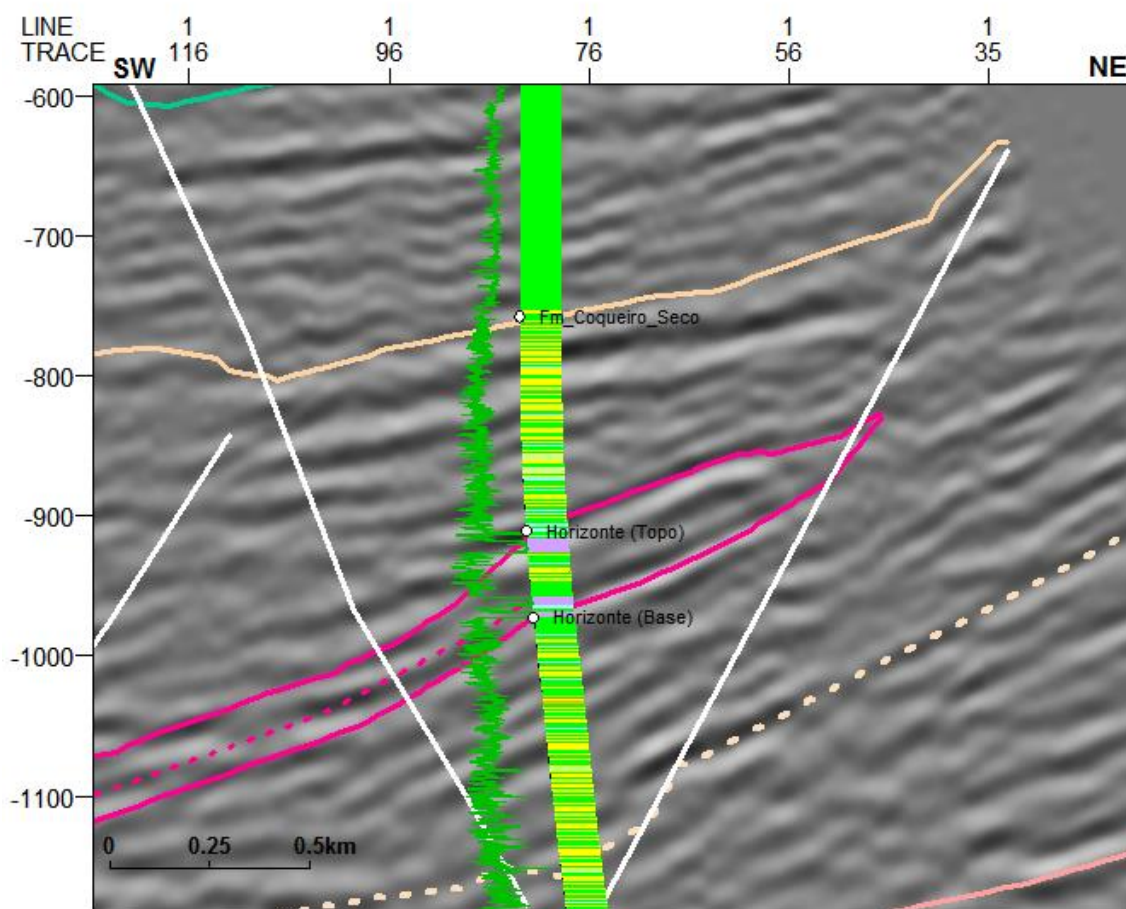


Na porção NE desta linha sísmica está localizado o poço 1-HZ-0001-AL passando pelos evaporitos Horizonte, que aparecem como refletores bem marcados. Uma visão de detalhe dos refletores correspondentes ao sal e sua correlação com os dados do poço pode ser vista na Figura 72. Seguindo este padrão de reflexões ao longo da seção, observa-se um pequeno espessamento na parte central entre duas falhas de alívio e afinamento nas pontas com terminação junto a outras duas falhas, também de alívio. Os horizontes tracejados entre a base e o topo do sal marcam possíveis camadas individuais de halita. Já o outro horizonte tracejado, denominado Coqueiro Seco Inferior, é o mesmo que foi interpretado na seção *dip* para marcar o início da atividade da falha antitética que aparece naquela linha.

Figura 72– Detalhe da amarração entre o poço 1-HZ-0001-AL e a seção sísmica 0027-1265, mostrando as litologias perfuradas pelo poço (halita em lilás) e o perfil de raios gama (em verde).



Fonte: A autora, 2016.

Como mencionado, as falhas que delimitam o sal ao longo do eixo alongado da bacia foram interpretadas como sendo de alívio, assim como as demais falhas inclinadas subparalelas a estas. As duas falhas mais profundas na Figura 71 são os traços das duas falhas de borda interceptando a seção e mergulhando para SE.

O motivo que levou a se interpretar as falhas transversais inclinadas como de alívio foi por serem internas à estrutura principal (semigraben do Baixo de Varela) e estarem acomodando a variação no rejeito no bloco baixo das falhas de borda. Estas possuem direção aproximadamente ortogonal às falhas de borda e também apresentam rejeitos normais.

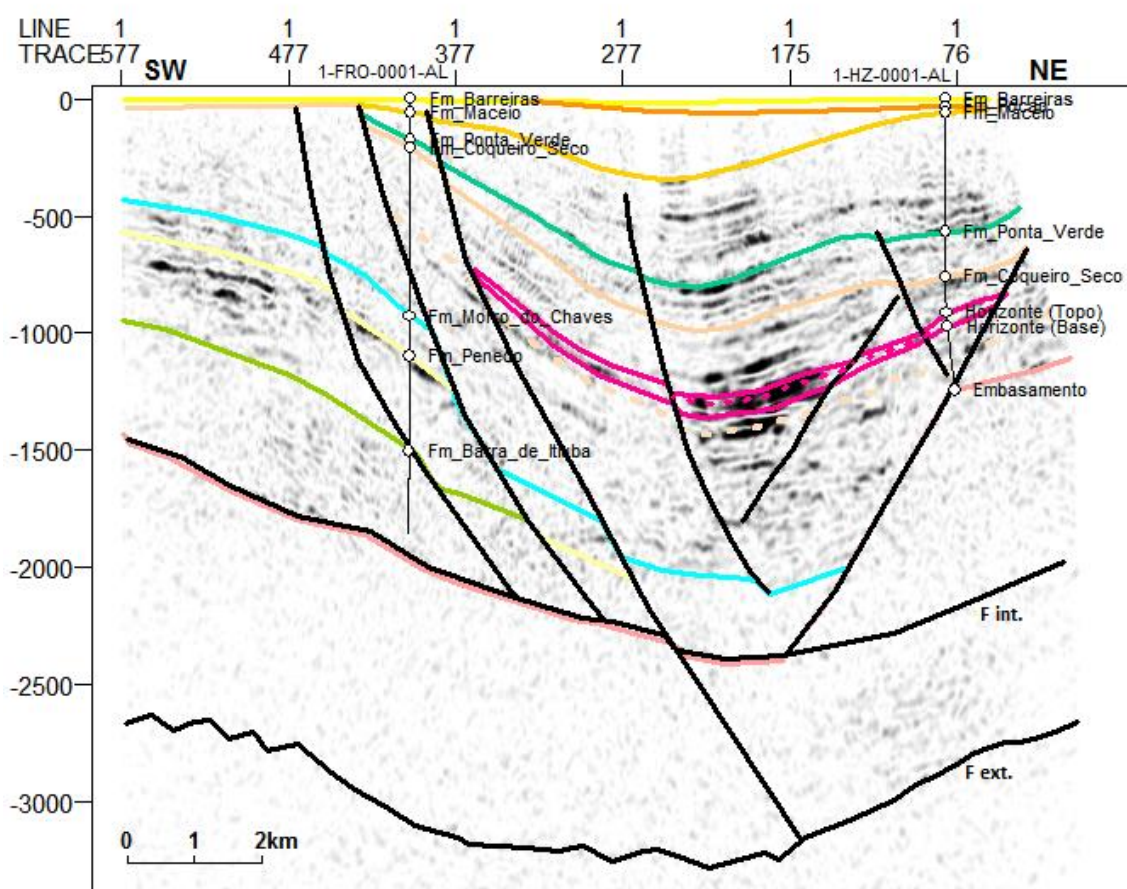
A magnitude dos rejeitos interpretados nas falhas de alívio da Figura 71 baseou-se na posição em que as camadas ocorrem nos poços em relação à posição em que ocorrem na linha *dip* que cruza ortogonalmente esta seção. Levou-se em conta também os deslocamentos de refletores observados e sempre respeitando a espessura e geometria das camadas e seguindo as premissas de balanceamento estrutural de seções. Por exemplo, o grande rejeito interpretado na falha de alívio que cruza o poço 1-FRO-0001-AL (Figura 71) se deve à posição em que as camadas ocorrem no poço e à manutenção da espessura da Formação Coqueiro Seco observada na parte central da seção, que advém da espessura que ocorre na seção *dip*.

Outra falha que apresenta rejeito bastante expressivo, superior a 1000 metros, é aquela que está mais a NE e passa pela base do poço 1-HZ-0001-AL (Figura 71). O que permitiu interpretar este rejeito foi o fato de o embasamento cristalino ter sido perfurado neste poço em posição bem mais rasa do que se encontra logo ao lado, na parte central da seção, onde nesta posição ocorrem ainda sedimentos, como confirma e a seção *dip* que a intercepta. No mesmo poço, logo acima do embasamento ocorre uma fina camada de conglomerado seguida pela Formação Coqueiro Seco.

Diante da constatação do embasamento raso pela perfuração do poço 1-HZ-0001-AL, outras interpretações que explicassem tal diferença de profundidades poderiam ser propostas, como por exemplo, que isto é dado apenas pela intersecção da seção com a falha de borda naquele local. Porém, para que esta opção fosse possível seria necessário que a falha de borda fosse

extremamente curva naquele local, o que é improvável, além de que o padrão de reflexões deveria ser contínuo e não haver uma quebra brusca de textura sísmica (Figura 73). Desta forma, em vez de se propor uma falha de borda que se curva quase 90°, foi proposta a existência de outra falha quase a 90°, que é uma falha de alívio.

Figura 73 – Seção sísmica em tempo da linha 0027-1265 com aplicação do atributo sísmico *Envelope*.



Legenda: F int: falha de borda interna e F ext: falha de borda externa.

Nota: A imagem mostra a quebra brusca do padrão de reflexão entre o trecho interpretado como embasamento e a região adjacente, justificando a interpretação da falha de alívio à direita da seção.

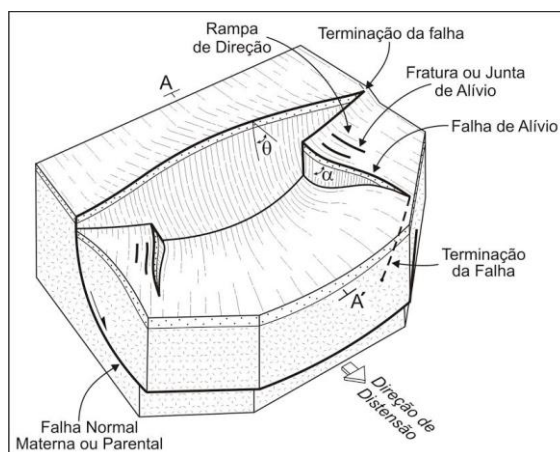
Fonte: A autora, 2016.

