamados de alcanos normais (n-alcanos), enquanto aqueles que mostram ramificações ou ciclos são denominados de iso-alcanos ou ciclo-alcanos, respectivamente. Os mesmos podem ser monitorados através do íon m/z 85. A distribuição dos hidrocarbonetos saturados lineares (n-alcanos) depende da origem do material gerador do óleo ou do substrato orgânico, maturidade termal, expulsão, migração e biodegradação (PETER e MALDOWAN, 1993).

Os isoprenóides compreendem um grupo de compostos cíclicos e acíclicos formados a partir da união de várias unidades de isopreno C_5 , com um grupo de metila, sendo que os mais estudados são o Pristano (P) e o Fitano (F), derivados da cadeia lateral fitol da clorofila e presentes em organismos fototróficos. Os isoprenóides acíclicos iC_{25} (2, 6, 10, 15, 19-pentameteileicosano) e iC_{30} (esqualano) são derivados de arqueobactérias, principalmente halofílicas (MELLO et al., 1993; WAPLES et al., 1974).

Os Esteranos e Terpanos correspondem aos ciclo-alcanos mais importantes em geoquímica orgânica, os quais correspondem aos mais estudados, cujas abundâncias relativas podem ser utilizadas como parâmetros indicativos do grau de evolução térmica e o nível de biodegradação (quando se estuda os hopanos desmetilados ou norhopanos).

Os terpanos são derivados principalmente de membranas procarióticas de bactérias e são utilizados frequentemente como indicadores das condições deposicionais (WAPLES e MACHIHARA, 1991). Segundo o número de anéis, os terpanos podem ser divididos em três grupos: terpanos tricíclicos, tetracíclicos e pentacíclicos. Todos eles apresentam uma fragmentação preferencial no anel C, liberado no íon m/z 191, que corresponde ao pico base no espectro obtido por impacto eletrônico no modo SIM.

Os terpanos pentacíclicos ou hopanoides são divididos em hopanos e moretanos. Os primeiros com a configuração $17\alpha(H)$, $21\beta(H)$ e os últimos com a configuração $17\beta(H)$, $21\alpha(H)$, por serem estes últimos termicamente menos estáveis que os hopanos. Os mesmos

são encontrados em proporções menores em rochas geradoras e óleos, bem com os surgimentos dos epímeros R e S na posição 22 a partir do homólogo C₃₁. Os hopanos estendidos (C₃₁ – C₃₅) são biologicamente produzidos na forma 22R e sofrem isomerização para a forma 22S com a evolução térmica.

Os hopanos demetilados ou norhopanos estão relacionados com a perda de um radical metil (carbono C₂₅), originalmente ligado ao carbono C₁₀ da estrutura molecular dos hopanos, compostos observados em estágios de severa biodegradação em óleos (PETER e MALDOWAN, 1993), e podem ser monitorados no íon m/z 177.

Os não hopanoides compreendem o gamacerano e a família dos oleananos. Os oleananos são provenientes de angiospermas, enquanto que o gamacerano é derivado da redução de tetrahymanol, um lipídio que substitui os esteróis nas membranas de certos protozoários, (bactérias fototróficas), e possivelmente outros organismos.

Os esteranos são ciclo-alcenos derivados de reações de desidratação e redução, que ocorrem durante a diagênese, preservados no tempo geológico. Os principais precursores dos esteróis são encontrados em algas e vegetais superiores (organismos eucarióticos). Esses compostos apresentam quatro epímeros de interesse geoquímico, as combinações S e R na posição 20 com os isômeros $\alpha\alpha\alpha$ e $\alpha\beta\beta$ nas posições 5, 14 e 17, que durante a catagênese e o aumento da maturidade produz mudanças na posição dos carbonos.

