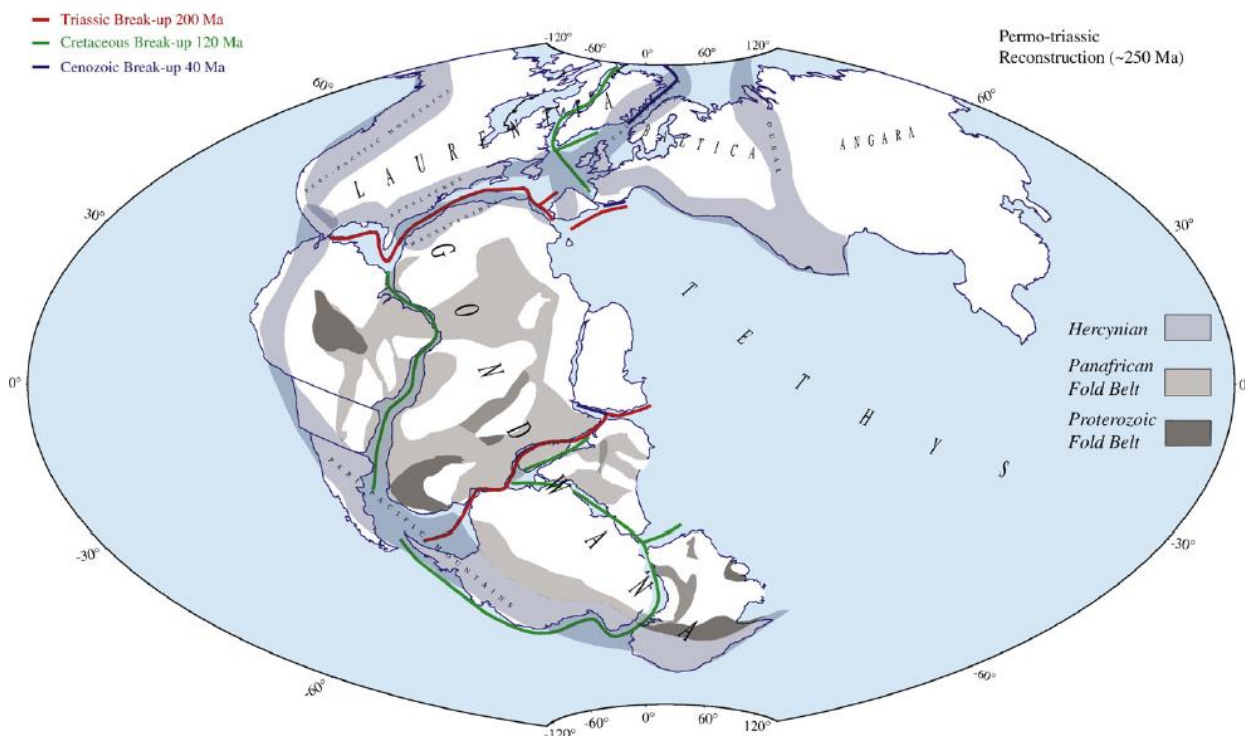


8. ORIGEM E EVOLUÇÃO DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA DENTRO DO CONTEXTO DE ABERTURA DO GONDWANA

Durante o Permo-Triássico, as massas continentais estavam agrupadas no Supercontinente Pangea, conforme mostra a Figura 36, que apresenta uma reconstrução paleogeográfica para cerca de 250 Ma. Durante o Triássico iniciou-se a fragmentação do Pangea, com a implantação dos riftes que originaram o Oceano Atlântico Central e partes do Oceano Índico, marcados em vermelho na figura abaixo. Posteriormente, no final do Jurássico, a fragmentação do Gondwana continuou, tendo início o sistema de riftes do Atlântico Sul, marcado em verde na figura abaixo.

Figura 36 - Reconstrução do Permo-Triássico (~250 Ma), mostrando a configuração paleogeográfica do Supercontinente Pangea, previamente aos eventos de fragmentação.



Fonte: MOULIN *et al.*, 2010.

O início da fragmentação desse trecho do Gondwana correspondente à América do Sul e África iniciou-se a cerca de 150 Ma (Figura 37b), com a formação de riftes na porção mais austral do continente, próximo a atual costa

da Argentina (Almeida & Carneiro, 2004). Nesta época as atuais bacias marginais brasileiras ainda estavam em um ambiente intracratônico, no estágio conhecido como Pré-Rifte, registrando deposição continental flúvio-lacustre (Ponte *et al.*, 1978). De acordo com Ponte (1972) a região onde hoje encontram-se as Bacias de Pelotas, Santos, Campos, Espírito Santo e Pernambuco-Paraíba possuíam relevo positivo e foram área fonte para as bacias em porções mais baixas, em uma área conhecida como Depressão Afro-Brasileira. Registros da sedimentação deste estágio tectônico ocorrem na atual margem leste brasileira, entre as Bacias de Cumuruxatiba e Sergipe-Alagoas e também nas Bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá (Asmus & Baisch, 1983).

No Cretáceo Inferior, em torno de 130 Ma, há registro de magmatismo da Província Paraná-Etendeka, ligado à pluma de Tristão da Cunha (Figura 37c), que é considerada por muitos autores (O'Connor & Duncan, 1990; Turner *et al.*, 1994; Peate, 1997; Souza-Lima & Hamsi Jr. 2003) como um dos principais mecanismos atuantes no processo de abertura da margem.

Ainda no Eo-Cretáceo (Barremiano), há cerca de 126 Ma (Figura 37d), iniciou-se a formação de crosta oceânica na região mais austral do Gondwana, estendendo-se até o Lineamento de Florianópolis. Acima deste limite e até a Sub-Bacia de Alagoas, o sistema de riftes estaria sendo implantado (Asmus, 1984). O estágio rifte caracteriza-se por um conjunto de grabens e semigrabens, onde se desenvolvem bacias lacustres com sistemas flúvio-deltaicos associados. É importante ressaltar que esta é a idade aproximada dos evaporitos Horizonte (um dos objetos de estudo desse trabalho), pertencente à Formação Coqueiro Seco e de idade estimada em 125 Ma (Andar Jiquiá, Base do Aptiano).

Durante o Aptiano inferior, cerca de 120 Ma (Figura 37e), segue o processo distensivo, com evolução dos riftes da margem brasileira. Esta idade de 120 a 118 Ma é a faixa de idades estimada para a deposição dos evaporitos Paripueira, da Formação Maceió, a outra sequência objeto de estudo neste trabalho. Nesse período, também há registro de magmatismo, porém apresentando diferenças de intensidade entre o setor mais a sul (trecho desde a Bacia de Pelotas até a Bacia de Campos) e o trecho mais a norte (entre a Bacia do Espírito Santo e Bacia Pernambuco-Paraíba). Segundo Dias (1991), o

setor das bacias mais a sul apresenta registro magmático mais expressivo e a extensão do sistema de riftes pode chegar até 750 km, na região do Platô de São Paulo. De acordo com o mesmo autor, o trecho de bacias mais a norte apresenta magmatismo menos intenso e um sistema de riftes mais estreito, com cerca de 250 km na Bacia de Sergipe-Alagoas.

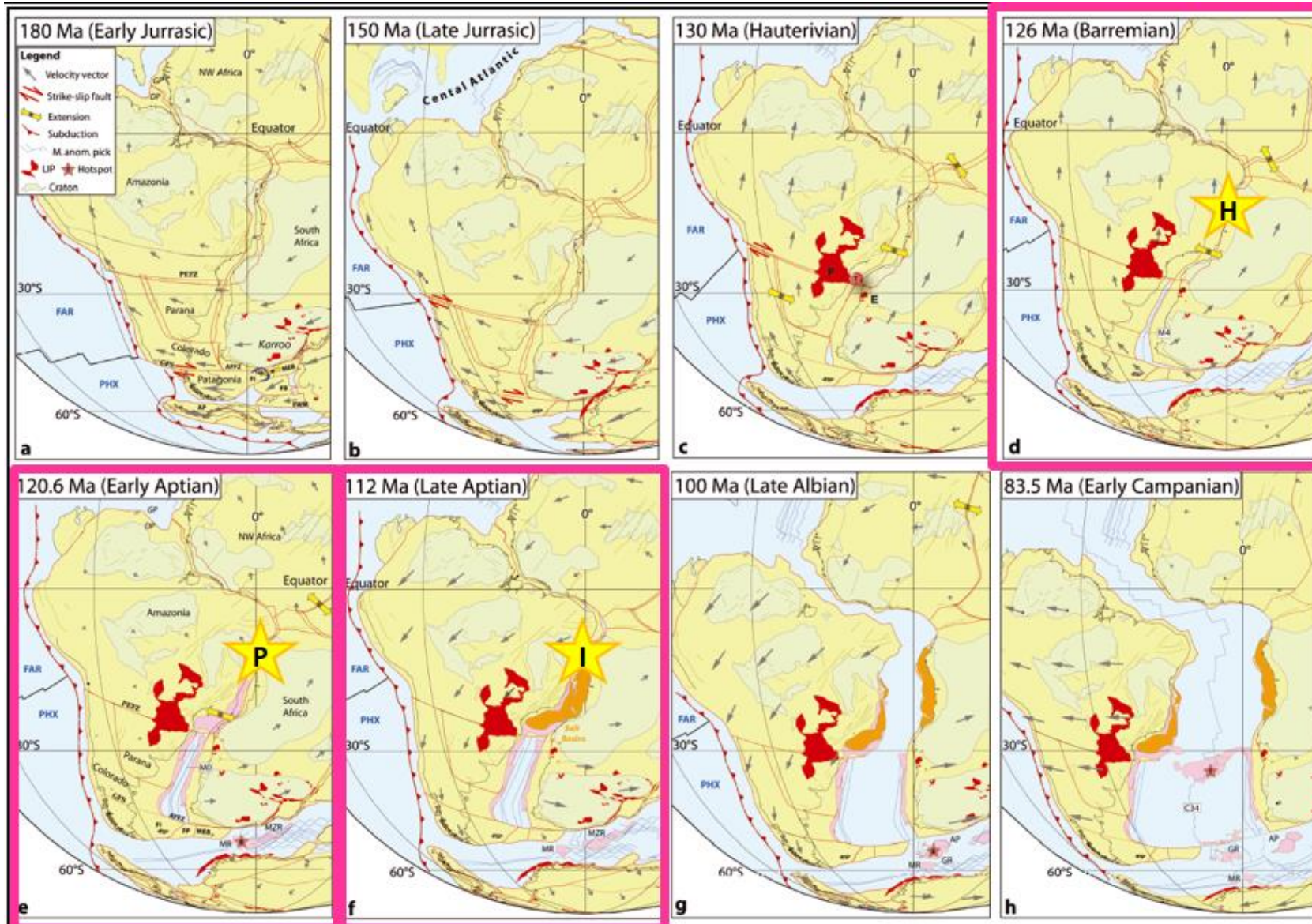
Outra diferença em relação ao estágio rifte ao longo da margem, é que provavelmente seu início e final ocorreram de maneira diacrônica. De acordo com Dias (1991), o início deste estágio teria ocorrido a partir do Eoberriasiano (Andar Rio da Serra inferior), com o surgimento dos principais depocentros da Bacia do Recôncavo e a implantação efetiva deste teria se dado apenas a partir do Andar Rio da Serra médio, se estendendo até o Eoaptiano (Andar Jiquiá) na maioria das bacias brasileiras. Porém, ainda no Eoaptiano, o estágio rifte já estaria finalizado na Bacia de Pelotas, enquanto que nas bacias da porção nordeste da margem este estava ainda iniciando. Na Bacia de Sergipe-Alagoas, por exemplo, o posicionamento cronológico do final do estágio rifte é ainda tema de grande discussão na literatura, com diversas propostas. Uma delas posiciona o término do rifte no final do Aptiano, coincidindo com a discordância Pré-Alagoas Superior, (Szatmari *et al.*, 1974; Van der Ven *et al.*, 1989; Mohriak *et al.*, 1997) e uma segunda proposta considera que o estágio rifte tenha se estendido até o início do Albiano, no mínimo (Melo & Rocha, 1982; Falkenhein *et al.*, 1986; Lana & Milani, 1986; Wanderley Filho & Destro, 1994; Karner & Driscoll, 1999; Karner *et al.*, 2003; Cruz, 2008).

O estágio tectônico pelo qual a margem continental brasileira passou na sequência é conhecido como estágio de golfo proto-oceânico (Ponte & Asmus, 1976; 2004; Ponte *et al.*, 1978; Asmus & Porto, 1980) ou transicional (Ojeda, 1982; Mohriak, 2003). Este estágio teria ocorrido na maioria das bacias, no final do Aptiano, em torno de 112 Ma (Figura 37f), no qual se depositou a espessa camada de sal presente na maioria das bacias marginais e correspondente aos evaporitos Ibura, na Bacia de Sergipe-Alagoas. Devido ao diacronismo no processo de abertura da margem citado acima, há interpretações de que a sequência transicional na Bacia Segipe-Alagoas ainda tenha sido afetada pelo tectonismo de final de rifte, que teria durado até o início do Albiano, segundo Cruz (2008) ou até mesmo o final do Albiano segundo Wanderley Filho & Destro (1994).