De acordo com o modelo de falhas de alívio proposto por Destro (1995), estas são comuns nas rampas do bloco baixo, as denominadas rampas de direção, que se formam próximo às terminações da falha normal principal, e nas quais o embasamento é mais raso que na parte central (Figura 74). Pela

interpretação dos dados, considera-se que o poço 1-HZ-0001-AL foi perfurado em uma *strike ramp* delimitada por uma falha de alívio de rejeito superior a 1000 metros (Figura 73).

O fato de ocorrer conglomerado e Formação Coqueiro Seco diretamente sobre o embasamento na *strike ramp* do poço 1-HZ-0001-AL mostra que até aquela idade, a estrutura poderia estar aflorante ou com pequena deposição, posteriormente erodida. Nos lagos Rukua e Malawi do Sistema de Riftes do Leste Africano esta situação também ocorre (Morley, 1999).

Figura 74 - Bloco diagrama mostrando os principais elementos estruturais relacionados à formação de falhas de alívio, entre eles a rampa de direção.



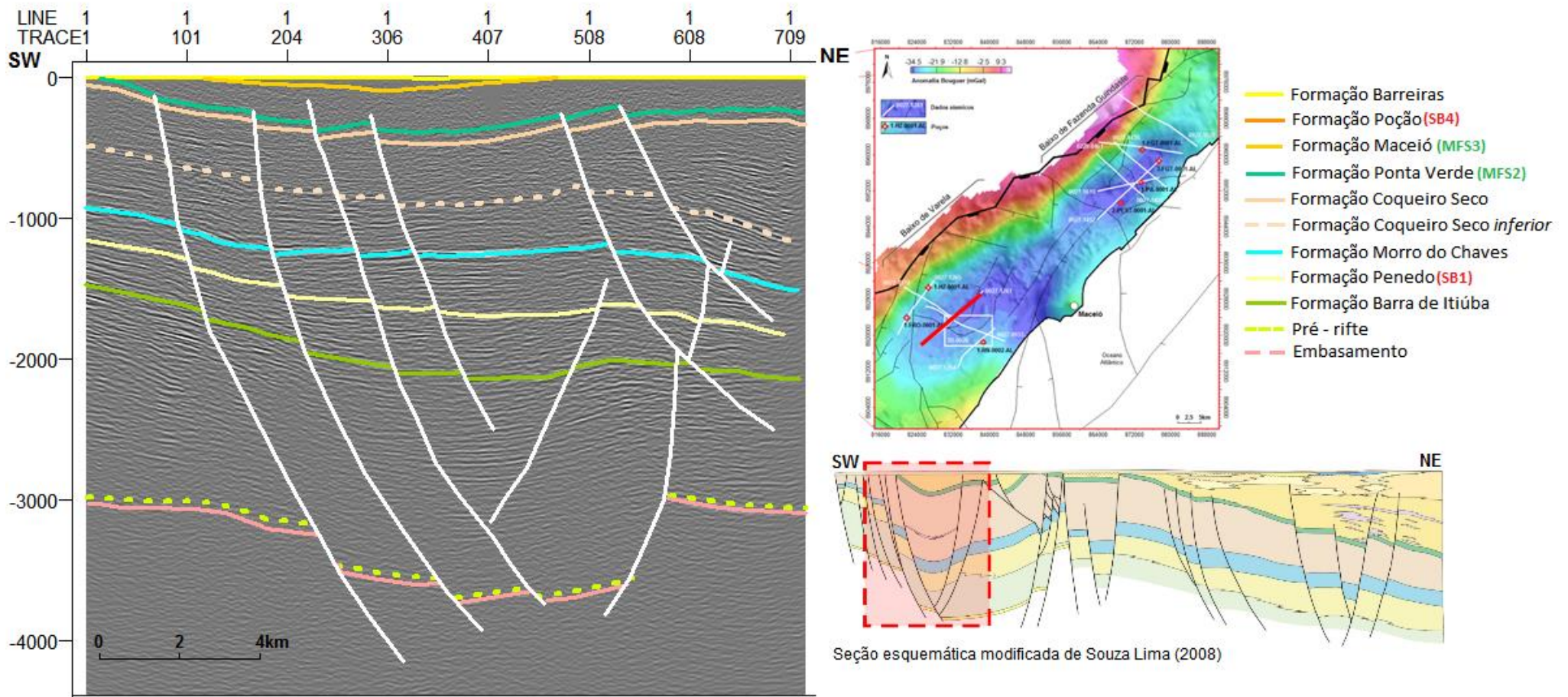
Fonte: DESTRO, 1995. Adaptada pela autora, 2016.

Além da seção sísmica 0027-1265, é apresentada a interpretação das seções 0027-1261 e 0027-1254 (Figura 75 e Figura 76) também posicionadas no *strike* da bacia, mostrando os mesmos horizontes e mesmo padrão de falhas. Estas seções são localizadas progressivamente mais distantes do principal depocentro do Baixo de Varela e mostram cada vez menos arqueamento dos estratos à medida que se afastam da falha de borda. Além disso, as falhas de alívio mostram diminuição nos rejeitos nesta direção. Na Figura 77, é possível ter uma visão tridimensional das seções sísmicas interpretadas no Baixo de Varela.

Desta forma, os evaporitos Horizonte ocorrem em um espaço delimitado por falhas (incluindo falhas de alívio, de borda e antitética), estando, portanto,

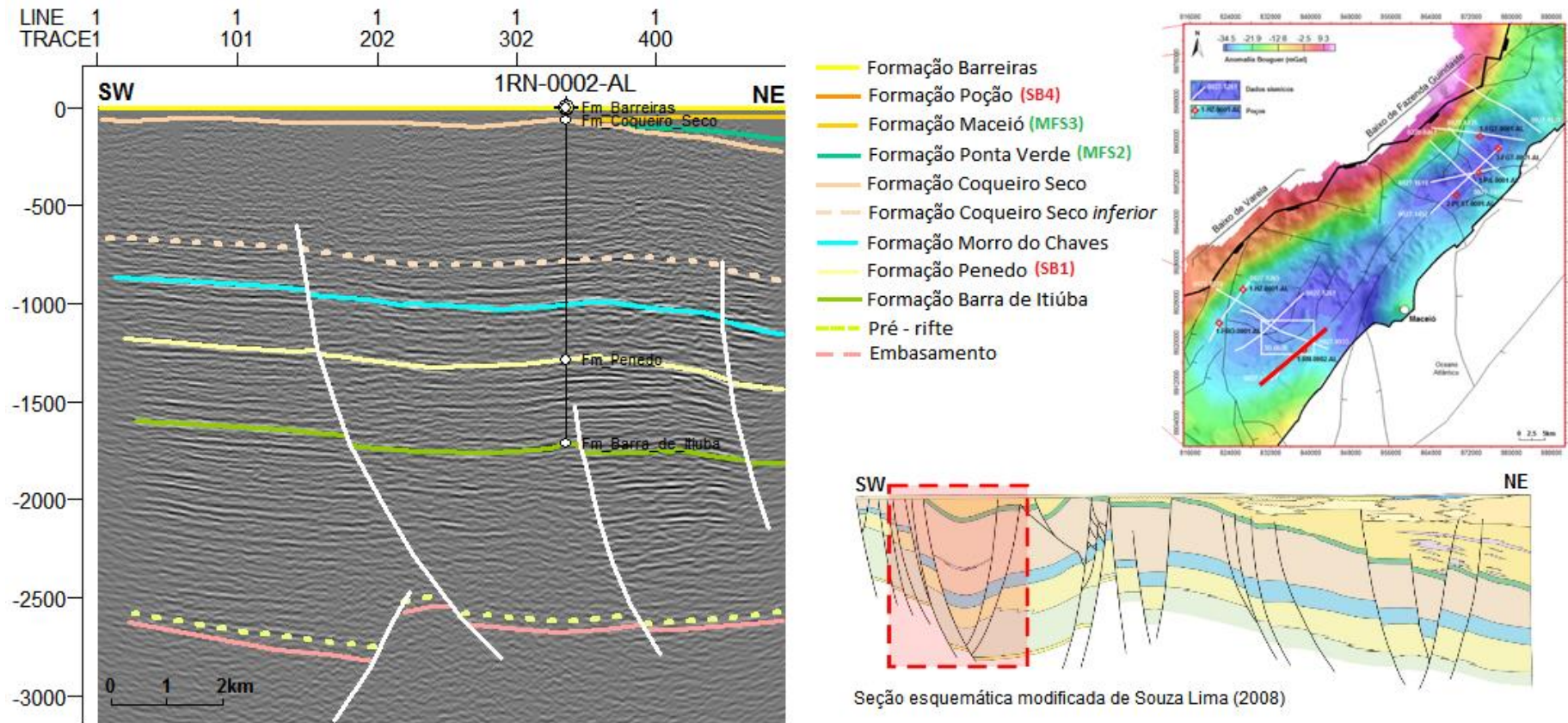
em um pequeno graben dentro do semigraben principal que é o Baixo de Varela (Figura 78). O local de deposição dos evaporitos Horizonte correspondeu no momento de sua deposição, ao ponto mais baixo e mais restrito possível deste trecho da Sub-Bacia de Alagoas (dados de restauração estrutural regional a seguir confirmam esta afirmação).

Figura 75 - Seção sísmica em tempo da linha 2D 0027-1261 localizada conforme mapa acima e mostrando os horizontes e falhas interpretados.