Com o aumento da evolução térmica, a razão 20S/(20R + 20S) dos esteranos C₂₉ $\alpha\alpha\alpha$ aumenta progressivamente até atingir valores máximos em torno de 0,50-0,55, em nível de evolução térmica próximo a 0,9% de Reflectancia de Vitrinita equivalente (Ro) (MACKENZIE et al., 1982). O aumento dessa razão é frequentemente atribuído à isomerização do $\alpha\alpha\alpha$ 20S, pelo aumento da maturação e maior estabilidade termal de $\alpha\alpha\alpha$ 20S em relação ao $\alpha\alpha\alpha$ 20R. Sofer et al. (1993) obtiveram a seguinte equação de correlação entre a razão C₂₉ $\alpha\alpha\alpha$ 20S/20R e a refletância da vitrinita (Ro):

$$Ro = 0,5 [C_{29}\alpha\alpha\alpha(S/R)] + 0,35 \quad [1]$$

Os compostos C₃₀ tetracíclicos poliprenóides representados pela relação TPP são uma ferramenta complementar que permitem a diferenciação de ambiente não marinho e *input* de água fresca ou salobra (HOLBA et al., 2000). O C₃₀ tetracíclico poliprenóide apresenta uma fragmentação preferencial no íon m/z 259 identificada por um dublete, 21R e 21S.

A razão TPP segundo Holba et al. (2000) é dada pela razão entre o isômero αR do tetracíclico poliprenóide e o esterano C₂₆ 27-norcolestanos. Os compostos são identificados a partir das seguintes transições: os isômeros do Tetracíclico poliprenóide (Ta e Tb) na transição m/z 414→259 e os quatro picos do C₂₆ 27-norcholestanos na transição m/z 358→217.

$$TPP \text{ ratio} = \frac{2 \text{ pico Ta}}{(2 \text{ pico Ta}) + (\sum 27\text{-norcholestanos})} [2]$$

Uma vez analisados os hidrocarbonetos saturados, selecionam-se alguns íons para serem analisados os hidrocarbonetos aromáticos, os quais são importantes constituintes de óleos e betumes de rocha. As relações entre os hidrocarbonetos aromáticos têm sido utilizadas como indicadoras de grau de evolução térmica. Os Fenantrenos, especialmente os metil-fenantrenos estão geralmente presentes em sedimentos na forma de quatro isômeros: 1-,2-,3- e 9-metil fenantreno. Estes são utilizados em estudos geoquímicos no cromatograma modo SCAM e fragmentogramas do íons m/z 178 e 192, respectivamente.

A razão entre as abundâncias relativas do fenantreno e metil-fenantreno foi proposta como indicadores de grau de maturação térmica por Radke e Welte (1983). Os referidos autores definem os índices de MPI 1 e MPI 3 calculados a partir das seguintes equações:

$$MPI \ 1 = \frac{1.5 \times (2MP + 3MP)}{(P + 1MP + 9MP)} \quad MPI \ 3 = \frac{(2MP + 3MP)}{(1MP + 9MP)} [3]$$

Esses índices aumentam progressivamente com a evolução térmica, pelo fato dos isômeros 2 e 3-metilfenantrenos serem mais estáveis termicamente do que os 1 e 9-metilfenantrenos além das reações de metilação sofridas pelo fenantreno durante a maturação.

O índice MPI 1 a partir da fração de hidrocarbonetos aromáticos, apresenta uma relação linear com a refletância de vitrinita através da janela de óleo e pode ser usado para obter valores equivalentes de RoE (RADKE e WELTE, 1983), utilizando-se a seguinte equação:

$$RoE(\%) = 0,6 \times MPI\ 1 + 0,4 [4]$$

Os hidrocarbonetos insaturados estão presentes em matéria orgânica imatura porque não sofreram modificações moleculares por processos digenéticos. Esses compostos resultam como um cátion radical estabilizado pela própria ligação dupla, que são observados no íon m/z 191. Sua característica marcante é um pico bastante intenso sempre a esquerda do pico relativo da massa do hidrocarboneto saturado.