O resultado final do processo de fragmentação do Gondwana foi a formação do Oceano Atlântico Sul. No entanto, a idade em que houve a efetiva circulação das águas entre os trechos norte e sul do Atlântico ainda é uma questão em debate na literatura. Alguns autores, como Ponte *et al.*, (1978) defendem que isto teria ocorrido no final do Aptiano, porém Dias-Brito (1987) argumenta que o Oceano Atlântico com livre circulação de águas só teria se implantado a partir do Neo-Albiano. Dentre as várias hipóteses existentes, a maioria situa este evento no intervalo entre o final do Aptiano (~112 Ma) e o final do Albiano (~100 Ma) (Figura 37g). Já, o último ponto de conexão continental entre América do Sul e África é consenso na literatura, sendo considerado como a região próxima aos Lineamentos de Patos e Pernambuco; por possuir estruturação E-W, perpendicular à propagação do sistema de riftes, ofereceu mais resistência à ruptura litosférica.

Do final do Albiano em diante, a abertura do Oceano Atlântico seguiu movida pela continuidade da deriva continental e resfriamento crustal com subsidência térmica associada, caracterizando o estágio Drifte ou Oceânico, que evoluiu até chegar à configuração atual. Neste estágio as bacias da margem brasileira, assim como as da margem africana, passaram a receber sedimentação marinha típica em um ambiente de margem passiva (Figura 37h).

Figura 37 - Reconstituição paleogeográfica do processo de abertura do Gondwana entre o Jurássico e o Cretáceo.



Legenda: (H) evaporitos Horizonte; (P) evaporitos Paripueira; (I) evaporitos Ibura. Fonte: TORSVIK *et al.*, 2009. Adaptada pela autora, 2016.

9. ARCABOUÇO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

9.1 O Embasamento da Bacia de Sergipe-Alagoas

O embasamento cristalino da Bacia de Sergipe-Alagoas é formado por dois compartimentos geotectônicos principais: a Faixa de Dobramentos Sergipana, sob quase toda a extensão da Sub-Bacia de Sergipe; e o Maciço Pernambuco-Alagoas, na porção referente à Sub-Bacia de Alagoas (Silva Filho *et al.*, 1978; Jardim de Sá *et al.*, 1986; Davison & Santos, 1989; D'El-Rey Silva, 1993,1995; Oliveira *et al.*, 2005).

A Faixa de Dobramentos Sergipana teve uma longa evolução, que iniciou com rifteamento no início do Neoproterozoico, próximo a borda norte do Cráton do São Francisco, tendo registrado também, deposição de seqüências de margem passiva. Durante a Orogenia Brasileira, no final do Neoproterozoico, esta foi afetada por processos tectônicos convergentes, com cavalgamentos oblíquos de vergência S/SW.

O Maciço Pernambuco-Alagoas localiza-se entre a Zona de Cisalhamento de Pernambuco e a Faixa de Dobramentos Sergipana, possuindo forma aproximadamente triangular (Silva Filho *et al.*, 2007). É composto por rochas supracrustais de origem sedimentar e vulcanossedimentar migmatizadas e submetidas a metamorfismo de alto grau, ortognaisses, migmatitos ortoderivados e granitóides neoproterozoicos associados a plutonismos sin, tardi e pós tectônicos (Santos, 1995; Medeiros, 1998; Carmona, 2000; Silva-Filho *et al.*, 2002).

Uma das principais estruturas do embasamento da Bacia de Sergipe-Alagoas é a Falha de Transferência de Itaporanga no seu limite sul (também conhecida como Falha de Vaza-Barris), com direção NW. Mais a norte, ainda na Sub-bacia de Sergipe, xistos e outras litologias do Grupo Macururé possuem planos de foliação com orientações diversas, embora haja predominância da direção NW e mergulhos de baixo ângulo. Além disso, as falhas de empurrão de São Miguel do Aleixo e de Belo Monte, constituem algumas das estruturas mais importantes neste setor da Faixa Sergipana. Já, o

limite entre as sub-bacias de Sergipe e de Alagoas provavelmente está próximo da zona de sutura principal da Faixa Sergipana. No setor norte da Sub-Bacia de Alagoas, a arquitetura do rifte pode estar controlada por estruturas dúcteis brasileiras do Maciço Pernambuco-Alagoas, que neste setor apresentam direção NE.

9.2 O Estágio de Sinéclise Paleozoica

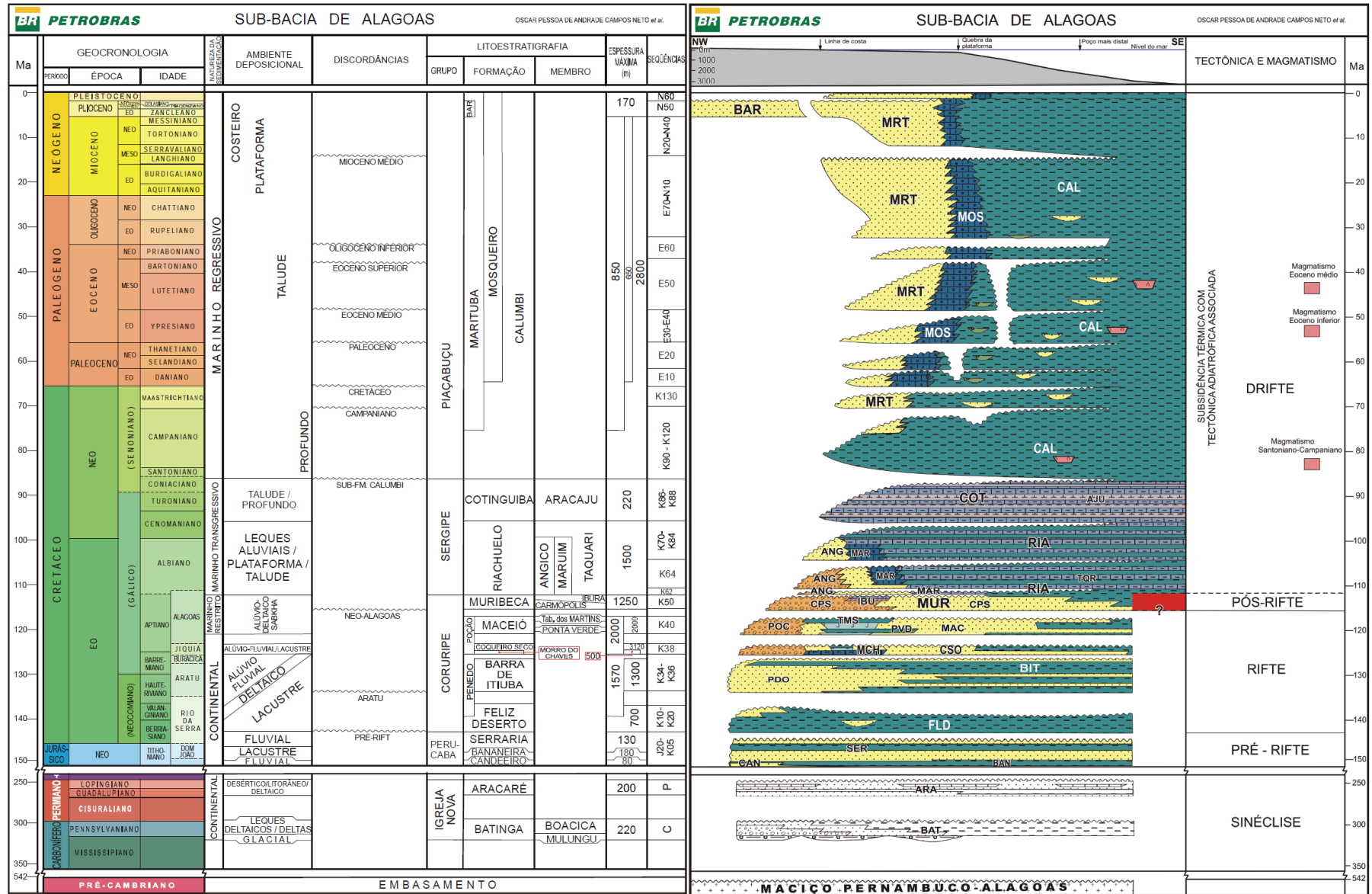
Na Bacia de Sergipe-Alagoas foram depositadas as Sequências Carbonífera e Permiana, em condições intracratônicas, sobre o embasamento pré-cambriano. Essas sequências representam sinéclises paleozoicas que cobriam extensas áreas do supercontinente Gondwana (Campos Neto *et al.*, 2007). A abrangência dos depósitos desta fase intracratônica pode ter se estendido além dos atuais limites das Bacias do Recôncavo, Tucano, Camamu e Sergipe-Alagoas (Dias, 1991).

As Sequências Carbonífera e Permiana fazem parte do Grupo Igreja Nova, que é constituído pela Formação Batinga, do Neocarbonífero (Azambuja Filho *et al.*, 1998) e Aracaré, do Eopermiano (Schaller, 1969), sendo separadas entre si por uma discordância Permo-Carbonífera, e do embasamento cristalino por uma discordância Cambriano-Carbonífera (Mohriak *et al.*, 1997).

A Formação Batinga é constituída por rochas siliciclásticas depositadas em ambiente glacial subaquoso. Na revisão mais recente da carta estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas (Figura 38 e Figura 39) apresentada por Campos Neto *et al.* (2007), foram consideradas duas unidades interiores à Formação Batinga: o Membro Mulungu, composto exclusivamente por diamictitos resultantes do retrabalhamento dos sedimentos glaciais por fluxos de detritos; e o Membro Boacica, que é constituído por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos que foram depositados através de leques deltaicos (Campos Neto *et al.*, 2007).

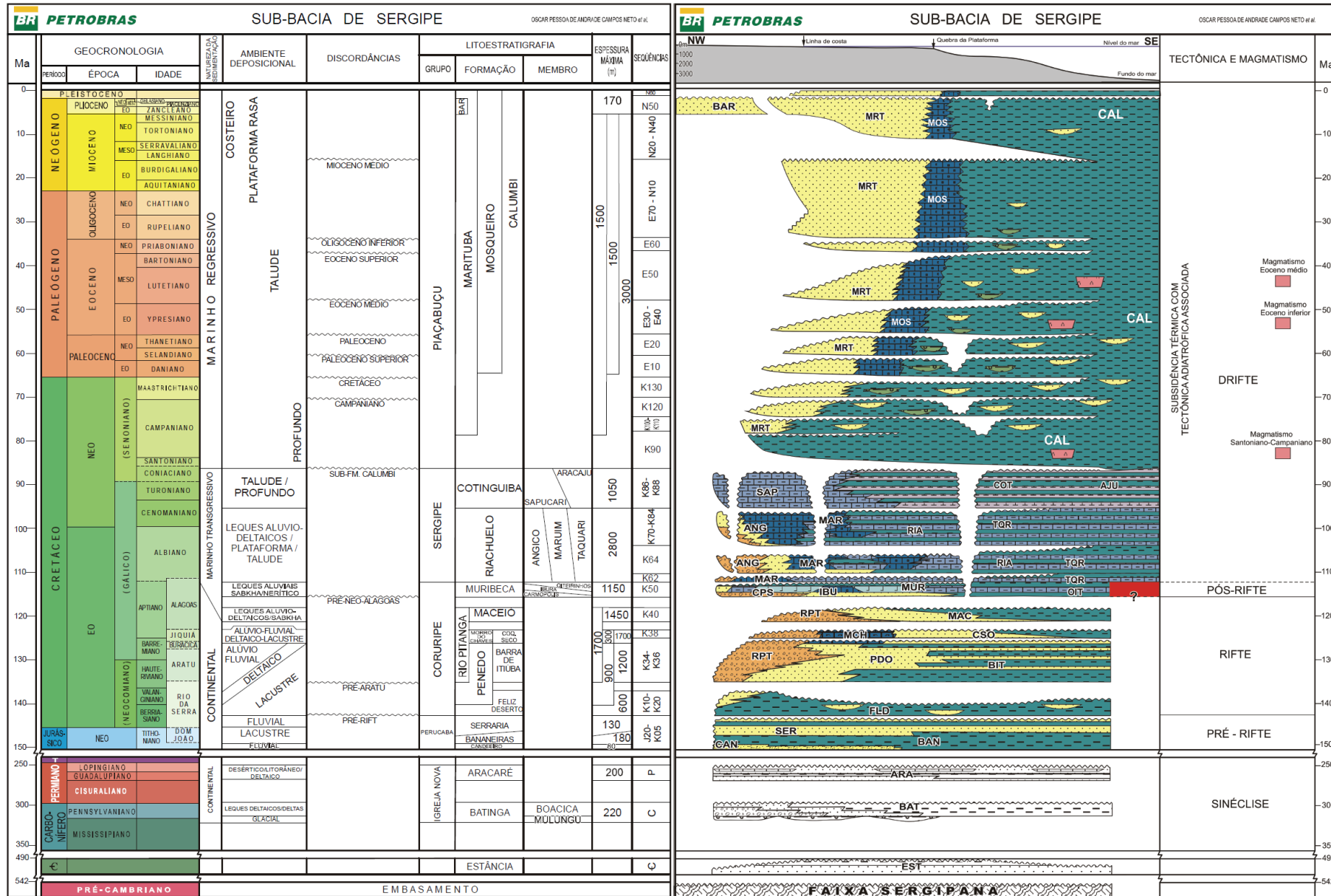
A Formação Aracaré representa deposição em ambientes desértico, litorâneo e deltaico, com influência de retrabalhamento eólico e por ondas (Campos Neto *et al.*, 2007).

Figura 38 - Carta estratigráfica da Sub-Bacia de Alagoas.



Fonte: CAMPOS NETO et al. (2007).