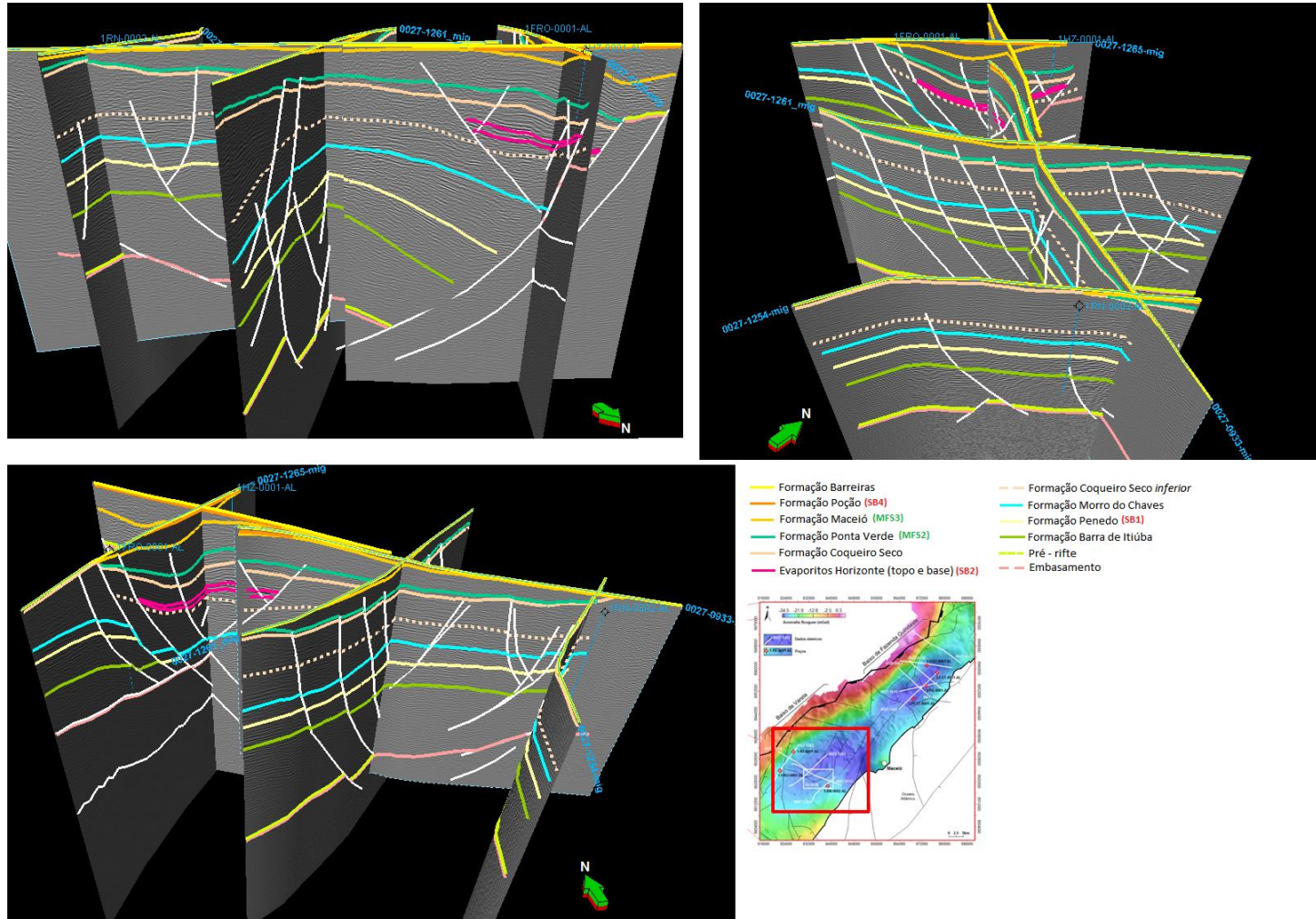
Nota: A posição aproximada desta linha no contexto regional dos Baixos de Varella de de Fazenda Guindaste está indicada na seção geológica.
 Fonte: A autora, 2016.

Figura 76 - Seção sísmica em tempo da linha 2D 0027-1254 localizada conforme mapa acima e mostrando os horizontes e falhas interpretados.



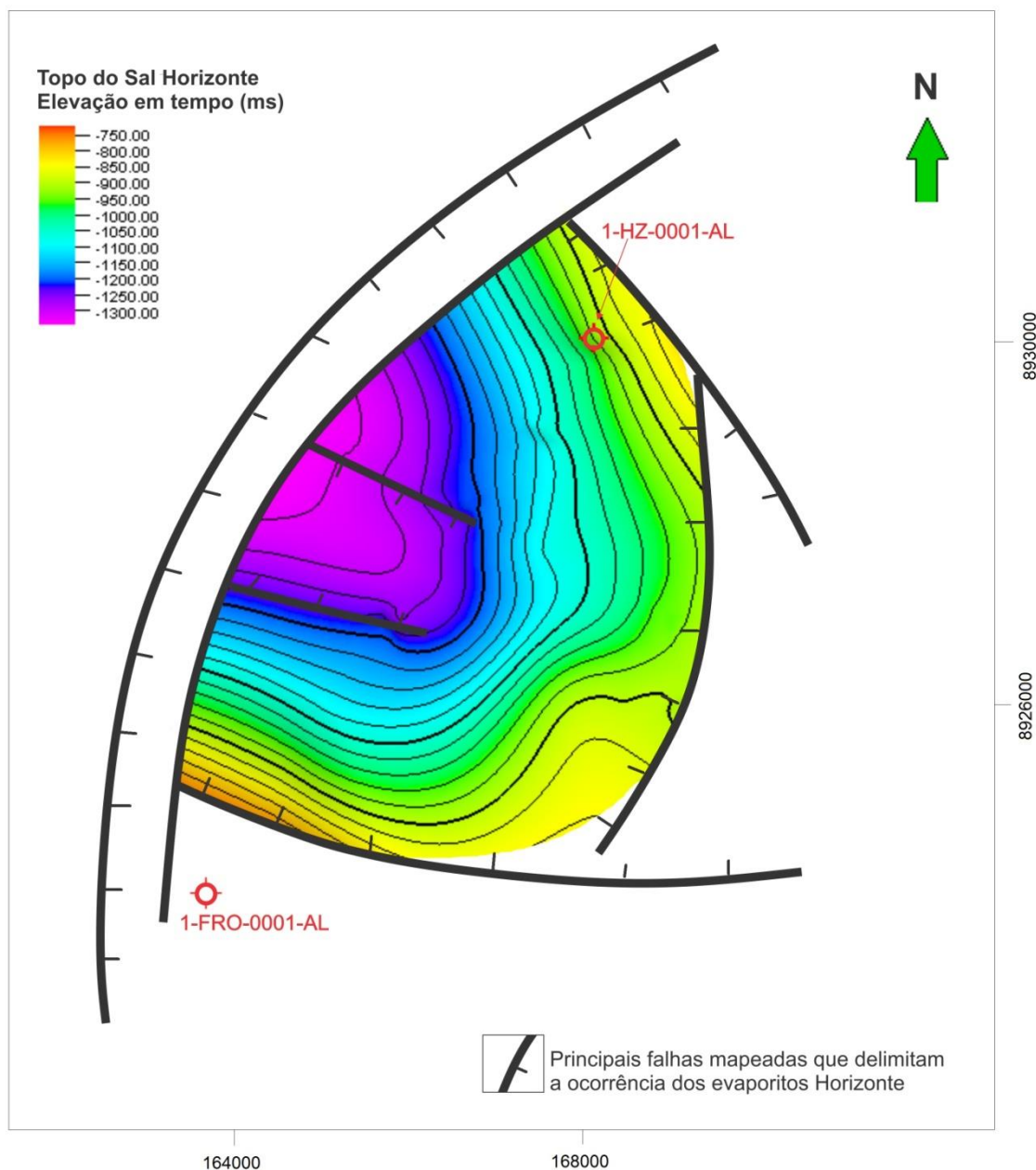
Nota: A posição aproximada desta linha no contexto regional dos Baixos de Varella de de Fazenda Guindaste está indicada na seção geológica.
Fonte: A autora, 2016.

Figura 77 – Visões tridimensionais das linhas sísmicas interpretadas na região do Baixo de Varela.



Fonte: A autora, 2016.

Figura 78 – Mapa estrutural (em tempo) do topo dos evaporitos Horizonte gerado a partir da interpretação das linhas sísmicas e principais falhas mapeadas que o delimitam.



Fonte: A autora, 2016.

14.2.3 Modelo tectono-estratigráfico proposto

Com base nos resultados obtidos sobre a estratigrafia e a tectônica do Baixo de Varela e dos evaporitos Horizonte, foi proposto um modelo tectono-estratigráfico que visa elucidar sua história evolutiva. A Figura 79 sumariza o modelo proposto em sete estágios de evolução, apresentando blocos-diagrama que representam a geometria do espaço deposicional e seções geológicas

esquemáticas longitudinais e transversais à estrutura, que mostram o padrão do preenchimento sedimentar.

O estágio (1) da Figura 79 representa a evolução do Baixo de Varela durante a deposição do trato de sistemas transgressivo da Sequência 2, na Formação Morro do Chaves. Neste estágio já havia se formado o semigraben do Baixo de Varela e as Formações Barra de Itiúba e Penedo já haviam sido depositadas e o ambiente deposicional passava de fluvio-aluvial para lacustre. O bloco-diagrama da geometria do espaço deposicional mostra a falha de borda e as falhas de alívio já existentes e atuantes neste momento. Na porção NE deste modelo está a rampa de direção, que provavelmente estava exposta ou recebendo apenas deposição muito pouco expressiva. As seções a-a' e b-b' representam o preenchimento sedimentar no Baixo de Varela nesta fase de sua evolução. Lavando-se em conta as fácies, o padrão de empilhamento estratigráfico e geometria dos estratos, interpreta-se que nesta fase o Baixo de Varela era um lago balanceado *sensu* Bohacs *et al.* (2000) (ver Figura 23).

O estágio (2) da Figura 79 mostra a fase correspondente à MFS 1 (*maximum flooding surface* 1), que marca a passagem do trato transgressivo para o regressivo da Sequência 2, na porção basal da Formação Coqueiro Seco. Nesta fase, com a continuidade do processo distensivo, a subsidência do bloco baixo do semigraben como um todo se acentuou, resultando na expansão do lago, de forma que seu nível de água ultrapassou a rampa de direção onde se situa o poço 1-HZ-0001-AL, registrando deposição sedimentar neste local pela primeira vez. No bloco diagrama e nas seções esquemáticas, as principais diferenças em relação ao estágio anterior são o aumento do rejeito das falhas e o registro deposicional sobre a rampa de direção. Nesta fase o lago seria ainda balanceado, de acordo com o modelo de Bohacs *et al.* (2000).

O estágio (3) da Figura 79 representa o momento de deposição dos evaporitos Horizonte (final do trato regressivo da Sequência 2). Entre o estágio anterior e este há o surgimento da falha antitética mapeada na sísmica, em resposta à contínua distensão da bacia e com a função de acomodar a deformação no *rollover* que está sendo gerado. Durante a deposição dos evaporitos Horizonte esta falha antitética estava ativa, controlando o espaço gerado para a deposição do sal, conforme é mostrado pelo espessamento de

suas camadas. A atuação conjunta das falhas de borda, de alívio e antitética acentuou fortemente a restrição fisiográfica da pequena área delimitada por elas, formando uma depressão isolada e de hidrologia fechada. A taxa de geração de espaço muito superior ao influxo de sedimentos e água, ocasionados por um clima árido, formaram um lago do tipo subpreenchido (*sensu* Bohacs *et al.*, 2000, Figura 24), que culminou com a deposição de sal. Portanto, o clima e a tectônica foram os fatores responsáveis pela deposição dos evaporitos Horizonte em um ambiente continental lacustre.

Conforme constatado pelo poço 1-HZ-0001-AL, a deposição da halita não se deu por uma camada única e contínua, mas sim por uma sucessão de camadas com intercalações de siliciclásticos e carbonatos, formando ciclos menores de preenchimento e ressecamento desta pequena depressão, regidos pela tectônica e clima. Esta sucessão corresponde às fácies evaporíticas descritas no modelo de lago subpreenchido de Bohacs *et al.* (2000), em que ciclos de raseamento e afogamento de alta frequência são comuns.