Figura 39 - Carta Estratigráfica da Sub-Bacia de Sergipe.



9.3 O Estágio Pré-Rifte

A deposição do Estágio Pré-Rifte na Bacia de Sergipe-Alagoas é relacionada à Depressão Afro-Brasileira, uma região ampla e topograficamente mais baixa, formada em resposta ao soerguimento crustal de uma porção das atuais margens brasileira e africana no Neojurássico (Ponte e Asmus, 1976). Nessa fase depositaram-se folhelhos vermelhos lacustres da Formação Bananeiras, arenitos flúvio-deltaicos da Formação Candeeiro e arenitos fluviais com retrabalhamento eólico da Formação Serraria (Campo Neto *et al.*, 2007).

A Formação Candeeiro corresponde a arenitos fluviais, enquanto que a Formação Bananeiras representa um sistema lacustre, com predominância de pelitos (Schaller, 1969). A Formação Serraria, por sua vez, apresenta depósitos arenosos de sistema fluvial entrelaçado, retrabalhados em ambiente eólico (Schaller, 1969).

O posicionamento estratigráfico e o estágio tectônico da Formação Serraria têm sido discutidos por alguns autores (e.g. Jardim de Sá *et al.*, 2006 e Sousa *et al.*, 2007), que interpretam que o início do estágio rifte seja marcado por uma discordância na base do Andar Rio da Serra e que esta formação estaria relacionada ao início do rifteamento, devido à presença de estruturas indicativas de deformação sin-sedimentar. Em relação à passagem do Estágio Pré-Rifte para Rifte ser marcado pela discordância na base do Andar Rio da Serra, outros trabalhos anteriores também apresentaram esta interpretação (e.g. Van der Ven *et al.*, 1989; Falkenhein *et al.*, 1986; Lana, 1990; Wanderley Filho & Destro, 1994).

Há ainda outra proposta de marco final do Estágio Pré-Rifte, onde este é posicionado na base do Andar Aratu, sendo dessa forma incluídas neste estágio as Formações Barra de Itiúba e Penedo (Feijó, 1994; Mohriak *et al.*, 1997; Souza-Lima *et al.*, 2002 e Bueno, 2004).

9.4 O Estágio Rifte

O posicionamento cronoestratigráfico do início do Estágio Rifte na Bacia de Sergipe-Alagoas é ainda bastante discutido na literatura, conforme citado

acima. O trabalho mais recente de revisão da carta estratigráfica da bacia, feito por Campos Neto *et al.* (2007), propõe que este tenha ocorrido na base do Andar Rio da Serra (cerca de 142 Ma), com o início da deposição da Formação Feliz Deserto e que tenha sido síncrono com a deposição dos sedimentos das bacias do Recôncavo e Tucano. Estes autores propõem ainda que durante esta fase tectônica, tenham se depositado as sequências denominadas de K10-K20, K34-K36, K38 e K40.

A Sequência K10-K20 compreende quase todo o Andar Rio da Serra e engloba a Formação Feliz Deserto, que é constituída por uma sucessão de folhelhos esverdeados com delgadas intercalações de arenitos (Schaller, 1969).

A Sequência K34-36 engloba os Andares Aratu, Buracica e Jiquiá, que são representados pelas Formações Rio Pitanga, Barra de Itiúba e Penedo e possivelmente representam o primeiro pulso tectônico do rifte (Campos Neto *et al.* 2007).

A Formação Rio Pitanga (Schaller, 1969) ocorre na parte proximal da Sub-Bacia de Sergipe e lateralmente às Formações Barra de Itiúba, Penedo, Morro do Chaves, Coqueiro Seco e Maceió, sendo principalmente composta por conglomerados e brechas, depositados em ambientes aluviais de borda de falhas.

A Formação Barra de Itiúba (Perrela *et al.*, 1963 *apud* Schaller, 1969) corresponde a folhelhos lacustres e de prodelta e arenitos finos deltaicos. De acordo com Schaller (1969), o contato basal desta formação é concordante com a Formação Serraria, que ocorre imediatamente abaixo. O contato superior com a Formação Penedo é transicional na Sub-Bacia de Alagoas e interdigitado lateralmente na Sub-Bacia de Sergipe. No entanto, Souza-Lima *et al.* (2002) interpreta que na Sub-Bacia de Sergipe as Formações Barra de Itiúba e Penedo ocorram lateralmente, com contato superior concordante com a Formação Coqueiro Seco.

A Formação Penedo (Kreidler & Andery, 1949 *apud* Schaller, 1969) caracteriza-se por arenitos finos a grossos, formando espessos corpos sigmodais e tabulares de barras de frente deltaica, intercalados com depósitos fluviais.

A Sequência K38 é composta por partes da Formação Rio Pitanga e Formações Coqueiro Seco e Morro do Chaves na Sub-Bacia de Sergipe. Na Sub-Bacia de Alagoas é composta por partes da Formação Poção (correspondente à Formação Rio Pitanga nessa sub-bacia) e também pelas Formações Coqueiro Seco e Morro do Chaves. Esta sequência compreende o intervalo temporal entre o Neojiquiá e o Eoalagoas, correspondendo ao segundo pulso tectônico do rifte (Campos Neto *et al.* 2007).

A Formação Poção (Figueiredo, 1978 *apud* Souza-Lima *et al.*, 2002) é constituída por depósitos conglomeráticos de leques aluviais de borda de falha, que ocorrem na porção proximal da Sub-Bacia de Alagoas, estratigraficamente lateral às Formações Morro do Chaves, Coqueiro Seco, Ponta Verde Maceió.

A Formação Coqueiro Seco (Schaller, 1969) constitui-se por arenitos que se alternam em finos e grossos e até mesmo conglomeráticos de ambientes flúvio-deltaicos, folhelhos siltosos lacustres e halita dos Evaporitos Horizonte.

A Sequência K40 depositou-se no final no segundo pulso tectônico do rifte e corresponde à idade Eoalagoas, englobando partes das Formações Rio Pitanga e Poção e as Formações Ponta Verde e Maceió (Campos Neto *et al.*, 2007).

A Formação Ponta Verde (Schaller, 1969) possui unicamente folhelhos lacustres pobres em fósseis e ocorre quase que uniformemente na Sub-Bacia de Alagoas.

A Formação Maceió é formada por depósitos siliciclásticos de sistemas turbidíticos lacustres e de leques aluviais e por halita dos Evaporitos Paripueira. Segundo Arienti (2006), esta formação representa deposição lacustre controlada por variações do clima e da tectônica.

Quanto ao término do Estágio Rifte, há também muitas discordâncias na literatura. Campos Neto *et al.* (2007) admitem que este ocorreu ainda no Eoalagoas (aproximadamente 116 Ma), quando o tectonismo foi bastante intenso e delineou-se a linha de charneira, com as partes soerguidas posteriormente erodidas por uma expressiva discordância que ocorreu em toda bacia, a discordância Pré-Neo-Alagoas (ou Pré-Alagoas Superior). Segundo os mesmos autores, esse evento erosivo regional também ocorreu nas bacias de Camamu, Almada, Espírito Santo, Campos e Santos, também limitando o final do estágio rifte (Dias, 2005). Como citado anteriormente, outros autores

também posicionam o término do rifte no Eoalagoas, coincidindo com a discordância Pré-Alagoas Superior (e.g. Szatmari *et al.*, 1974; Van der Ven *et al.*, 1989; Mohriak *et al.*, 1997). No entanto, há uma segunda proposta que considera a duração do estágio rifte até o início do Albiano, no mínimo (Melo & Rocha, 1982; Falkenhein *et al.* 1986; Lana & Milani, 1986; Wanderley Filho & Destro, 1994; Karner & Driscoll, 1999; Karner *et al.*, 2003; Cruz, 2008).

9.5 O Estágio Transicional

Segundo Campos Neto *et al.* (2007), o Estágio Transicional (ou Proto-oceânico) iniciou-se a partir do Neo-Alagoas, quando a subsidência térmica passou predominar e a bacia sofreu basculamento para sudeste, ocorrendo então a primeira grande incursão marinha.

A sequência depositada neste estágio tectônico é conhecida como Pós-Rifte ou sequência K50, sendo constituída apenas pela Formação Muribeca (Campos Neto *et al.*, 2007), diferentemente de revisões anteriores da estratigrafia da bacia (Feijó, 1994 e Souza-Lima *et al.*, 2002) que consideravam também a parte superior da Formação Maceió, na Sub-Bacia de Alagoas, como pertencente da Sequência Transicional. Na revisão mais recente, de Campos Neto *et al.* (2007), esta porção de idade Neo-Alagoas a Eoalbiano da Formação Maceió passou a ser considerada como pertencente às Formações Muribeca e Riachuelo.

Posteriormente, a Sequência Transicional foi estudada detalhadamente por Cruz (2008), que considerou que esta tenha se depositado ainda em um cenário geodinâmico de final do Estágio Rifte, em que gradativamente se estabelecia um mar epicontinental sobre a crosta em estiramento, com sedimentação controlada pela combinação de subsidência térmica e mecânica.

Esta diversidade de interpretações só confirma o quão complexo é o entendimento da passagem da fase rifte para drifte nas bacias da margem brasileira.

Em termos litoestratigráficos, a Formação Muribeca (Bender, 1957 *apud* Schaller, 1969) é composta por siliciclásticos grossos do Membro Carmópolis, evaporitos (anidrita, halita, silvinita, carnalita e taquidrita), carbonatos microbiais e folhelhos do Membro Ibura e intercalações de folhelhos e

calcilutitos do Membro Oiteirinhos (Campos Neto *et al.*, 2007). O Membro Ibura representa o evento evaporítico mais novo da bacia, correspondente ao sal das demais bacias do Atlântico Sul.

9.6 O Estágio Drifte

Neste estágio tectônico a subsidência térmica passou a predominar na bacia, com o início da formação de crosta oceânica. As sequências sedimentares K62 a N60 foram depositadas inicialmente em condições marinhas restritas e, posteriormente, em condições de mar aberto (Campos Neto *et al.*, 2007).

A Supersequência Drifte inicia-se com a deposição das sequências K62 (Neo-Alagoas final), K64 (Eoalbio) e K70-K84 (Albo-Cenomaniano), que correspondem à Formação Riachuelo.

A Formação Riachuelo (Campbell, 1946 *apud* Schaller, 1969) constitui-se por depósitos tanto carbonáticos, quanto siliciclásticos e é dividida nos Membros Angico, Taquari e Maruim. O Membro Angico é composto por leques deltaicos grosseiros, depositados nas porções mais proximais da bacia, enquanto que o Membro Taquari é formado por folhelhos e calcilutitos de ambiente nerítico a batial. O Membro Maruim é composto bancos oolíticos e oncolíticos de água rasa, formados em rampas carbonáticas.

Posteriormente, depositou-se a Sequência K86-K88 (Neocenomaniano ao Coniaciano), correspondendo a um grande evento transgressivo com seu ápice no Eoturoniano, de modo que permitiu a deposição da Formação Cotinguiba (Koutsoukos, 1989; Campos Neto *et al.*, 2007).

A Formação Cotinguiba (Schaller, 1969) é subdividida nos membros Sapucari e Aracaju, em que o primeiro é representado por intercalações de carbonatos e margas depositados em condições neríticas a profundas e o segundo, por intercalações de mudstones, margas e folhelhos de água mais profunda.

A partir do final do Coniaciano depositaram-se as Sequências K90 e K100-K110, sobre a discordância Sub-Formação Calumbi, um evento erosivo regional. Então, a partir deste momento, ocorreu outro evento transgressivo, porém com sedimentação siliciclástica e deposição dos folhelhos da Formação

Calumbi. Nas porções proximais foram depositadas areias costeiras e plataformais da Formação Marituba (Campos Neto *et al.*, 2007). Subsequentemente, depositaram-se as Sequências K120 (Neocampaniano) e K130 (Maastrichtiano), com padrão progradante e ampliação da plataforma arenosa da Formação Marituba (Campos Neto *et al.*, 2007).

No Paleógeno, as primeiras sequências a serem depositadas foram E10 (Eopaleoceno) e E20 (Neopaleoceno), nas quais o padrão progradacional continuou a predominar. Entretanto, na borda da plataforma siliciclástica da Formação Marituba, acumularam-se calcarenitos bioclásticos da Formação Mosqueiro (Campos Neto *et al.*, 2007).

Durante o Eoceno, a progradação persistiu com a deposição das sequências E30-E40, E50 e E60. Em seguida, no Oligoceno ocorreram variações do nível do mar que produziram padrões agradacionais e deposição da sequência E70-N10 com duração até o Eomioceno, a partir de quando a sequência N20-N40 começou a ser depositada (Campos Neto *et al.*, 2007).

No Plioceno, foi depositada a Sequência N50, correspondente a um evento regressivo que propiciou a deposição da Formação Barreiras na parte terrestre da bacia. Já, os depósitos Pleistocenos correspondem à Sequência N60, que possui como base uma importante discordância de 1,6 Ma, relacionada à queda eustática global e topo, o atual fundo marinho (Campos Neto *et al.*, 2007).

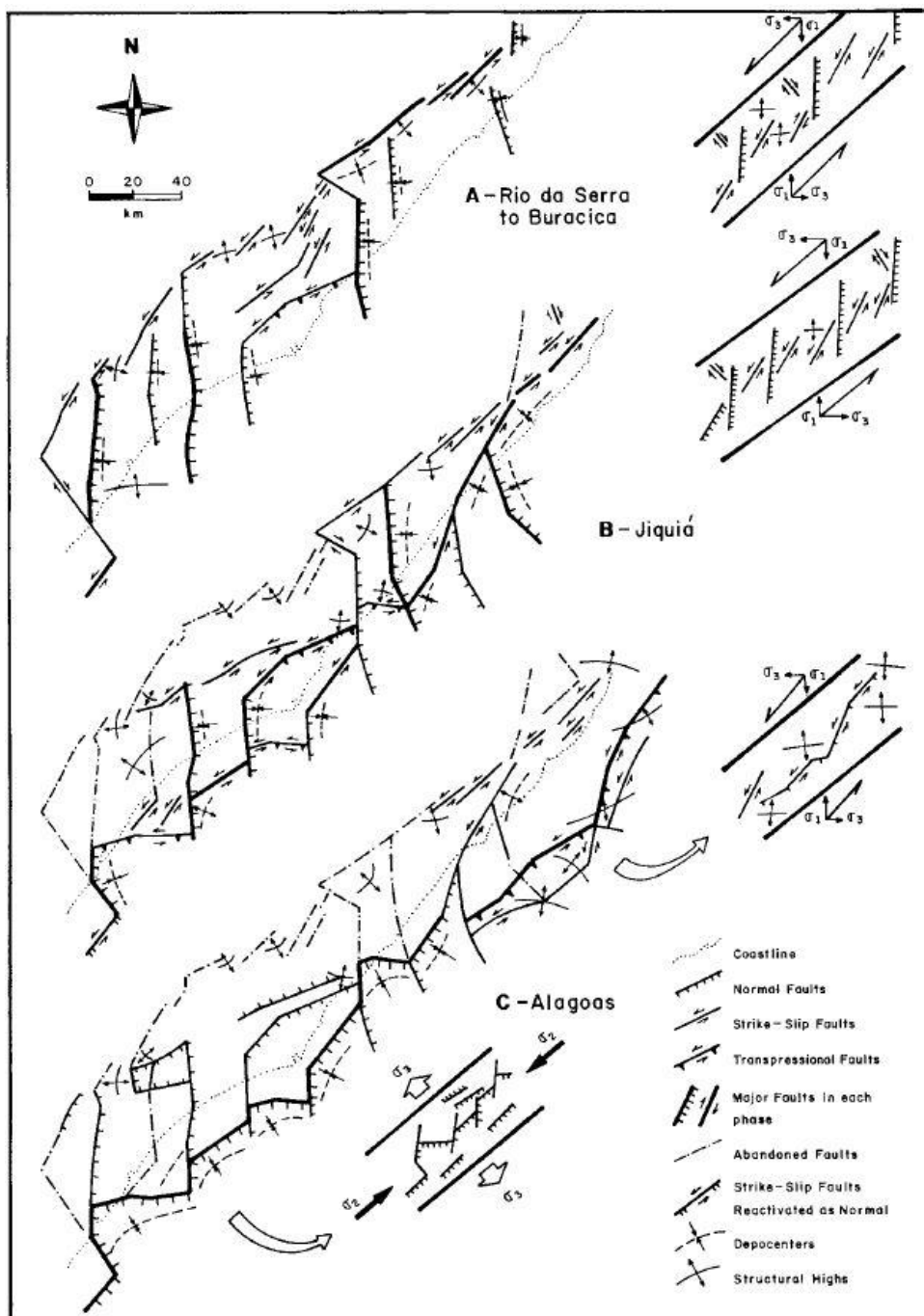
10. MODELOS DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

Na literatura existem alguns modelos que visam explicar a evolução tectônica da Bacia de Sergipe-Alagoas. Um deles é o modelo proposto por Lana (1985, 1990) e Falkenhein *et al.* (1986), baseado na ocorrência de falhas e depocentros escalonados na direção N-S (Figura 40), que são explicados por meio de uma zona transcorrente sinistral, de orientação NE, que estaria ativa durante os andares Rio da Serra a Jiquiá. A cinemática sinistral deste modelo seria por conta do movimento de rotação da Microplaca Sergipana (Figura 41) (Lana, 1985, 1986; Milani *et al.*, 1988), durante o rifteamento.

Outro modelo é proposto por Castro Jr. (1987, 1988), o qual se baseia em um sistema de falhas normais de direção principal NE com zonas e falhas de transferência NW-SE. De acordo com esse autor, o eixo da distensão estaria orientado próximo a E-W, seguindo o mesmo padrão de esforços atuantes na formação de outras bacias marginais.

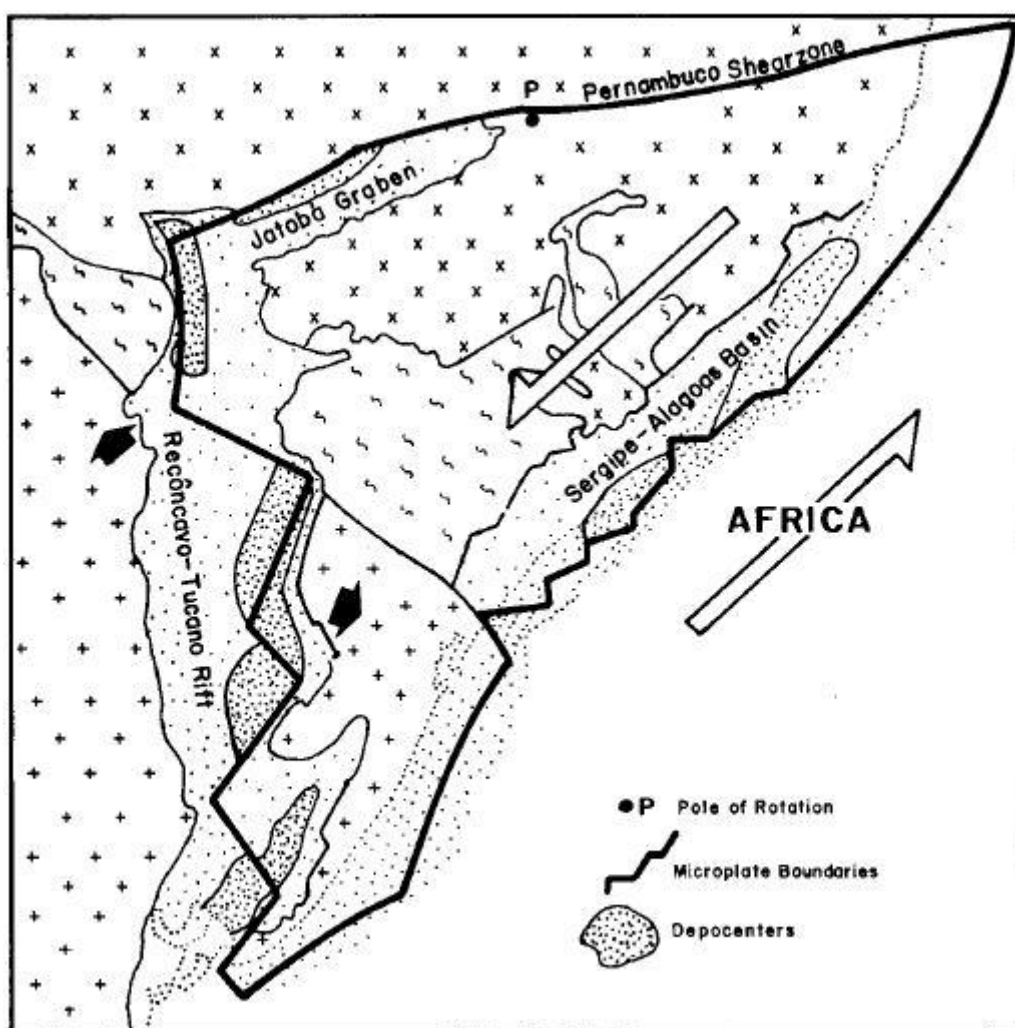
Um terceiro modelo para a evolução tectônica da Bacia de Sergipe-Alagoas e para as bacias vizinhas de Recôncavo-Tucano-Jatobá foi proposto por Bradley & Fernandez (1992). Tal proposta mescla os principais conceitos dos dois modelos anteriores e também apresenta uma sequência de formação das principais estruturas dessas bacias. Para esses autores, a Falha de Itaporanga teria atuado como zona de transferência desde o andar Rio da Serra até o andar Jiquiá, intervalo no qual as falhas normais N-S teriam acomodado a distensão, enquanto que as falhas NE-SW teriam atuado como transcorrentes sinistrais até o andar Alagoas. A partir deste momento, estas falhas NE-SW teriam passado a atuar como normais, truncando as primeiras estruturas. Bradley & Fernandez (1992) argumentam ainda que a formação da Bacia de Sergipe-Alagoas tenha sido balizada por dois sistemas de fraturas: o sistema do Atlântico Sul, com propagação para norte, e o sistema da junção tríplice de Benué, com propagação para sul.

Figura 40 - Modelo de evolução tectônica da Bacia de Sergipe-Alagoas proposto por Lana (1985, 1990) e Falkenhein *et al.* (1986), baseado na ocorrência de falhas e depocentros escalonados na direção N-S, devido à uma transcorrência sinistral.



Fonte: MILANI *et al.*, 1988.

Figura 41 - Configuração da Microplaca Sergipana.



Fonte: MILANI *et al.*, 1988

Além destes modelos citados, existem ainda outros que tratam mais especificamente sobre a transição do Estágio Rife para o Estágio Drifte na bacia e a tectônica atuante durante o Albiano.

Um desses modelos foi proposto por Lima (1987) e considera que a tectônica atuante durante o Albiano é resultado do basculamento da bacia já no Estágio Drifte. Para este autor as rochas das Formações Riachuelo, Cotinguiba e Barreiras estariam afetadas por falhas normais NE, de modo que este basculamento gerou deformação que perdurou até o Paleógeno.

Wnderley-Filho & Destro (1994) propõem que as bacias de Jacuípe e Sergipe-Alagoas teriam iniciado o processo de rifteamento mais tarde do que as bacias marinhas a sul de Salvador e que a tectônica deste estágio teria

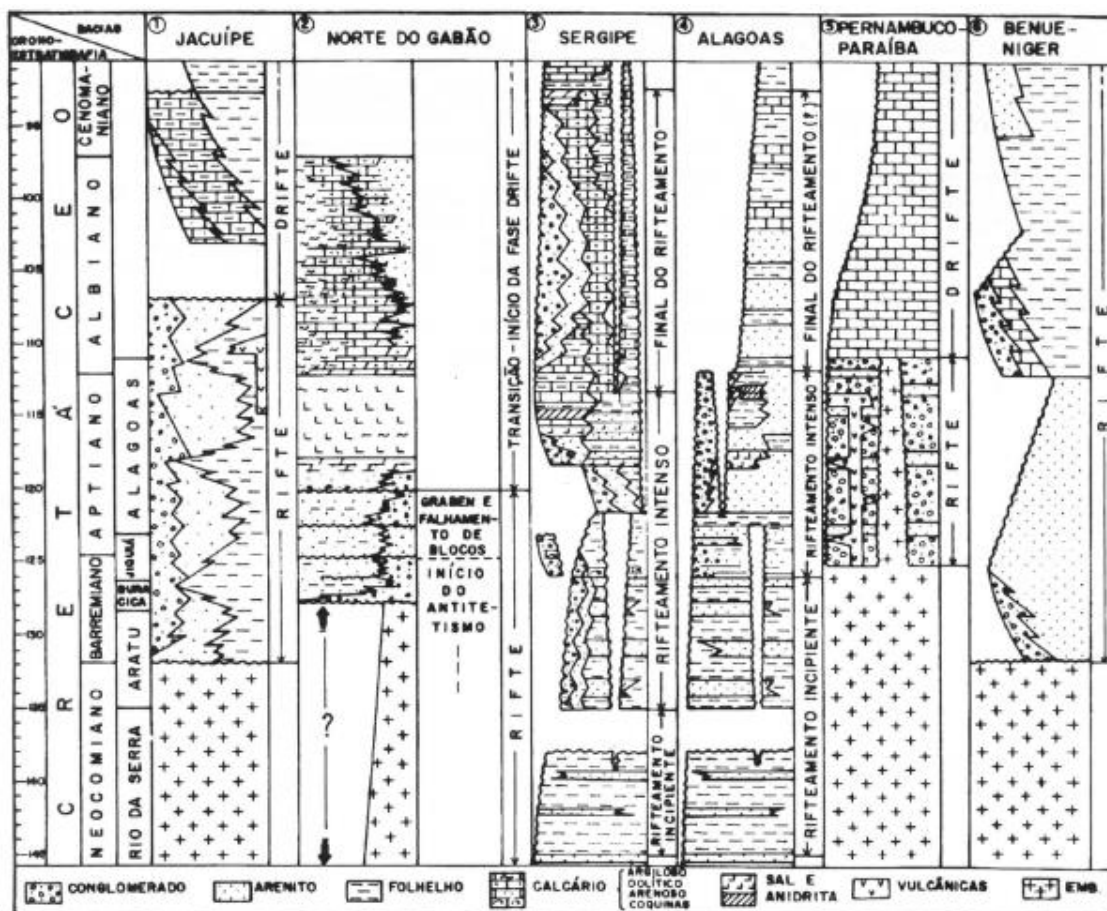
durado pelo menos até o Albiano nestas duas bacias (Figura 42), indicando o diacronismo da abertura do Atlântico Sul. Para estes autores o rifteamento com basculamento de blocos e surgimento de grandes falhas (de orientação NE-SW) ocorreu na Bacia de Sergipe-Alagoas a partir do Eo-Jiquiá e continuou durante o Alagoas, Albiano e até Eocenomaniano, com deposição de uma sequência clástica-carbonática marinha controlada por falhas de mesma direção envolvendo o embasamento. Neste trabalho também são citados exemplos de bacias ao longo da margem africana que apresentam este mesmo rifteamento tardio como, por exemplo: Gabão (Teisserenc & Villemin, 1989), Bacia de Douala em Camarões (Pauken *et al.*, 1991), Fossa de Benué na Nigéria (Benkhelil, 1989).