O estágio (4) da Figura 79 representa a fase evolutiva correspondente à deposição do topo da Formação Coqueiro Seco (trato transgressivo da Sequência 3). Este trecho acima dos evaporitos Horizonte passa a não mostrar mais espessamento contra a falha antitética, apesar desta ainda cortá-lo com pequeno rejeito. Isto evidencia que a movimentação da falha antitética se equilibrou com a da falha de borda; a depressão que havia entre as duas, onde foi depositado o sal, deixou de existir e o lago se expandiu, com deposição no semigraben do Baixo de Varela como um todo. Nesta fase, subsidência e aporte sedimentar voltaram a se equilibrar e o lago voltou a ser do tipo balanceado.

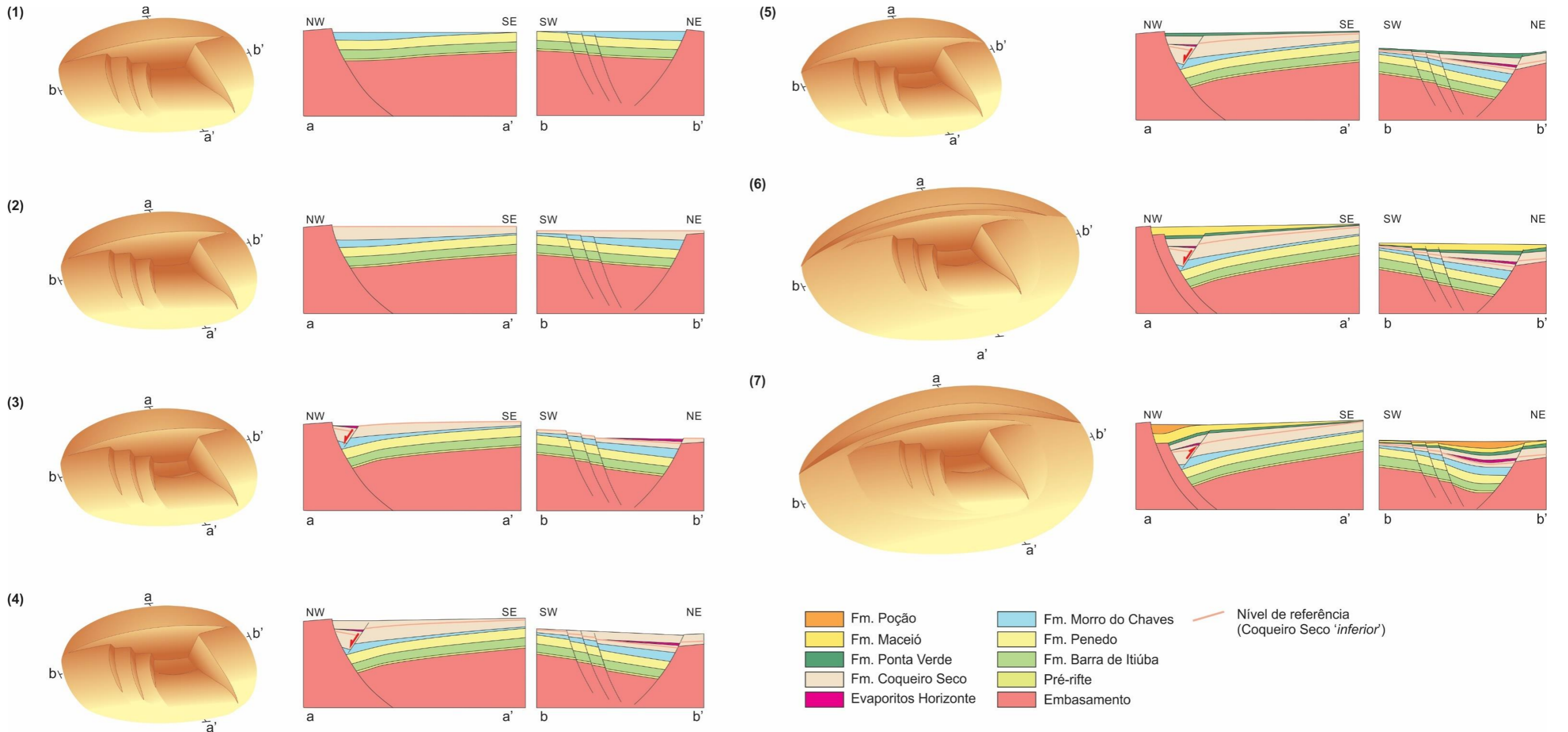
O estágio (5) da Figura 79 mostra a deposição da Formação Ponta Verde (Sequência 3, MFS 2). Esta formação é um marco estratigráfico regional, de ocorrência ampla na bacia e consiste em uma camada contínua e de espessura quase constante de folhelho. A interpretação estratigráfica dos poços mostrou que estes depósitos representam o estágio final do trato de sistema transgressivo, culminando com a *maximum flooding surface* 2 no topo desta formação, caracterizando, portanto, uma expansão do lago. Os fatores que levaram a isto são: a intensificação da atividade tectônica, causando a conexão das falhas de borda dos baixos estruturais relativamente isolados; e o

clima, que disponibilizou água e sedimentos, formando assim um lago mais amplo no eixo alongado da Sub-Bacia de Alagoas. Neste caso, o lago continuou sendo do tipo balanceado, no qual havia equilíbrio entre subsidência e aporte sedimentar.

No estágio (6) da Figura 79, está representada a fase evolutiva correspondente à deposição da Formação Maceió (final da Sequência 3 e início da Sequência 4). A principal mudança neste estágio no Baixo de Varela é o surgimento da falha de borda mais externa, pois na seção sísmica, foi constatado que a partir da base da Formação Maceió, as camadas recobrem a falha de borda mais interna. O trecho final da Sequência 3 em seu trato de sistemas regressivo, compreende a intercalação de folhelhos e carbonatos, que correspondem à deposição dos evaporitos Paripueira que estão sendo precipitados no Baixo de Fazenda Guindaste neste momento. Enquanto o lago do Baixo de Fazenda Guindaste era um lago do tipo subpreenchido, o lago do Baixo de Varela era um lago do tipo balanceado (de acordo com o modelo de Bohacs *et al.*, 2000, Figura 23).

No estágio (7) da Figura 79, representa-se a fase de deposição da Formação Poção (Sequência 4, trato de sistemas regressivo), composta por conglomerados. Como visto nas seções sísmicas, os depósitos desta formação apresentam significativo espessamento contra a falha de borda mais externa e mostram que neste estágio houve grande atividade desta estrutura. Foi esta intensa movimentação da nova falha de borda que gerou o atual basculamento visto nos evaporitos Horizonte e reativou a falha antitética, como indicado pelo pequeno deslocamento da Formação Ponta Verde. Mesmo com grande atividade tectônica, gerando espaço de acomodação, o aporte sedimentar foi suficiente para preencher todo o espaço deposicional e causar progradação da borda do lago, caracterizando um estágio de lago superpreenchido.

Figura 79 – Modelo tectono-estratigráfico proposto para o Baixo de Varela.



Nota: Os blocos-digramas representam a geometria do espaço deposicional com as principais falhas reconhecidas e seções geológicas esquemáticas nas direções NW-SE e SW-NE para cada estágio. As seções geológicas indicam seções *dip* à esquerda e seções *strike* à direita.
 Fonte: A autora, 2016.

14.2.4 Baixo de Fazenda Guindaste e evaporitos Paripueira

14.2.4.1 *Apectos tectônicos observados nos dados sísmicos e de poços*

Para a área do Baixo de Fazenda Guindaste, foram interpretadas 3 linhas sísmicas 2D na direção do *dip* da bacia, 1 na direção *strike* e mais 2 em direções oblíquas diversas, sendo que a interpretação se baseou na amarração destas linhas com 4 poços (2-PEST-0001-AL, 1-PA-0001-AL, 3-FGT-0003-AL e 1-FGT-002-AL) (Figura 1).

Assim como no Baixo de Varela, na área do Baixo de Fazenda Guindaste a interpretação sísmica dos horizontes também se baseou em litoestratigrafia, por serem estes os únicos marcadores disponíveis nos dados de poços obtidos para este estudo. Iniciando-se pela linha sísmica 0027-1427 (Figura 80), que é a linha mais a sul dentre aquelas orientadas no *dip* da bacia, disponíveis para o Baixo de Fazenda Guindaste, esta mostra a interpretação do topo da Formação Maceió, topo, base e alguns níveis intermediários dos evaporitos Paripueira (trazidos pela amarração com a linha 0027-1452, onde se localizam a maioria dos poços). Nesta seção sísmica é possível observar que a sequência correspondente aos evaporitos Paripueira é bastante espessa (vide espessuras de cada poço na Tabela 15) e possui geometria tabular, sem crescimentos significativos de seção contra as falhas. No trecho mais proximal dos evaporitos Paripueira, próximo a falha de borda, pode haver intercalação e/ou variação lateral com os sedimentos aluviais advindos das escarpas falhadas dos riftes, de forma que neste trecho os refletores mostram menor contraste de amplitudes.