Mendes (1996) também apresentou um modelo seguindo essa linha de rifteamento tardio na Bacia de Sergipe-Alagoas, com deposição de espessas e extensas camadas carbonáticas marinhas ainda durante o Estágio Rife.

Outro trabalho sobre a transição do Estágio Rife para o Drifte é o de Cruz (2008), que focou mais especificamente na Sub-Bacia de Sergipe e propõe que a Discordância Pré Alagoas Superior esteja relacionada ao último pulso importante de falhamentos do rife e a partir do qual o número de falhas ativas decresceu. No entanto, pelo menos na Sub-Bacia de Sergipe, esta discordância não delimitaria o final do processo de distensão litosférica e o início de criação de assoalho oceânico, de modo que não representaria uma discordância de *breakup*. Então, de acordo com esta autora, no início da deposição da Sequência Transicional, a subsidência na Sub-Bacia de Sergipe passou a ser principalmente térmica, mas na crosta superior a subsidência mecânica também foi atuante e ficou marcada pela atividade local de falhas, que gerou e rejuvenesceu depocentros.

A passagem entre as sequências transicional e marinha transgressiva é marcada por uma discordância restrita, que, em direção a *offshore*, passa a uma concordância correlativa, mais abrangente e assinalada por uma continuação da sedimentação pelítica-carbonática. Deste modo, Cruz (2008) propõe que esta passagem pode representar a discordância *breakup*, pois apesar de ter menor expressão que a Discordância Pré-Alagoas Superior, marca uma mudança importante de contexto deposicional e de regimes tectônicos da Sub-Bacia de Sergipe (Figura 43).

Figura 42 - Comparação entre as cartas estratigráficas das bacias das margens nordeste brasileira e oeste africana, mostrando a duração dos seus estágios tectônicos.

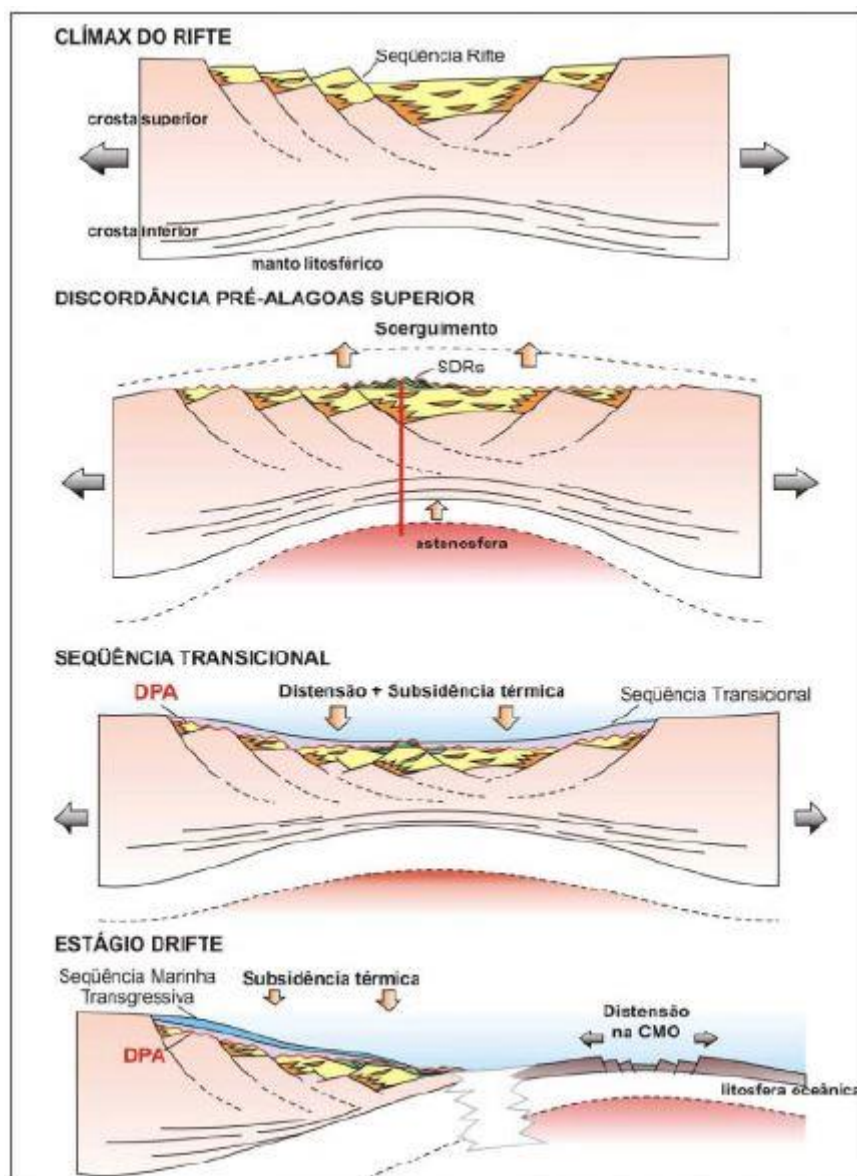


Legenda: Cartas estratigráficas de acordo com os autores: (1) Wanderley-Filho & Graddi (1993); (2) Teisserenc & Villemin (1989); (3, 4) Feijó (1994); (5) Feijó (1990); Benkheilil (1988).
Fonte: WANDERLEY-FILHO & DESTRO, 1994.

Assim como Wanderley-Filho & Destro (1994), o trabalho de Cruz (2008) também interpreta que esse intervalo mais jovem é caracterizado pelo predomínio de estruturas gravitacionais, com reativação de falhas sin-rifte que interceptam o embasamento. Ainda segundo Cruz (2008), a atividade tectônica na borda oeste da Sub-Bacia de Sergipe perdurou até o Neo-Albiano, síncrona a tardia à deposição da Formação Riachuelo e esta situação poderia ser explicada, entre outras possibilidades, pela continuidade da atividade do rifte na Sub-Bacia de Alagoas, transmitindo tensões longitudinalmente à margem. Finalmente, para esta autora, a migração do processo de rifteamento, no sentido norte, conduziu à ativação de estruturas e o desenvolvimento de estágios tectônicos nas bacias, cada vez mais jovens nesse sentido de propagação, consolidando a concepção do diacronismo de eventos neste processo de distensão e ruptura litosférica. A formação de depocentros cada

vez mais jovens em direção ao norte, também foi observada na análise tectônica dos dados desta dissertação, conforme poderá ser visto no item 14.2.

Figura 43 - Modelo esquemático para a evolução tectônica da Sub-Bacia de Sergipe.



Fonte: CRUZ, 2008. Adaptada pela autora, 2016.

11. PRINCIPAIS MODELOS EXISTENTES SOBRE OS EVAPORITOS HORIZONTE E PARIPUEIRA

O trabalho pioneiro de Teixeira & Saldanha (1968) é o primeiro a citar a ocorrência dos evaporitos Paripueira, mostrando que são distribuídos ao longo de baixos estruturais regionais indentificados pelos primeiros levantamentos gravimétricos realizados pela Petrobras. Os evaporitos Horizonte não são citados neste trabalho.

No trabalho sobre a estratigrafia da Bacia de Sergipe-Alagoas de Schaller (1969), os evaporitos Paripueira são apresentados informalmente como camadas dentro do então Membro Maceió.

Szatmari *et al.* (1974) apresentou um estudo detalhado sobre os evaporitos Ibura, que ocorrem somente na Sub-Bacia de Sergipe, mas também fez uma distinção entre estes e os evaporitos Paripueira.

Ojeda (1981) em seu trabalho sobre as bacias marginais brasileiras ao descrever a sequência evaporítica, cita duas fases, uma mais antiga correspondente aos evaporitos Paripueira e uma mais nova correspondente aos evaporitos Ibura. Este autor é o primeiro a efetivamente propor um modelo tectono-estratigráfico para a deposição dos sais Paripueira, apesar dos trabalhos anteriores terem mencionado que tais evaporitos tenham se depositado por conta de incursões marinhas. O autor considera que a deposição dos evaporitos Paripueira ocorreu durante o Estágio Transicional, durante o Eoaptiano, no qual águas marinhas do incipiente Atlântico Sul teriam ultrapassado a barreira topográfica do alto de Rio Grande – Walvis, inundando os grabens existentes e o formando o “Golfo Paripueira” (Figura 44), que teriam se estendido desde este limite até o norte da Bacia de Sergipe-Alagoas. Ainda segundo este autor, o golfo serviu de alimentador de água marinha para as margens em suas porções mais proximais, as quais estavam separadas do golfo central por seus altos externos. No entanto, somente na Sub-Bacia de Alagoas a entrada destas águas marinhas teria sido registrada através dos depósitos dos evaporitos Paripueira. Ojeda (1981) também afirma que as áreas inundadas pelas águas marinhas vindas do Atlântico Sul na Sub-Bacia de Alagoas são “*rift valleys*” ainda ativos, com presença de conglomerados sin-

tectônicos. Como consequência da evaporação das águas marinhas nestes blocos restritos, teriam precipitado sais (principalmente halita).

Figura 44 - Esboço paleogeográfico do Eoalagoas (Eo-Alagoas) e o Golfo Paripueira proposto por Ojeda (1981).



Fonte: CRUZ, 2008; OJEDA, 1981. Adaptada pela autora, 2016.

Uesugui (1987) discute as idades dos evaporitos Horizonte e Paripueira, com base em zoneamento bioestratigráfico, posicionando os evaporitos Horizonte no Andar Jiquiá e os evaporitos Paripueira no Eo-Alagoas.

Regali (1989) faz comparações das idades dos evaporitos da plataforma do Ceará com os demais evaporitos das bacias nordestinas, com base em dados palinológicos e conclui que os evaporitos do Ceará correspondem à idade dos evaporitos Ibura.

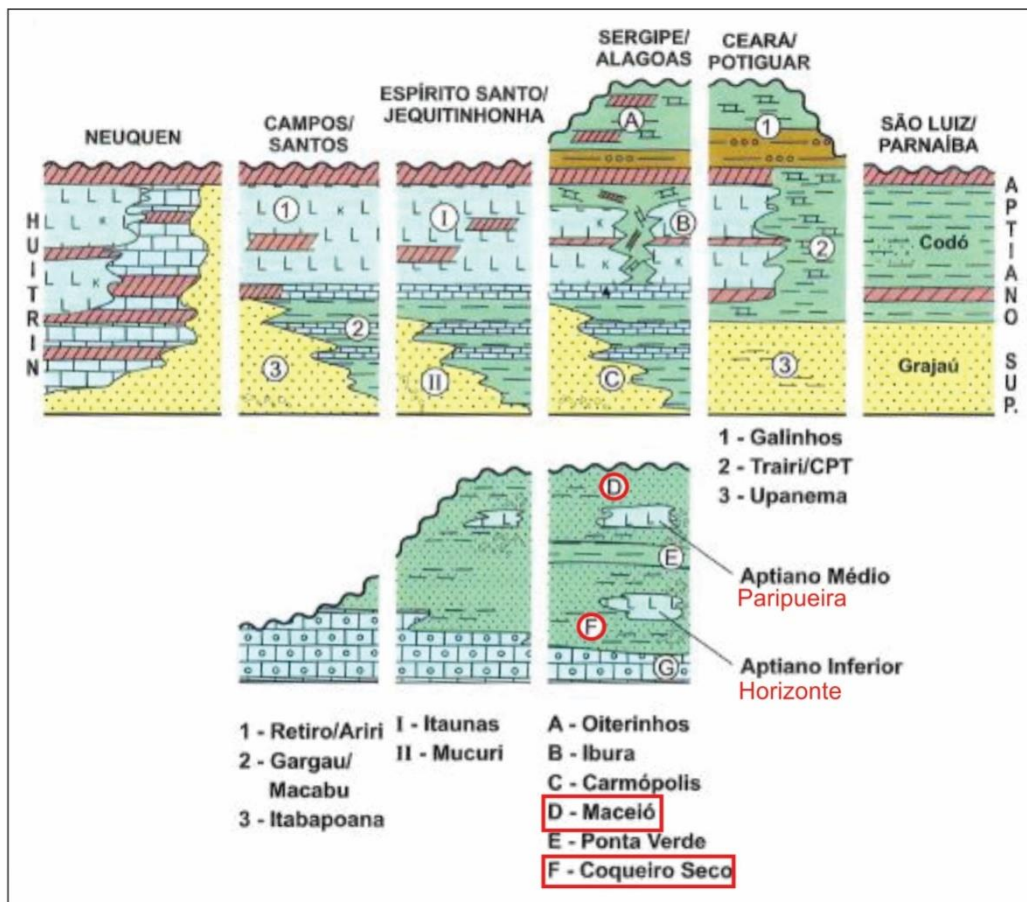
Caldas & Florêncio (1992 e 1994), a partir de dados palinológicos provenientes de folhelhos intercalados aos evaporitos Paripueira, confirmaram a sua idade Eo-Alagoas.

Florêncio (1996 e 2001) apresentou dados petrográficos, estudos estratigráficos, geoquímicos e aspectos relacionados à mineração dos evaporitos Paripueira. Nestes trabalhos, com base em análises geoquímicas, o autor também argue que os evaporitos Paripueira tenham se depositado em golfo restrito a partir de águas marinhas, onde os baixos regionais de Alagoas estariam em um ambiente de laguna, de certa forma, mantendo o modelo apresentado por Ojeda (1981).

Souza-Lima (2008) faz um panorama geral sobre a ocorrência dos evaporitos Horizonte e Paripueira, apresentando seções geológicas, seções sísmicas e mapas. Segundo este autor, tais evaporitos estão relacionados à fase rifte e são os mais antigos das bacias brasileiras e teriam sido depositados em decorrência de incursões marinhas.

No capítulo Evaporitos no Brasil e na América do Sul do mesmo livro referido acima, Palagi (2008) também faz menção a estes evaporitos, destacando o caráter sin-rifte, inclusive com crescimento contra falhas ativas nos evaporitos Horizonte e a presença unicamente de halita. O autor afirma também que estes evaporitos encontram-se em sequência tipicamente continental, porém cita alguns trabalhos que tratam de ocorrências localizadas de possíveis fósseis marinhos nas bacias marginais nesta idade. Em relação aos evaporitos Paripueira, Palagi (2008) discute as semelhanças deste com os evaporitos Horizonte e ressalta o caráter continental da sequência em que se encontra, além do importante controle tectônico pela atividade rifte contemporânea. Na Figura 45, Palagi (2008) apresenta uma comparação entre as ocorrências aptianas de sal em algumas bacias brasileiras, onde fica bastante claro como os evaporitos Horizonte e Paripueira são eventos mais antigos e destacados dos demais.

Figura 45 - Colunas estratigráficas de algumas bacias da América do Sul com distribuição das ocorrências de sal no Aptiano e as principais formações e membros associados.



Fonte: PALAGI, 2008. Adaptada pela autora, 2016.

12. CONSIDERAÇÕES ESPECÍFICAS SOBRE ASPECTOS PALEONTOLÓGICOS

12.1 Registro fóssil na Bacia de Sergipe-Alagoas entre o Barremiano Superior e o Aptiano

É de amplo conhecimento no meio científico que a Bacia de Sergipe-Alagoas possui rico conteúdo fossilífero, que analisado cuidadosamente pode prover elementos importantes para a discussão sobre o ambiente de deposição dos evaporitos Horizonte e Paripueira.

Pelo motivo exposto acima, foi feita extensa pesquisa bibliográfica a respeito do registro fóssil da Bacia de Sergipe-Alagoas durante o intervalo de tempo correspondente ao Barremiano Superior e Aptiano, sintetizada na Figura 46 abaixo. Na figura mencionada, estão representados os principais fósseis do intervalo de interesse.

Há uma diversa gama de fósseis típicos de ambientes continentais descritos ao longo do intervalo estratigráfico de interesse composta por polens e esporos, ostracodes não marinhos, conchostráceos, peixes e bivalves. Porém também há trabalhos que descrevem fósseis considerados marinhos, tais como algumas espécies de peixes, gastrópodes, bivalves e foraminíferos, sendo estes encontrados na Formação Morro do Chaves, próxima temporal e espacialmente do evaporito Horizonte e também a partir da Formação Muribeca, relacionada ao evaporito Ibura.

Dentre os típicos fósseis continentais os mais abundantes durante o período de interesse são miósporos (polens e esporos) e ostracodes não marinhos, que inclusive serviram como base para a datação dos Andares Jiquiá e Alagoas e, por consequência dos evaporitos Horizonte e Paripueira (e.g. Regali *et al.*, 1974; Uesugui, 1987; Antonioli *et al.*, 2009), ocorrendo em praticamente todas as unidades litoestratigráficas destes intervalos de tempo. As biozonas formadas por tais fósseis podem ser vistas na Figura 3.

Outro tipo fóssil presente na sequência pesquisada são os conchostráceos, que ocorrem em folhelhos betuminosos de afloramentos na Praia de Japarutuba, Formação Maceió e são descritos por Souza & Carvalho (2007) e Souza *et al.* (2012). Florêncio (1996) ao descrever testemunhos de

poços que perfuraram o evaporito Paripueira, na Formação Maceió, também cita a presença de conchostráceos em meio a camadas de folhelho, inclusive em um espesso pacote depositado logo acima do topo do sal.

De acordo com Silva (2005), que descreve a mesma espécie de conchostráceo (*Cyzius Pricei*) na Bacia de Camamu, estes são organismos cujo *habitat* ideal caracteriza-se por corpos de água doce, temperada a quente, de pH alcalino (entre 7 e 9) e temporários, tais como lagos rasos. Segundo Carvalho (1993), seus ovos podem resistir a longos períodos de seca e, inclusive, serem transportados pelo vento ou pela água e voltam a eclodir assim que as condições ideais de vida se reestabelecem.

A fauna encontrada na Formação Maceió, bem como àquela presente na Bacia de Camamu, é monoespecífica com alguns níveis sucessivos de populações. Pelo exposto, Silva (2005) interpretou o ambiente de vida destes conchostráceos como lagos rasos e efêmeros, nos quais períodos de ressecamento levariam à mortandade dos indivíduos, porém períodos úmidos possibilitariam a eclosão dos ovos preservados. Esta interpretação paleoambiental sobre os conchostráceos feita por Silva (2005) é compatível com aquela feita por Arienti (2006), que propõe um ambiente lacustre com preenchimento sedimentar influenciado pela alternância de climas úmido e árido, em que a deposição dos evaporitos Paripueira se daria nas fases mais extremas de clima árido.

Associados aos conchostráceos da Formação Maceió, em folhelho no topo do evaporito Paripueira, também ocorrem fósseis de peixes, provavelmente *Dastilbe*, segundo relata Florêncio (1996). Santos & Carvalho (2009) citam que há registro desta mesma espécie também em algumas outras bacias do nordeste brasileiro: Tucano (Fm. Marizal), Cabo (Fm. Cabo), Araripe (Fm. Santana) e Paranaíba (Fm. Codó). Segundo estas autoras, este peixe está relacionado a condições lacustres nestas bacias. Florêncio (1996) também argumenta que a presença de tal peixe pode representar o final das condições de extrema restrição atuantes durante a deposição do evaporito Paripueira.

Na Formação Morro do Chaves, de idade mais antiga (Jiquiá Inferior) também há registro de peixes fossilizados. Alguns exemplares descritos são da família *Lepidotes* (Borges, 1937 e Oliveira, 1937 *apud* Souza-Lima *et al.*, 2002) e do gênero *Mawsoniidae* (Gallo *et al.*, 2010). Além destes peixes citados, a ictiofauna da Formação Morro do Chaves também compreende peixes elopomorfos, clupeomorfos, salmoniformes e as espécies *Dastilbe sp.*, *Atolvorator longipectoralis* e *Enchodus sp.* (Figueiredo, 2009, Gallo & Coelho 2008 *apud* Gallo *et al.*, 2010).

A ictiofauna citada, é considerada lacustre pelos autores que a descreveram, excetuando-se a espécie *Enchodus sp.*, que pode sugerir certo contato com águas marinhas (Gallo & Coelho, 2008). No entanto, em outro trabalho da mesma autora, Petra & Gallo (2008), é argumentado que apesar dessa possibilidade de influência marinha, a tofocenose do conjunto de fósseis encontrados na Formação Morro do Chaves foi gerada em sistema continental lacustre, devido ao baixo grau de retrabalhamento e seleção hidráulica.

No que diz respeito aos bivalves e gastrópodes presentes no registro fóssil no intervalo de tempo em questão, estes ocorrem nas coquinas da Formação Morro do Chaves e foram descritos pela primeira vez por Borges (1937) e Oliveira (1937) *apud* Souza-Lima *et al.* (2002). Estes autores citam a presença de bivalves dos gêneros *Anodontophora*, *Gonodon*, *Psammobia*, *Nucula* e *Astarte*. Desde então, inúmeros trabalhos científicos, como por exemplo, Figueiredo (1981), Azambuja Filho *et al.* (1998), Petra & Gallo (2008), Tavares *et al.* (2015) têm considerado esses depósitos como sendo de ambiente lacustre, seja pelo tipo de sedimentação e fácies ou condição tafonômica dos fósseis.

Em contrapartida, Thompson (2013) e Thompson *et al.* (2015) identificaram gastrópodes *Lissochilus* e uma fauna de bivalves incluindo diversos membros das famílias *Vaneridae Rafinesque, 1895* e *Astartidae d'Orbigny, 1844*, admitindo serem típicos representantes de ambiente marinho.

No entanto, vale ressaltar que existem exemplos pretéritos e atuais de bivalves e gastrópodes vivendo em lagos sem conexão com o oceano, inclusive em bacias rifte, o que mostra que a presença destes moluscos em ambientes lacustres não é algo incomum. Seguem alguns destes exemplos: Lago Titicaca (Peru e Bolívia), Lago Baikal (Sibéria), Lago Biwa (Japão), Lago Turkana (Quênia), Lago Victoria (Uganda, Tanzânia e Quênia), Lago Malawi (Malawi e Moçambique) e Lago Tanganika (Tanzania, Burundi, Rep. Dem. do Congo e Zâmbia) de acordo com Vondra & Bowen (1976); Abell *et al.* (1982); Wesselingh (2007); McGlue *et al.* 2010; Van Damme & Gautier (2013); Vonhof *et al.* (2013); Hargrave *et al.* (2014) e Bloszies *et al.* (2015). A Figura 47 abaixo ilustra os moluscos do Plio – Pleistoceno no Lago Turkana e atuais do Lago Tanganika, no Sistema de Riftes do Leste Africano.

Além de moluscos, peixes, ostracodes não marinhos e polens, também foi reportada a presença de foraminíferos na Formação Morro do Chaves (Távora *et al.*, 2013), que foram coletados na pedreira CIMPOR (antiga Atol), em São Miguel dos Campos, Alagoas, em 3 níveis pelíticos intercalados a coquinas e arenitos.

Junto aos foraminíferos, identificados pelos autores como *Cibicides* e *Ammonia*, também foram encontrados ostracodes (*Cypridea* e *Darwinula*), espículas de poríferos, fragmentos de briozoários e um microbivalve.

As carapaças dos foraminíferos, bem como os poríferos, briozoários e o microbivalve apresentaram claros vestígios de dissolução, o que foi interpretado pelos autores como um desequilíbrio químico no ambiente supersaturado em CaCO₃.

Távora *et al.* (2013) sugerem que a fauna de ostracodes seria autóctone, enquanto que os demais microfósseis seriam alóctones, transportados por curtas distâncias por saltação e/ou suspensão e, que estes últimos, oriundos de regiões proximais marinhas foram misturados à fauna autóctone, tipicamente lacustre. Por fim, esses autores concluem que: “os dados atestam que não houve ambiente marinho ou influência marinha na seção lacustre da

Formação Morro do Chaves. Estes coincidem parcialmente com os dados ictiológicos (e.g. Gallo *et al.*, 2010), já que os microfósseis marinhos foram deslocados até o lago, durante flutuações positivas que elevavam o nível do lago, misturando as águas do mar e do lago, provavelmente por chuvas de monções, após terem ultrapassado o nível topográfico do alto estrutural que os separava.”

A presença de foraminíferos chama a atenção por serem comumente tidos como indicadores seguros de ambiente marinho, portanto cabe uma discussão cuidadosa sobre tais fósseis.

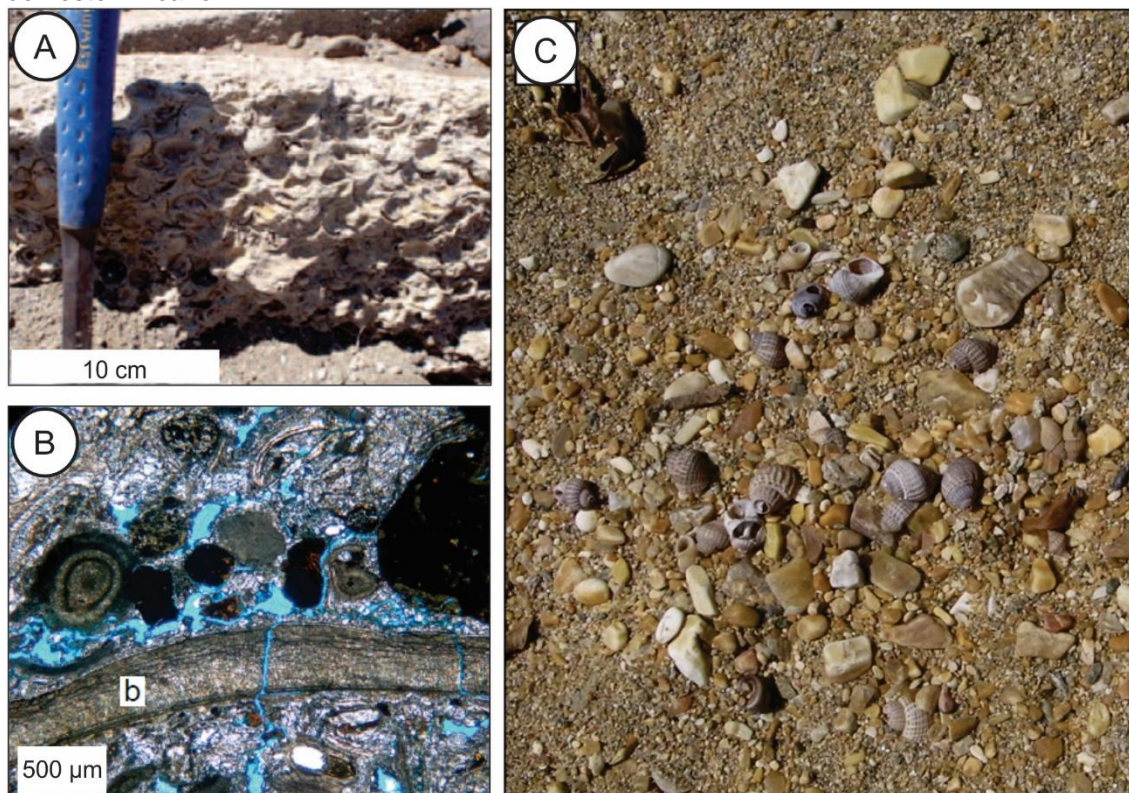
De acordo com Armstrong & Bresier (2005), foraminíferos apresentam uma ampla distribuição ambiental, da terra ao oceano profundo e dos polos aos trópicos. Segundo os mesmos autores, foraminíferos são adaptados à salinidade marinha normal, em torno de 35‰, onde uma elevada diversidade pode ser encontrada. Já baixas salinidades de lagunas salobras e pântanos favorecem assembleias de foraminíferos aglutinantes de baixa diversidade (e.g. *Reophax*, *Ammonia* e *Elphidium*).