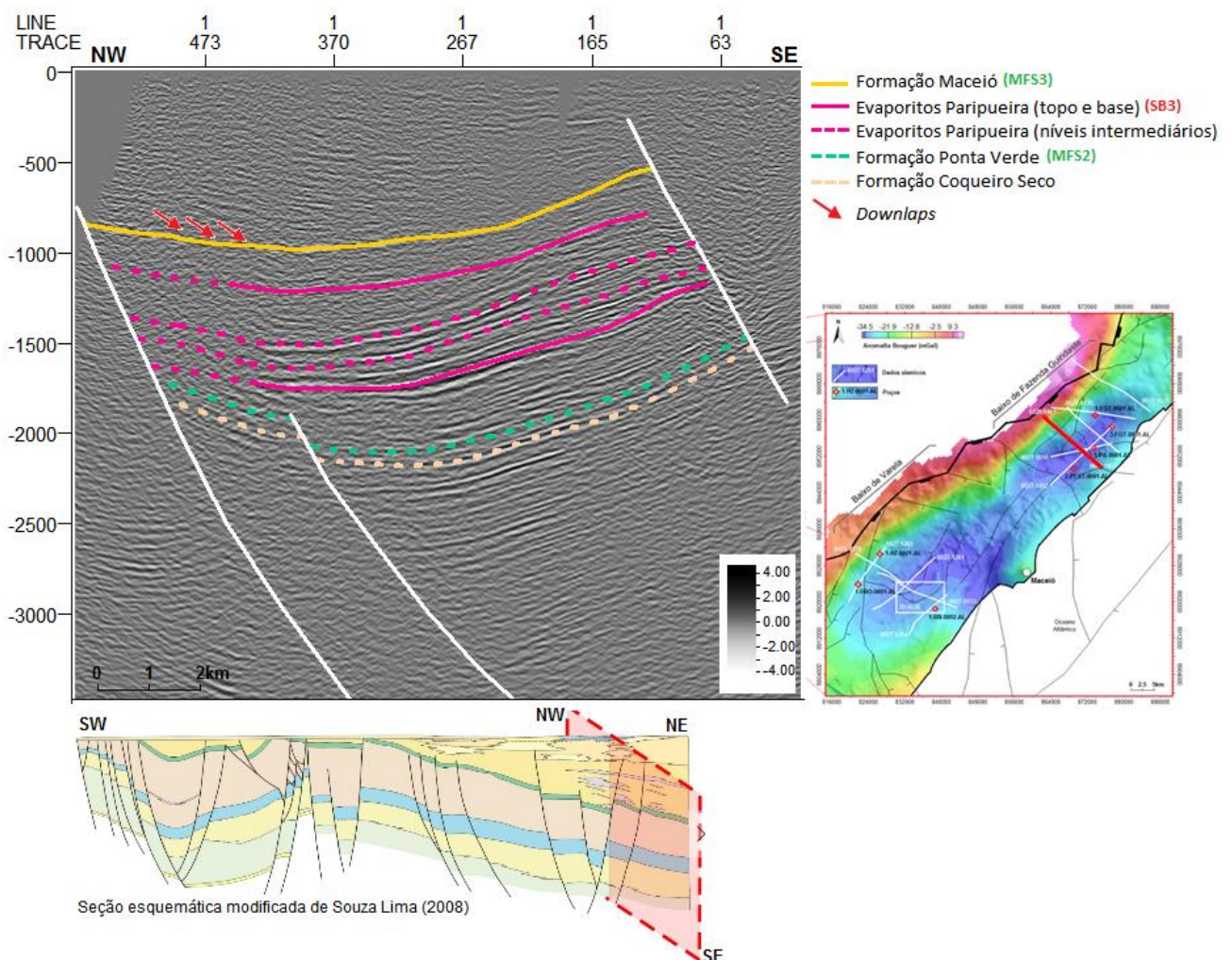
A interpretação do topo do embasamento e das falhas de borda nesta região foi baseada no contraste dos padrões de reflexão e, além disso, o posicionamento da falha principal foi também balizado pelo posicionamento desta em mapas geológicos publicados para a área em questão. Nesta seção sísmica, assim como na maioria das demais interpretadas neste trabalho, foram reconhecidas mais de uma falha de borda, sendo uma mais interna e uma mais externa, formando um degrau (Figura 80). Há indicativos de que a falha de borda mais externa seja mais nova, assim como ocorre no Baixo de Varela, mas a falta de marcadores estratigráficos nos poços que permitam o

reconhecimento dos refletores mais profundos na sísmica, impede que isto seja confirmado. Estas duas falhas mostram alto ângulo e geometria lístrica à medida que se aprofundam.

Ainda nesta mesma seção sísmica, foi interpretada uma falha sintética às falhas de borda, um pouco mais a leste, que também foi identificada nas outras linhas sísmicas próximas, onde inclusive, é mais facilmente mapeável. Conforme será mostrado mais adiante, a direção desta falha é NE-SW. A ocorrência de blocos escalonados em “dominó” limitados por falhas sintéticas à falha de borda principal no Baixo de Fazenda Guindaste também foi identificada em uma seção geológica regional publicada por Arienti (2006) e restaurada no item 14.2.5.

Figura 80 - Seção sísmica em tempo da linha 2D 0027-1427 localizada conforme mapa acima e mostrando os horizontes e falhas interpretados.

Nota: A posição aproximada desta linha no contexto regional dos Baixos de Varela de de Fazenda Guindaste está indicada na seção geológica.



Fonte: A autora, 2016.

Conforme verificado nos poços desta área, a Formação Poção ocorre além de lateralmente à Formação Maceió, também acima desta, com depósitos progradantes de conglomerados de borda de falha. A assinatura destes depósitos sobre a Formação Maceió pode ser notada pelos *downlaps* identificados na Figura 80. Essa sequência depositada a partir da Formação Poção passa a apresentar espessamento de seção contra a falha de borda, o que não é notado no trecho correspondente à Formação Maceió, mostrando uma atividade mais intensa da falha de borda externa em relação às outras, assim como identificado no Baixo de Varela para este mesmo intervalo.

Outra seção sísmica *dip* interpretada foi a 0027-1435 (Figura 81). Esta linha sísmica apresenta pior qualidade que as demais, porém ainda assim foi possível interpretar os horizontes e falhas pelo cruzamento com as linhas próximas e pela mudança nos ângulos dos refletores. Nesta linha também foi interpretado o topo da Formação Maceió, a base, o topo e níveis intermediários dos evaporitos Paripueira e as principais falhas (de borda e sintéticas).

Assim como na linha 0027-1427, na linha 0027-1435 também foi interpretada a mesma falha de borda principal do rifte e outras falhas sintéticas. O padrão de reflexão mais intenso relacionado ao sal dos evaporitos Paripueira e seus refletores que foram trazidos a partir da amarração dos poços foram reconhecidos até uma das falhas sintéticas, e após esta falha, já não se mostram mais presentes. Desta forma, o sal encontra-se limitado por esta falha sintética, enquanto que na linha sísmica anterior era limitado pela falha de borda mais externa.

Algo que se nota neste local, e que não ocorria na linha sísmica apresentada anteriormente, é que a Formação Maceió se apresenta arqueada, formando um anticlinal de *rollover*, gerado pelo basculamento ocorrido a partir da idade de deposição da Formação Poção. As duas falhas normais sintéticas identificadas na região do ápice do anticlinal possivelmente estão associadas à acomodação da deformação nesta crista, enquanto que a falha sintética mais externa é a mesma identificada na seção anterior, que limita blocos escalonados dentro do rifte.

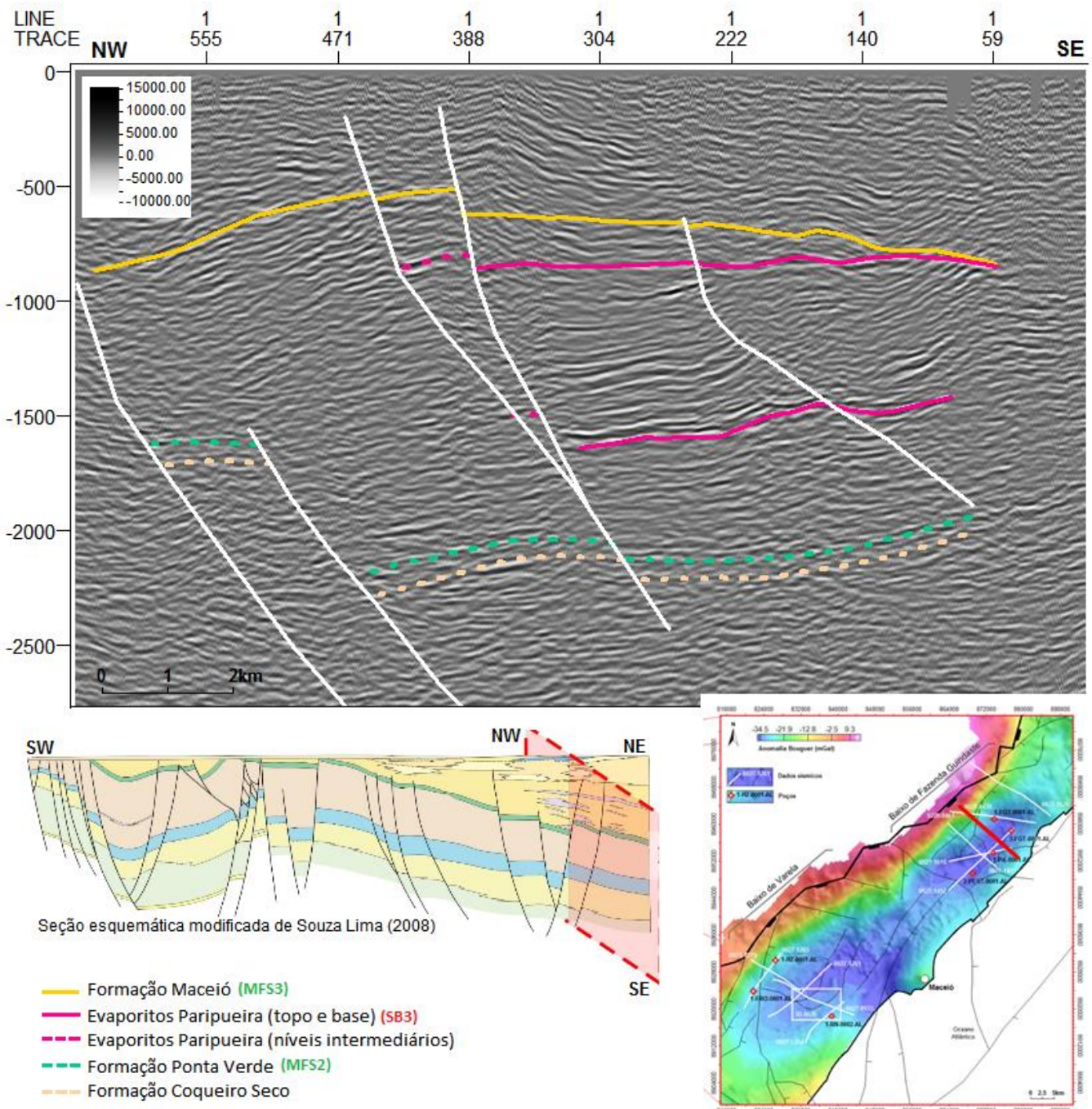
O fato de não ocorrer os depósitos de evaporitos no bloco falhado mais proximal como descrito acima, pode ser explicado pelo fato desta região, apesar de ser o bloco baixo da falha de borda principal, ter sido bloco alto em

relação à área logo a sul, onde passa a linha 0027-1427, pois há uma falha transversal (de alívio ou transferência) que separa estas duas regiões. A existência desta falha transversal será detalhada a seguir. Além disso, se o arqueamento das camadas e formação do anticlinal só ocorreu durante a deposição da Formação Poção, aquele bloco estava mais elevado e apresentava mergulho para SE durante a deposição do sal, e só depois teria passado a mergulhar para NW, o que dificultaria a deposição do sal, que ocorre nas porções mais baixas da bacia, onde está o corpo de água rasa.

Seguindo para norte, a linha 0220-0461 (Figura 82) mostra também o anticlinal de *rollover* identificado na linha anterior, porém devido à obliquidade com que é cortado por esta linha sísmica, aparenta ser mais alongado. Nesta seção não ocorrem mais as falhas normais sintéticas identificadas nas linhas apresentadas anteriormente, mas sim falhas antitéticas à falha de borda principal, com rejeitos significativos. Esta mudança na direção de mergulho das falhas, que passam de sintéticas para antitéticas, alinhadas em uma mesma direção implica na ocorrência de uma zona de transferência no trecho entre as linhas 0027-1435 e 0220-0461, conforme será mostrado no modelo tectono-estratigráfico a seguir.

É importante ressaltar que o poço 1-FGT-0002-AL, localizado no ápice do anticlinal da linha 0220-0461, atravessou 2750 m da Formação Maceió e não encontrou os evaporitos Paripueira. Nos blocos baixos das falhas antitéticas, não houve como verificar se ocorrem ou não estes evaporitos, devido à ausência de poços neste local que estivessem disponíveis para este projeto. No entanto, caso ocorram os evaporitos Paripueira neste local, provavelmente são corpos desconectados da ocorrência identificada nas outras linhas, por conta da barreira topográfica causada pela zona de transferência entre estes locais.

Figura 81 - Seção sísmica em tempo da linha 2D 0027-1435 localizada conforme mapa acima e mostrando os horizontes e falhas interpretados.



Nota: A posição aproximada desta linha no contexto regional dos Baixos de Varella de de Fazenda Guindaste está indicada na seção geológica.

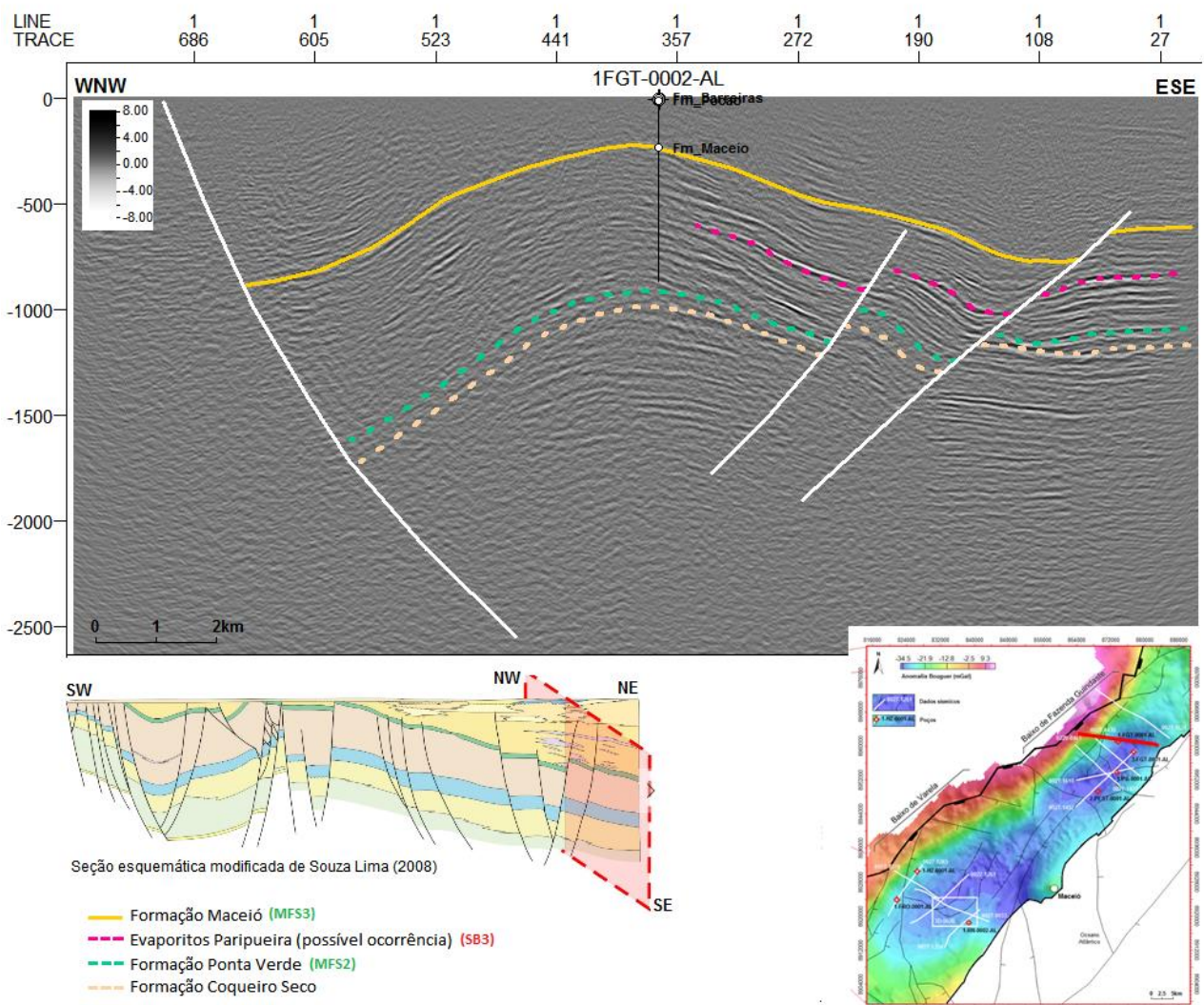
Fonte: A autora, 2016.

A linha sísmica *dip* mais distante das demais e mais a norte é a linha 0027-1628 (Figura 83), na qual ainda ocorrem as mesmas falhas antitéticas presentes na linha 0220-0461 (Figura 82), além de outras falhas sintéticas à falha de borda, formando um graben bem definido.

As falhas sintéticas ocorrem relativamente próximas à borda do rifte e como na maioria das linhas interpretadas neste trabalho, mostra o caráter escalonado da borda nesta região.

Pelo padrão de perda de reflexão na linha sísmica, foi identificada a provável posição do embasamento cristalino que indica que a falha sintética mais a leste, no interior do graben, seria mais nova e desloca inclusive as falhas antitéticas. Além disso, esta falha também desloca o topo da Formação Maceió, tendo sido ativa até pelo menos a idade de deposição da Formação Poção.

Figura 82 - Seção sísmica em tempo da linha 2D 0220-0461 localizada conforme mapa acima e mostrando os horizontes e falhas interpretados.



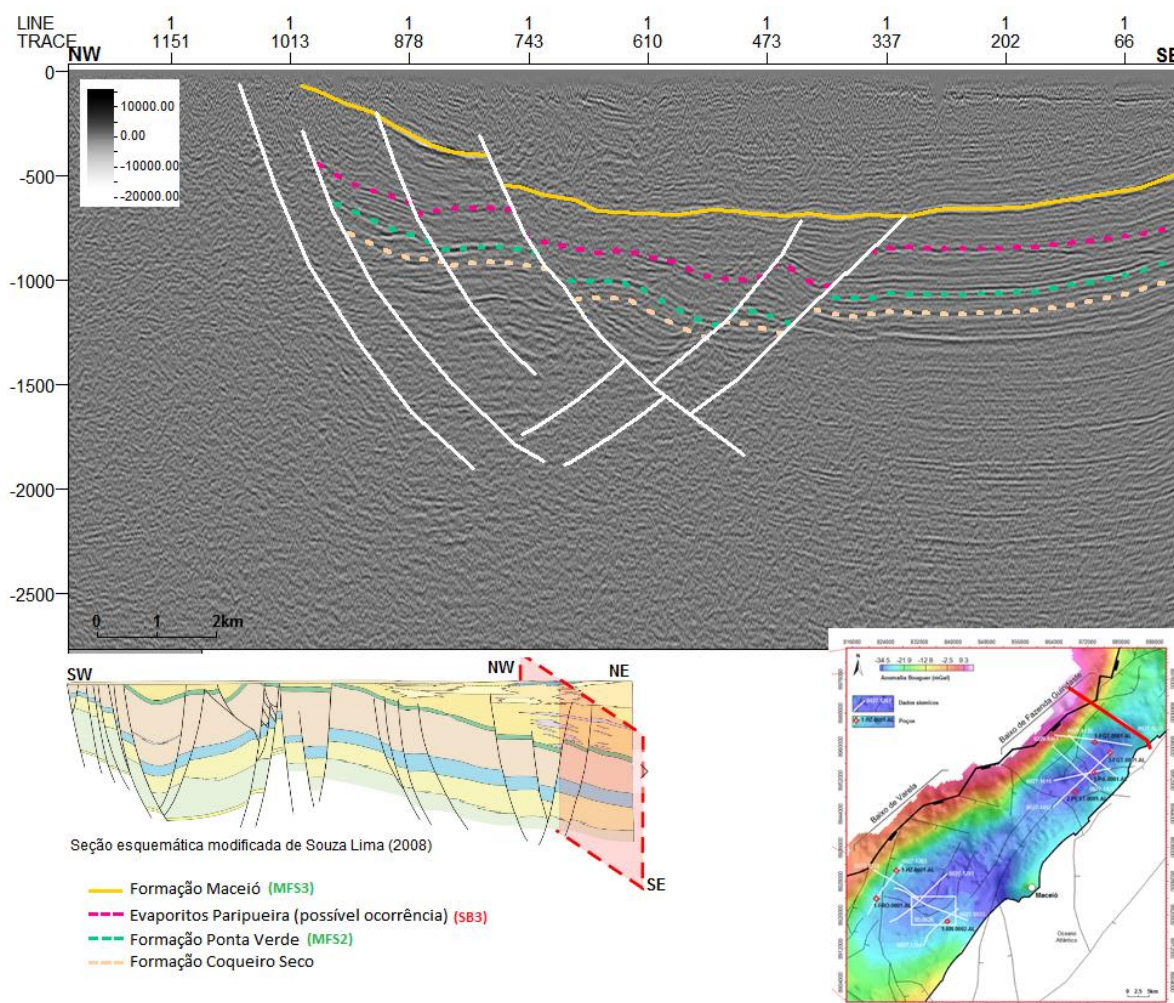
Nota: A posição aproximada desta linha no contexto regional dos Baixos de Varela de de Fazenda Guindaste está indicada na seção geológica.

Fonte: A autora, 2016.

Esta linha também mostra que nesta localização já não ocorre mais o anticlinal de *rollover* identificado nas seções anteriores e que nesta posição ocorre o graben citado acima.

As outras linhas sísmicas interpretadas estão orientadas no *strike* da bacia. A linha 0027-1452 (Figura 84) localiza-se junto aos três poços nesta região que perfuraram os evaporitos Paripueira e foram os pontos de amarração dos horizontes. Nesta linha é possível ver a espessa sequência dos evaporitos e sua variação lateral de espessura. Também foram destacados alguns níveis intermediários de sal dentro desta sequência, onde na região do poço 3-FGT-0003-AL foi reconhecida uma estrutura que se assemelha muito a uma almofada de sal sobre um plano de falha de baixo ângulo.

Figura 83 - Seção sísmica em tempo da linha 2D 0027-1628 localizada conforme mapa acima e mostrando os horizontes e falhas interpretados.