Alogromiina também é encontrada em água doce e salobra, mas suas testas delicadas raramente são encontradas como fósseis. Águas com elevadas concentrações de íons de carbonato e hipersalinas parecem favorecer a sub-ordem *Miliolina* (Armstrong & Bresier, 2005).

As formas descritas por Távora *et al.* (2013) - *Cibicides* e *Ammonia* - são classificados como pertencentes à lagunas marinhas normais / plataformas carbonáticas e lagunas salobras / estuários, respectivamente, por Armstrong & Bresier (2005).

No entanto, a presença de foraminíferos em ambientes continentais não é tão rara quanto se imagina. Por exemplo, Levy *et al.* (1995) discutem a presença de foraminíferos, que são tidos como organismos de afinidade marinha, em depósitos continentais incluindo corpos d'água sem nenhuma conexão com o oceano, listando 17 ocorrências em depósitos continentais pretéritos e 9 ocorrências em ambientes continentais atuais espalhados pelo mundo.

Figura 47 - Bivalves e gastrópodes do Plio – Pleistoceno do Lago Turkana, Sistema de Riftes do Leste Africano.



Legenda: (A) Amostra de mão de *grainstone* rico em gastrópodes; (B) Carapaça micritizada de bivalve em *grainstone*, b = bivalve; (C) Detalhe dos gastrópodes nas coquinas no litoral do Lago Tanganika, em Mahale.

Fonte: HARGRAVE *et al.*, 2014; THOMPSON *et al.*, 2015. Adaptada pela autora, 2016.

Um fato interessante é que dentre os 17 exemplos continentais pretéritos, 11 apresentam a espécie *Ammonia*, que foi encontrada na Formação Morro do Chaves e 1 apresenta conjuntamente duas espécies encontradas: *Ammonia* e *Cibicides*. A ocorrência destas duas espécies conjuntamente se dá em depósitos do Holoceno na localidade de Erg Jmeya, no Deserto do Saara, em Mali, a cerca de 800 km do Oceano Atlântico (Levy *et al.*, 1995). Enquanto que dentre os 9 exemplos atuais, 2 apresentam apenas *Ammonia*, 1 apresenta apenas *Cibicides* e 1 apresenta as duas conjuntamente, sendo também no Deserto do Saara, na localidade de Rhir, a 400 km de drenagens ligadas ao oceano. Inclusive os próprios autores coletaram as espécies ainda viventes neste corpo de água em uma expedição de campo (Levy *et al.*, 1995).

Outro importante exemplo dentre os que apresentam o foraminífero *Ammonia* é o Lago Tecopa, Pleistoceno, no Vale da Morte na Califórnia, localizado na província Basin and Range, cercado pela topografia inter-

montana típica da região e sem registro de qualquer conexão com o mar ao longo de toda sua história (Patterson, 1987). Este lago foi tanto alcalino como salino ao longo da sua história, devido à presença de trona e halita. Também foram encontrados ostracodes de água doce, o que prova a variação de salinidade deste lago contendo água doce na borda e condições hipersalinas no centro (Sheppard & Gude, 1982). Deste modo as porções intermediárias apresentariam condições de salinidade muito parecidas com a água do mar, sendo um ambiente favorável para foraminíferos (Patterson, 1987). Considerando-se que nunca houve conexão deste lago e de seus vizinhos com o oceano, a hipótese apontada pelos autores para explicar a presença de foraminíferos é pelo transporte dos mesmos via aves migratórias.

Diversos autores, em pesquisas sobre diversos outros locais no mundo, também apoiam a hipótese de que a colonização inicial de foraminíferos em ambientes continentais foi feita por aves (e.g. Howchin, 1901; Resig, 1974; Cann & De Deckker, 1981; Patterson *et al.*, 1997). Levy *et al.* (1995) também discutem a linha de pensamento darwiniano de espalhamento e perpetuação da vida em continentes por meio de aves e outros animais. De Deckker (1977) também ilustrou o mesmo processo para explicar a colonização dos continentes pelos ostracodes.

Os exemplos citados de transporte de foraminíferos por aves são de idades mais recentes, quaternárias, mas no Cretáceo Inferior o mesmo processo não pode ser descartado, já que há registros fósseis de aves desta idade no nordeste brasileiro, mais precisamente na Bacia do Araripe (Carvalho *et al.*, 2015).

Segundo Patterson (1987), seu estudo reforça que a ocorrência de foraminíferos não marinhos é provavelmente bastante comum e esta possibilidade deve ser levada em consideração quando da interpretação de fácies portadoras de foraminíferos. Além disso, o gênero *Ammonia*, encontrado na área de estudo, é um entre os mais comuns foraminíferos em assembleias não marinhas (Arnal, 1955a, b, 1957, 1958; Resig, 1974; Cann and De Decker, 1981; Fontes *et al.*, 1985) e também é resistente a amplas variações de salinidade (Cann and De Decker, 1981).

Além dos foraminíferos descritos no Morro do Chaves, estes voltam a surgir no registro da Bacia de Sergipe-Alagoas a partir do Neo-Alagoas (Fm.

Muribeca), apresentando então grande diversidade, como por exemplo, com as espécies *Ticinela Bajouensis* e *Hedbergella Washitensis Praecursor* (Kotsoukos & Bengston, 1993 e Ojeda, 1981).

Quanto aos briozoários e poríferos descritos por Távora *et al.* (2013), estes são comuns em ambiente marinho, porém não são exclusivos deste *habitat*, ocorrendo também em lagos (Massard & Geimer, 2008; Muller *et al.* 2009). Inclusive, poríferos podem ser encontrados no Lago Baikal e no Lago Tanganika, ambas bacias do tipo rifte (Müller *et al.*, 2009 e Marijnissen, 2007). Já no Albiano, uma fauna considerada marinha, bastante diversa e composta, por exemplo, por equinóides, amonóides, gastrópodes e bivalves se faz presente (Andrade & Hessel, 2008).

12.2 Registro fóssil em outras bacias do sistema cretáceo de riftes do Atlântico Sul

Além da análise do registro fóssil da Bacia de Sergipe-Alagoas, algumas ocorrências fósseis em bacias correlatas, citadas na literatura (e.g. Chaboureau *et al.*, 2013), também foram analisadas, com o intuito de se verificar possíveis evidências de incursão marinha no sistema de riftes que deu origem ao Oceano Atlântico Sul.

Começando pelas bacias da margem oeste africana, Grosdidier (1967) menciona ostracodes marinhos na Bacia do Congo durante o Wealdiano (Valanginiano até Barremiano), porém não há nenhum detalhe mais preciso sobre a localização estratigráfica e idade destes. A mesma imprecisão ocorre em relação à menção de Bate (1998) sobre ostracodes marinhos na Bacia de Kwanza, em relatório confidencial não publicado, apenas citado por outros trabalhos. O autor afirma que os ostracodes ocorrem no Aptiano Inferior, mas sem dar informações sobre posicionamento estratigráfico e idade de forma mais precisa, o que torna a informação de difícil validação e pouco confiável.

Nas bacias brasileiras, é reportada, por Silva-Teles Jr. *et al.* (1994, 1996), a descoberta de foraminíferos (de espécie não citada) nas coquinas da Formação Lagoa Feia da Bacia de Campos, entre as biozonas de ostracodes não marinhos OS-1010 e OS-1100, de idade Neojiquiá. Segundo os próprios

autores os depósitos da Formação Lagoa Feia são considerados lacustres e o foraminífero seria a evidência de uma incursão marinha.

Porém, Lana e Pedrão (2000b) argumentam que tais fósseis recuperados por Silva-Teles Jr. (1994, 1996) são “dinoflagelados questionáveis e palinoforaminíferos interpretados como formas planctônicas”. Outro questionamento que surge ao se analisar a descoberta destes foraminíferos, é que depósitos marinhos, provavelmente mostrariam mais diversidade e abundância, ao contrário de uma ocorrência isolada. Também é importante ter em mente que ocorrências localizadas de foraminíferos em lagos são razoavelmente comuns, conforme exemplificado acima, e em muitos casos, pode ser explicada através do transporte por aves.

Na Bacia de Almada, Lana & Pedrão (2000 a, b) e Pedrão & Lana (2000), reportam a presença de dinoflagelados (*Subtilisphaera Alamadaensis*) em amostras de calha de dois poços, compreendendo 1575 exemplares no total, posicionados no Alagoas Inferior (biozona de palinomorfos P-230). A partir da identificação da nova espécie de dinoflagelados, acima citada, as autoras propuseram também a ecozona *Subtilisphaera*.

Segundo Jain & Millepied (1975) *apud* Pedrão & Lana (2000): “o gênero *Subtilisphaera* ocorre frequentemente em associações fitoplanctônicas de baixa diversidade e assembleias dominadas pelo gênero e com alta razão microplâncton/palinomorfos continentais podem ser interpretados como indicativos de ambientes marinhos rasos, de baixa salinidade, como estuários, lagunas e corpos d’água salobra”. Ainda de acordo com as autoras, a dominância deste gênero em ambientes marinhos restritos e a ocorrência também em ambientes marinhos francos (Lana, 1977), atribuem-se ao caráter eurihalino do gênero. Dominam ambientes estuarinos apresentando altas frequências e possuem grande capacidade de adaptação a ambientes instáveis, tolerando variações de salinidade, típicas de ambientes estuarinos/lagunares. Ambientes estressantes geralmente são ocupados por espécies eurihalinas, oportunistas, que se reproduzem rapidamente nos curtos períodos de melhoria das condições ambientais. Logo, o caráter oportunista do gênero responderia com sua instalação e proliferação ao estabelecimento de conexões de águas salinas, como ingressões marinhas (Pedrão & Lana, 2000).

Lana & Pedrão (2000b) propõem, portanto, que a presença dos dinoflagelados *Subtilisphaera Alamadaensis* na Bacia de Almada marca um bioevento em que o gênero oportunista teria florescido em virtude ao estabelecimento de conexões com água do mar, deste modo, representando um episódio de incursão marinha no Eoalagoas.

Posteriormente, Lana *et al.* (2004) realizaram análises geoquímicas nas mesmas amostras das quais foram recuperados os dinoflagelados e obtiveram tanto indicativos de ambiente lacustre, como marinho, destacando-se: alta concentração de matéria orgânica amorfa (autóctone), altos valores de carbono orgânico total e índice de hidrogênio, diminuição do aporte terrígeno, valores de menos negativos de O¹⁸ (indicando aumento da salinidade), composição isotópica de C¹³ da matéria orgânica tipicamente lacustre e biomarcadores desviados de uma composição lacustre típica. Análises moleculares também foram efetuadas e mostraram a presença de C30 esteranos, que são considerados biomarcadores derivados de algas marinhas, no caso, os próprios dinoflagelados. Por fim, os autores concluíram que houve uma alternância de sedimentação marinha e lacustre.

De acordo com Armstrong & Bresier (2005), dinoflagelados são em sua maioria marinhos, mas existem várias espécies que podem viver em lagunas, lagos e rios, pois possuem uma grande tolerância a variações de salinidade. As espécies pertencentes à Sub-Classe *Peridinoidea* (à qual pertencem os dinoflagelados encontrados na Bacia de Almada) podem ser encontradas em tanto em água doce, quanto salgada.

Ainda segundo Armstrong & Bressier (2005), há problemas inerentes à interpretação paleoecológica de dinoflagelados fósseis como, por exemplo: não é fácil relacionar o habitat ao táxon de formas pré-Quaternário, embora algumas linhagens possam ser traçadas em certos casos; os cistos de dinoflagelados podem afundar e se deslocar, de modo a serem preservados em profundidades e condições além de seu limite de tolerância.