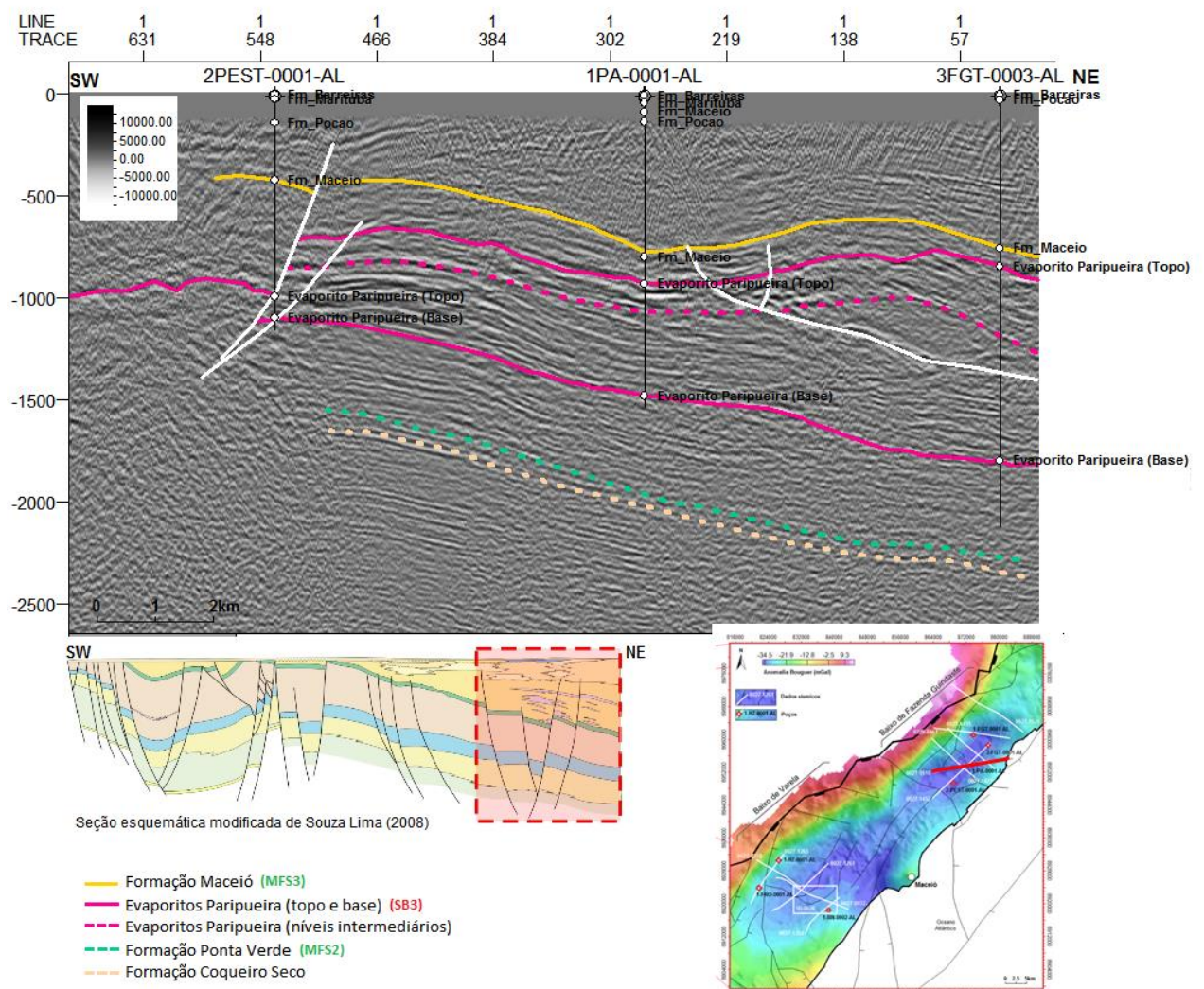


Nota: A posição aproximada desta linha no contexto regional dos Baixos de Varela de de Fazenda Guindaste está indicada na seção geológica.

Fonte: A autora, 2016.

Por esta ser uma seção strike, os planos de falhas a interceptam de uma maneira diferente das demais seções apresentadas anteriormente, que eram seções *dip*. A falha de baixo ângulo citada, por exemplo, é a mesma falha normal sintética que ocorre nas linhas 0027-1427 e 0027-1435. Já, as falhas que passam pelo poço 2-PEST-0001-AL apresentam alto ângulo nesta linha *strike*, o que indica que seriam fortes candidatas a falhas transversais ao rifte. Além disso, a posição desta estrutura coincide com uma falha transversal mostrada em mapas de trabalhos anteriores (e.g. Souza-Lima, 2008). Entretanto, apesar de ter sido aqui interpretada como falha transversal não há elementos, nestes dados, que permitam distinguir se seria uma falha de alívio ou de transferência.

Figura 84 - Seção sísmica em tempo da linha 2D 0027-1452 localizada conforme mapa acima e mostrando os horizontes e falhas interpretados.



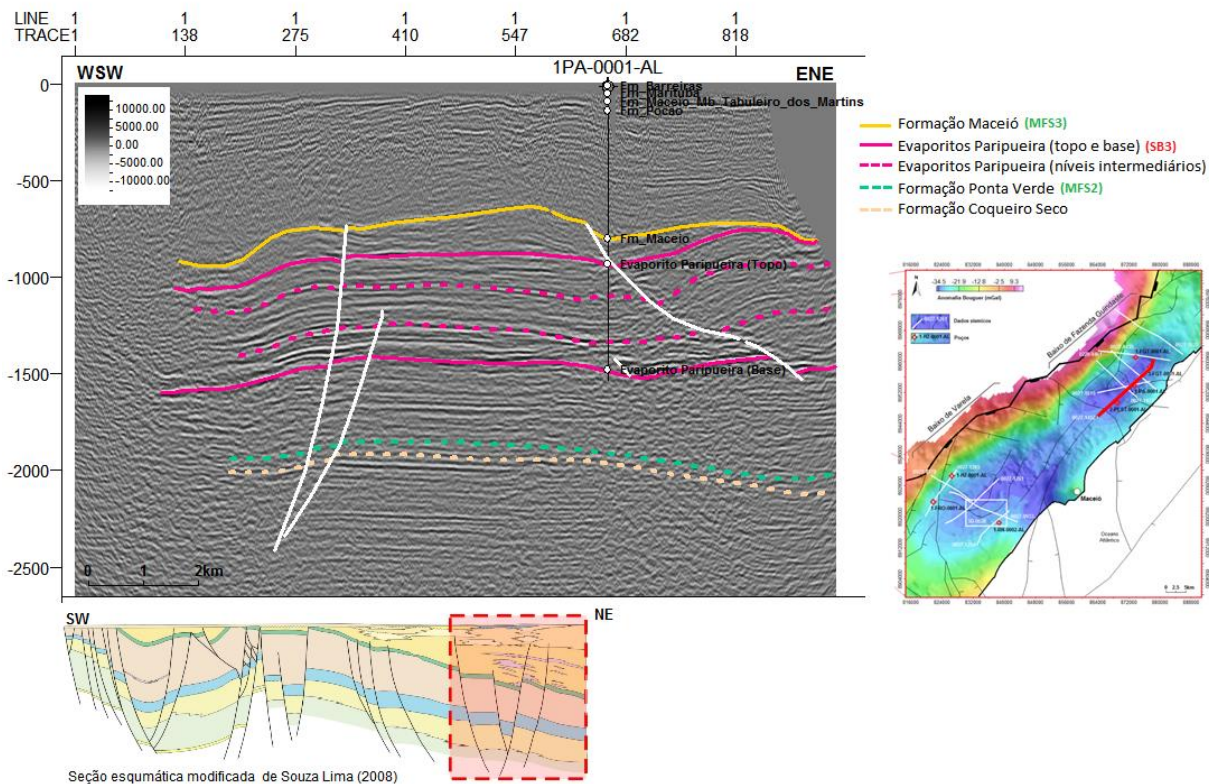
Nota: A posição aproximada desta linha no contexto regional dos Baixos de Varela de de Fazenda Guindaste está indicada na seção geológica. Fonte: A autora, 2016.

Como pode ser visto na Figura 84, a espessura dos evaporitos Paripueira no poço 2-PEST-0001-AL está totalmente condicionada à ocorrência destas duas falhas transversais, deixando claro o motivo da espessura encontrada neste poço ser menor em relação aos demais.

Por fim, foi também interpretada a linha 0027-1610 (Figura 85), de direção aproximadamente *strike*, com certa obliquidade. Esta linha cruza o poço 1-PA-0001-AL, o qual permitiu a interpretação dos horizontes de topo e base dos evaporitos Paripueira e o topo da Formação Maceió.

Nesta linha também se identificou uma falha normal lítrica com formação de *rollover* e um pouco de crescimento de seção próximo ao topo da Formação Maceió, que é a mesma falha sintética à borda do rifte identificada nas linhas 0027-1452, 0027-1427 e 0027-1435. Nesta mesma seção também ocorre um anticlinal amplo, que pode estar relacionado a outro *rollover* próximo à falha de borda do rifte.

Figura 85 - Seção sísmica em tempo da linha 2D 0027-1610 localizada conforme mapa acima e mostrando os horizontes e falhas interpretados.



Nota: A posição aproximada desta linha no contexto regional dos Baixos de Varela de de Fazenda Guindaste está indicada na seção geológica.

Fonte: A autora, 2016.

14.2.4.2 Modelo tectono-estratigráfico proposto

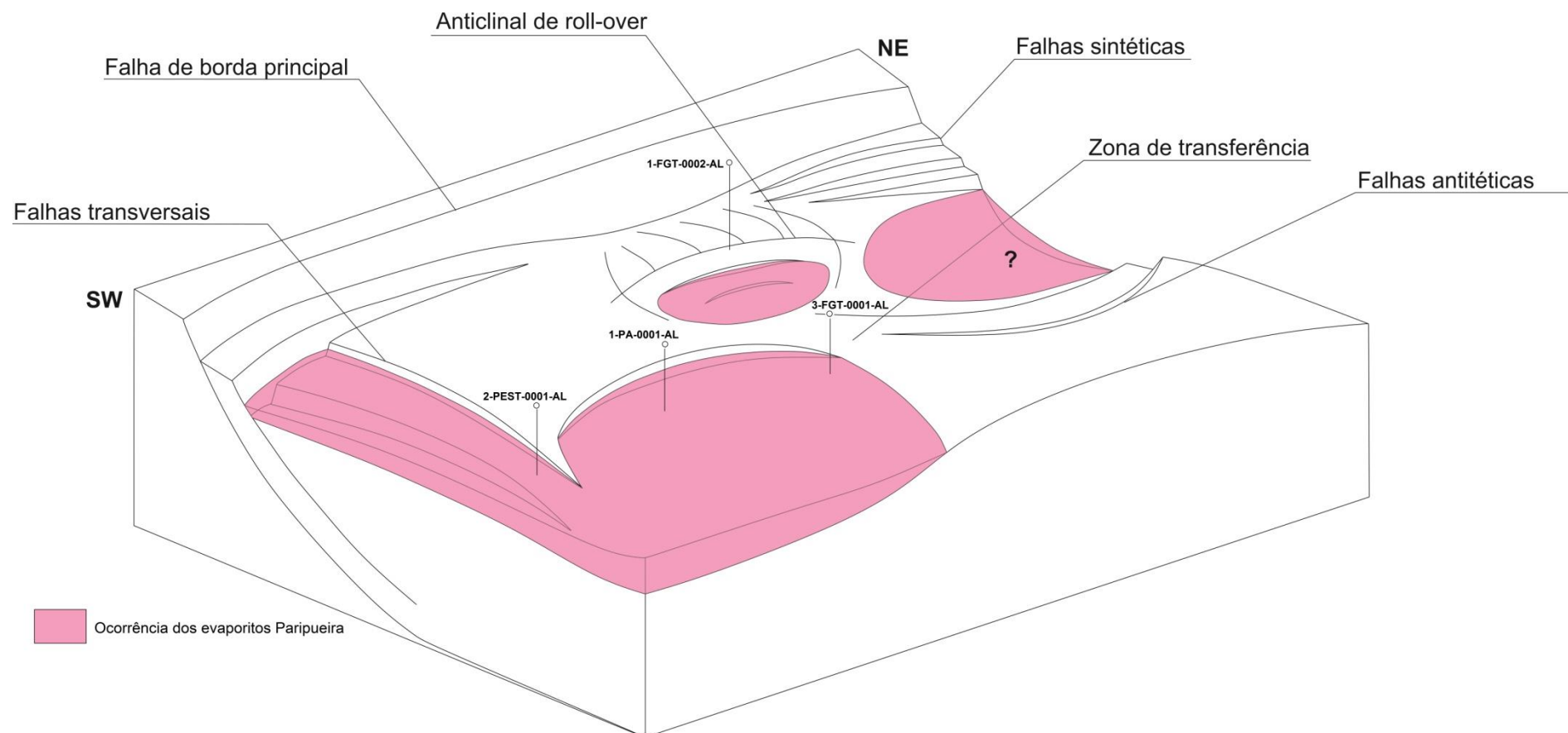
A partir da interpretação sísmica e dos poços na área do Baixo de Fazenda Guindaste, foi construído o bloco digrama da Figura 86, que visa elucidar a evolução tectonoestratigráfica nesta área durante a deposição dos evaporitos Paripueira.