Adicionalmente, dinoflagelados ocorrem atualmente em lagos formados por bacias do tipo rifte, tais como Lago Malawi (Castañeda *et al.*, 2009), Lago Kivu (Sarmiento *et al.* 2006), Lago Victoria e Lago Baikal (Tilzer & Serruya, 2012) e também em contexto convergente, como o Lago Titicaca (Munawar & Talling, 2012). Outro fato significativo é que nestes lagos espécies endêmicas

(cuja linhagem não pode ser traçada e foram originadas no local em que ocorrem) são comuns, o que não descarta a possibilidade das ocorrências na Bacia de Almada também serem endêmicas.

No Lago Malawi, além da presença de dinoflagelados, também foram encontrados biomarcadores compostos por esteranos de cadeia longa (Castañeda *et al.* 2009), assim como na Bacia de Almada.

Dadas as características de dinoflagelados expostas acima e as evidências tanto de ambiente lacustre como marinho apresentados por Lana *et al.* (2004), via paleontologia e geoquímica, parece mais razoável que se demonstre evidências adicionais (tais como sedimentológicas e tectônicas), para que uma incursão marinha no Eoaptiano nas bacias brasileiras possa ser seguramente afirmada.

12.3 Discussão

Como mostrado ao longo deste item, o registro fóssil na Bacia de Sergipe-Alagoas é vasto, e aliado à ocorrências fósseis em bacias correlatas no Eoaptiano, é um dos aspectos importantes para a análise do ambiente de deposição dos evaporitos Horizonte e Paripueira, juntamente com aspectos tectônicos, sedimentares e geoquímicos.

Dentre os dados paleontológicos existentes na Bacia de Sergipe-Alagoas desde o Barremiano ao Aptiano (Figura 46), a entrada ou influência de águas marinhas fica clara a partir do Aptiano Superior (cerca de 115 Ma), relacionado à idade de deposição do evaporito Ibura, na Formação Muribeca, onde surgem diversas espécies de foraminíferos, amonóides, equinóides e nanofósseis calcários, dentre outras. Seguindo para o Albiano, a Formação Riachuelo continua mostrando diversidade e abundância em fósseis marinhos.

Já em relação ao final do Barremiano e Aptiano Inferior, incursões marinhas na Bacia de Sergipe-Alagoas em si e em algumas bacias vizinhas são sugeridas na literatura (e.g. Silva-Telles Jr. *et al.*, 1994; Lana & Pedrão, 2000 a, b; Távora *et al.*, 2013; Thompson, 2013; Thompson *et al.*, 2015), pois alguns fósseis considerados marinhos foram descritos. Entretanto, tais conexões com águas oceânicas não são tão claras quanto no Aptiano Superior e Albiano.

No intervalo de tempo em questão, fósseis considerados marinhos foram encontrados na Bacia de Sergipe-Alagoas, na Formação Morro do Chaves (Barremiano Superior – Aptiano Inferior, andar local Jiquiá), tais como conchas de bivalves e gastrópodes (Thompson, 2013), peixe (Gallo & Coelho, 2008) e foraminíferos, fragmentos de esponjas e briozoários (Távora *et al.* 2013). Na Bacia de Almada, foram registrados dinoflagelados (Eoalagoas) por Lana & Pedrão (2000 a, b) e na Bacia de Campos, Fm. Lagoa Feia (Jiquiá), foraminíferos foram relatados por Silva-Telles Jr. *et al.* (1994). Em relação às Formações Coqueiro Seco e Maceió (onde se encontram os evaporitos Horizonte e Paripueira), até o momento não há recuperação de nenhum fóssil considerado exclusivamente marinho.

Com relação aos fósseis marinhos citados acima, diversos questionamentos podem ser feitos, como por exemplo, em relação aos foraminíferos. Primeiramente, é usual que depósitos marinhos apresentem uma quantidade e diversidade muito grande de foraminíferos, que chama atenção facilmente. Ao contrário, as ocorrências destes na Formação Morro do Chaves (Bacia de Sergipe-Alagoas) e na Formação Lagoa Feia (Bacia de Campos) são ocorrências isoladas em meio a assembleia continental. Além disso, conforme exemplificado ao longo deste item, as mesmas espécies encontradas na Formação Morro do Chaves (*Cibicides e Ammonia*) ocorrem em lagos sem qualquer conexão com o mar ao redor mundo, tais como Lago Tecopa, no Vale da Morte, Califórnia, onde inclusive há depósitos de sal (Patterson, 1987) e Deserto do Saara (Levy *et al.* 1995). Há evidências de que os foraminíferos e pequenos seres marinhos possam ser transportados por aves (inclusive já foram encontrados em estômago de aves, Patterson *et al.* 1997). De Deckker (1977) ainda exemplifica que a colonização dos continentes pelos ostracodes pode ter ocorrido pelo mesmo processo e o papel das aves na colonização da vida na Terra, de um modo geral, é notória.

Outros fósseis também tidos como marinhos na Formação Morro do Chaves, como fragmentos de esponjas e briozoários, podem ser encontrados tanto em mares como lagos, e com apenas fragmentos de táxons não identificados, é difícil afirmar a origem marinha dos mesmos.

Em relação a fósseis de espécies extintas, como no caso de alguns peixes e moluscos descritos, é difícil afirmar que a origem seja seguramente

marinha. É necessário saber qual o motivo que levou a se considerar tal espécie marinha e evitar raciocínios cíclicos, como: o fóssil foi considerado marinho, por estar em sedimentos marinhos; logo, todo sedimento que contiver este fóssil será marinho.

É também importante ressaltar que bivalves e gastrópodes são comuns em lagos de bacias de rifte atuais (e. g. Lago Malawi, Lago Turkana e Lago Tanganika).

O mesmo questionamento, levando em conta bacias riftes atuais, pode ser feito em relação à ocorrência de dinoflagelados na Bacia de Almada, pois estes são comuns em lagos do Sistema de Riftes do Leste Africano e Lago Baikal, que possuem espécies endêmicas, conforme demonstrado por Castañeda *et al.* (2009), Sarmiento *et al.* (2006) e Tilzer & Serruya (2012). Ainda sobre a ocorrência de dinoflagelados na Bacia de Almada, dados geoquímicos de Lana *et al.* (2004), mostraram indicativos lacustres, e a presença do biomarcador C30 esterano, considerado marinho, também ocorre no Lago Malawi nos riftes africanos.

Olhando mais uma vez para sistemas de riftes atuais, um icônico exemplo de lago com fauna amplamente diversificada e com elementos considerados característicos de ambientes marinhos, é o Lago Tanganika, onde sua fauna compreende: peixes, gastrópodes, bivalves, ostracodes, sanguessugas, esponjas, camarões, caranguejos e fitoplâncton, dentre outros (Marijnissen, 2007). Além disso, uma de suas espécies de caranguejo causou polêmica entre pesquisadores, por ser considerada marinha e, deste modo, muitos afirmavam que houve uma conexão do mar com o lago (Moore, 1903). Porém, Von Sternberg *et al.* (1999) e Marijnissen (2007) mostraram por meio de estudos filogenéticos utilizando análises moleculares de DNA, que esta espécie provém de um ancestral terrestre e, apesar das semelhanças com a espécie marinha, houve uma evolução convergente e esta se desenvolveu no ambiente lacustre, sem qualquer contato com o oceano.

O exemplo do Lago Tanganika traz uma reflexão à tona sobre como seria interpretado o registro fóssil deste lago rifte após passados milhões de anos de sua evolução. A espécie de caranguejo tão semelhante a exemplares marinhos, seria utilizada para determinar uma incursão marinha?

Esses são exemplos de alguns questionamentos que devem ser feitos, além de se analisar a ocorrência de incursões marinhas por meio de um olhar mais abrangente e multidisciplinar, considerando-se também aspectos sedimentares e tectônicos conforme discutido ao longo desta dissertação.

13. CONSIDERAÇÕES ESPECÍFICAS SOBRE ASPECTOS GEOQUÍMICOS

Análises geoquímicas com o intuito de caracterizar os evaporitos Paripueira foram conduzidas por Florêncio (1996, 2001); Florêncio & Ribeiro-Filho (1998) e Florêncio *et al.* (2002) e basearam-se em análises inorgânicas para determinação de K, Na, Mg, Ca, SO₄, Cl, H₂O, Br e resíduos insolúveis; difração de raios x; isótopos de carbono; microscopia eletrônica de varredura para inclusões sólidas em halita e análises orgânicas de carbono orgânico total, pirólise, cromatografia e espectrometria de massa para biomarcadores. Análises geoquímicas dos evaporitos Horizonte não estão disponíveis na literatura.

Na determinação da volumetria dos elementos e compostos inorgânicos acima, destaca-se que os teores de sulfato ficaram abaixo de 0,25% e, portanto, não foram detectados pelo equipamento (Florêncio, 1996).

Nas análises de difração de raios x, dentre outros minerais identificados, detectou-se a presença de gipsita e de esfalerita, porém como traços em margas e folhelhos. A ausência de sulfatos formando camadas ou lâminas é praticamente total, seja na forma de gipsita ou anidrita (Florêncio, 1996).

Com relação às inclusões sólidas em halita, a maioria é formada por calcita, dolomita e ankerita, com também a presença de plagioclásio e quartzo. Nas inclusões carbonáticas foi verificado o zoneamento dos cristais, exibindo variação composicional que se alterna entre calcita e dolomita. Destaca-se que foi verificada a completa ausência de sulfatos (Florêncio, 1996).

Quanto às análises químicas de bromo, a relação de Br⁻ e cloreto pode ser expressa por um coeficiente de distribuição, que representa a porcentagem em peso de Br⁻ na salmoura a partir da qual precipitaram sais, de forma que este coeficiente representa a relação entre o conteúdo de bromo no precipitado e na salmoura e pode ser diferente para cada evaporito e até para um mesmo

mineral (Braistsch, 1971). Geralmente estes coeficientes são comparados com o coeficiente de bromo na água do mar.

Os teores de bromo dos evaporitos Paripueira apresentados por Florêncio & Ribeiro Filho (1998) mostraram duas fases distintas de salinidade, sendo a primeira uma fase de salinidade progressiva, com máximo 104 ppm de Br- e mínimo de 38 ppm de Br-, e a segunda de salinidade recessiva. De acordo com Florêncio (2001), e a diluição da salmoura na fase de salinidade recessiva seria uma consequência do afluxo de águas continentais, trazidas pelo alto teor de insolúveis contidos nas halitas, o que é reforçado também pela relação bromo/insolúveis e pela deposição de folhelhos imediatamente acima das camadas de sal. Ainda segundo este autor, apesar dessas halitas estarem relacionadas a um ambiente de baixa concentração que não permite a deposição de sais mais solúveis, os teores de bromo são compatíveis com halitas primárias, formadas a partir da evaporação da água do mar.

No entanto a definição de que teores de bromo indicam precipitação diretamente a partir da água do mar é controversa. Raup & Hite (1978) afirmam que o mínimo deve ser de 75 ppm de Br- para halita formada a partir da evaporação da água do mar, mas segundo Holser *et al.* (1972), a maioria das halitas de origem marinha possui teor de bromo entre 35 e 50 ppm. Adicionalmente, alguns autores como Hardie (1984), argumentam que o teor de bromo em halita isoladamente, não pode ser considerado um indicador preciso da origem marinha desses depósitos e ainda chama a atenção para a ocorrência de evaporitos não marinhos contendo concentrações de Br- superiores a 100 ppm.

Dentre as análises de geoquímica orgânica realizadas por Florêncio (2001) os valores de carbono orgânico total variaram entre 5,87% e 17,94%, sendo considerados bastante elevados; os resultados da cromatografia mostraram predominância de resinas e asfaltenos em relação às frações saturadas com os cromatogramas resultantes revelando razão pristano/fitano menor que 1. Esta razão pristano/fitano foi considerada um indicador de matéria orgânica marinha, pois Rodrigues e Takaki (1987) afirmam que quando a proporção de pristano é menor do que a de fitano, provavelmente a matéria orgânica é de origem continental e neste caso foi encontrado o contrário. No

entanto, de acordo com Peters *et al.* (2005), esta razão indica apenas se o ambiente seria oxidante ou anóxico hipersalino.

Os resultados obtidos por Florêncio (2001) para isótopos de carbono em amostras de folhelho indicaram valores entre -23‰ a -27‰ (PDB), considerados pelo autor como indicadores de ambiente de alta salinidade. Entretanto, seja um lago salgado ou um ambiente lagunar conectado com o mar, a salinidade será alta e, portanto, este não seria um indicador de precipitação a partir de água do mar.

Por fim as análises de biomarcadores apresentadas por Florêncio (2001), indicam abundância de terpanos, esteranos, metil-esteranos e compostos como gamacerano, que de acordo com autor, indicam um ambiente deposicional hipersalino. Florêncio (2001) afirma também que a indicação de ambiente marinho por biomarcadores, foi obtida por meio da análise de GC-MS (cromatografia com fase gasosa acoplada a espectrometria de massas), detectando presença de dinosterano (originado de dinoflagelados marinhos) e C30 regular esterano (derivado de algas marinhas do grupo das Chrysophyta). No entanto, dentre os dinosteranos, a classe 4 α -24-etilcolestanos é derivada de ambientes lacustres e a classe dos 4- α -23-24-trimetilcolestanos é derivada de ambientes marinhos (Peters *et al.*, 2005), mostrando assim que a presença de dinosteranos não é um indicador de ambiente marinho exclusivamente. Quanto à presença de esteranos de cadeia longa, estes ocorrem também no Lago Malawi, nos Riftes do Leste Africano (Castañeda *et al.*, 2009) em conjunto com dinoflagelados, indicando não ser também um biomarcador exclusivamente marinho.