Esta área de estudo era constituída por um baixo estrutural regional, formando um lago alongado na direção NE, controlado por diversas estruturas menores como falhas normais sintéticas, antitéticas e transversais (de alívio ou transferência) e anticlinais, que atuaram simultaneamente e de modo dinâmico ao longo da evolução do rifte. Como pode ser visto nas seções sísmicas interpretadas e na figura citada acima, a ocorrência dos evaporitos Paripueira restringe-se aos blocos baixos das falhas, assim como no Baixo de Varela, comprovando que a geração de espaço deposicional (associada ao clima) é essencial para permitir a restrição fisiográfica e deposição de evaporitos em ambientes lacustres. Desta forma, com intensa geração de espaço deposicional e clima seco, que não permite entrada de água e sedimentos suficientes no sistema, se formam lagos do tipo sub-preenchidos (*sensu Bohacs et al.*, 2000).

No Baixo de Varela, a deposição dos evaporitos Horizonte estava controlada por falhas de alívio, antitéticas e falhas de borda, mas no Baixo de Fazenda Guindaste a falha de borda principal parece ter exercido um controle mais restrito na deposição dos evaporitos Paripueira, haja visto que na maior parte da área estes estão limitados por outras falhas sintéticas, mais interiores ao graben, falhas transversais e zonas de transferência. De qualquer maneira, os evaporitos estão sempre concentrados na parte mais baixa da bacia na época de sua deposição.

Outra diferença entre os evaporitos Paripueira e Horizonte é que, os primeiros, ocorrem em área mais ampla e com espessura muito mais significativa, formando diversas camadas, mas isto se deve a paleogeografia do Baixo de Fazenda Guindaste que é mais complexo e maior que o Baixo de Varela.

Figura 86 – Bloco diagrama mostrando a geometria do espaço deposicional durante a deposição dos evaporitos Paripueira, com base nas principais estruturas mapeadas nas linhas sísmicas.



Nota: Os depósitos dos evaporitos Paripueira (em rosa) ocorrem nas áreas mais baixas e mais restritas.
Fonte: A autora, 2016.

14.2.5 Análise tectônica integrada dos Baixos de Varela e Fazenda Guindaste com base em restaurações estruturais

A evolução tectono-estratigráfica dos Baixos de Varela e Fazenda Guindaste e dos seus evaporitos foi mostrada separadamente nos itens anteriores, ao passo que aqui será analisada de maneira integrada por meio de restaurações estruturais de seções geológicas regionais. Essa análise foi importante para mostrar a relação tectônica e espacial entre os dois eventos evaporíticos.

O critério de escolha das seções geológicas utilizadas na restauração estrutural foi que estivessem disponíveis publicamente na literatura e que fossem regionalmente representativas, mostrando os locais de deposição dos evaporitos Horizonte e Paripueira.

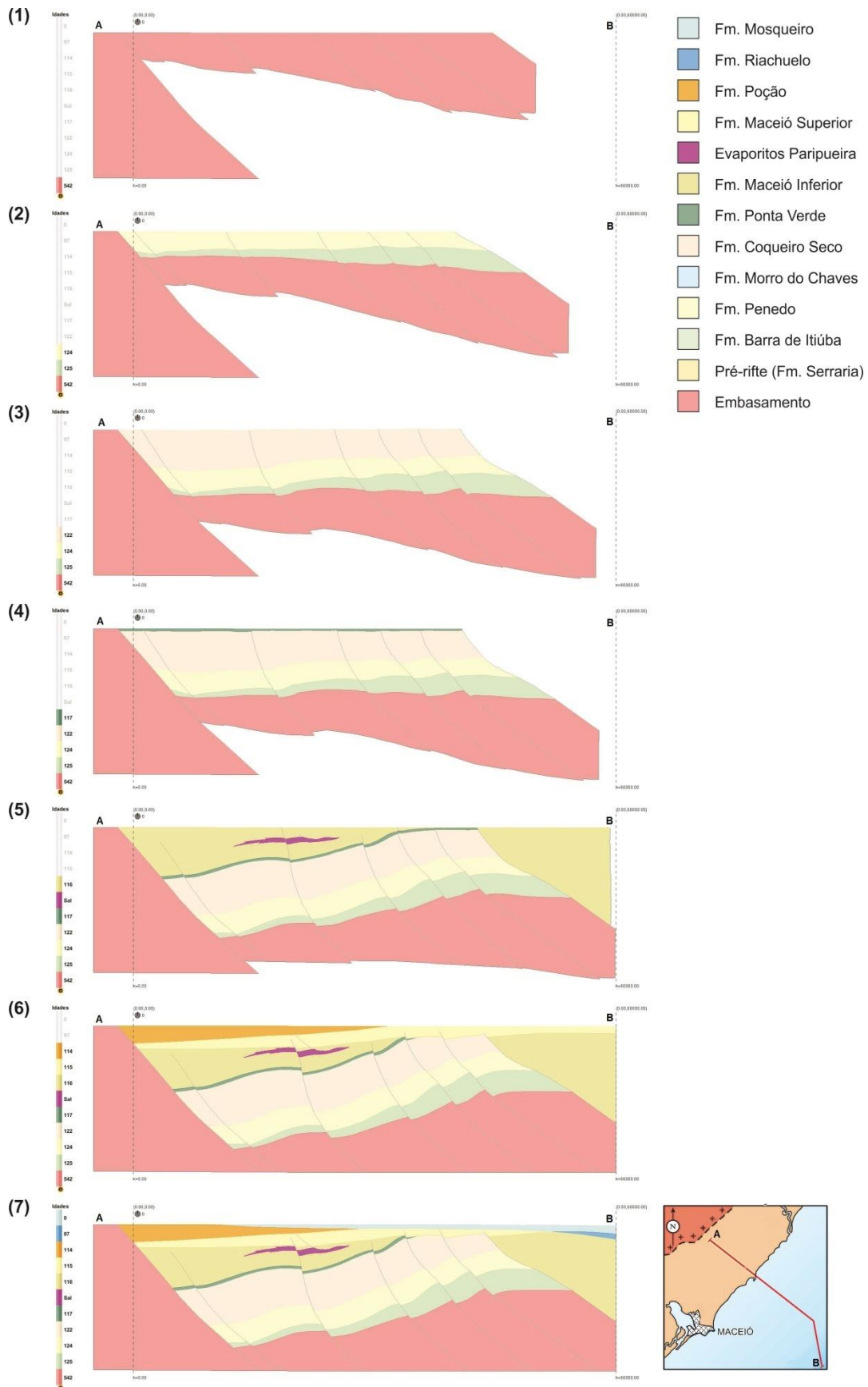
Vale ressaltar que nenhuma das seções sísmicas interpretadas foi utilizada nesta restauração, pois não tinham extensão suficiente para mostrar as duas áreas de estudo simultaneamente, além de estarem no domínio do tempo e não haver dados suficientes para convertê-las para profundidade. No entanto, a história evolutiva destas seções não deixou de ser apresentada, pois mesmo que de maneira esquemática, foram reconstruídas nos modelos de evolução tectono-estratigráfica dos itens anteriores.

A primeira seção geológica restaurada foi publicada por Arienti (2006) e cruza o Baixo de Fazenda Guindaste transversalmente, paralela ao *dip* da bacia, conforme o mapa de localização na Figura 87.

Cabe destacar que antes de se iniciar o processo de restauração estrutural por si só, algumas adaptações foram feitas na seção geológica original: (a) extensão da seção na direção NW, para além do marco inicial, com o objetivo de ter um ponto de referência mais claro, (b) separação da Formação Maceió em duas camadas, denominadas genericamente de Maceió Superior e Inferior, para possibilitar a restauração da discordância entre estas.

No cenário (1) da Figura 87 é apresentado o embasamento indeformado, previamente à deposição dos sedimentos da Bacia de Sergipe-Alagoas.

Figura 87 – Restauração estrutural da seção geológica regional publicada por Arienti (2006), posicionada no dip da bacia e passando pelo Baixo de Fazenda Guindaste.



Fonte: A autora, 2016.

Em seguida são depositadas as Formações Barra de Itiúba e Penedo, sendo que o cenário (2) da Figura 87 representa o momento de deposição do topo da Formação Penedo. Neste caso, foram restauradas as deposições das Formações Penedo e Barra de Itiúba de uma única vez, para evitar a formação de geometrias irreais, já que estas camadas apresentam-se interdigitadas nesta seção. O espaço que acomoda a deposição destas rochas é gerado pelo processo distensivo de criação da bacia, com o surgimento e movimentação da falha de borda. Também surgem algumas falhas normais sintéticas que afetam o embasamento e a Formação Barra de Itiúba com pequeno rejeito. As duas camadas ficam ligeiramente mais espessas em direção ao mar, onde o embasamento está um pouco mais rebaixado pelas falhas sintéticas.

No cenário seguinte (3) da Figura 87 ocorre a deposição da Formação Coqueiro Seco em resposta ao contínuo processo distensivo da bacia. A falha de borda segue movimentando-se, praticamente dobrando o rejeito observado no estágio anterior e as falhas sintéticas também atuam, apresentando aumento dos rejeitos e formação de blocos escalonados. Nessa fase os evaporitos Horizonte estão se depositando no Baixo de Varela, enquanto que no Baixo de Fazenda Guindaste ainda não há deposição de sal.

No próximo cenário (4) da Figura 87 é representada a deposição da Formação Ponta Verde, que ocorre com espessura praticamente constante, ocupando o espaço gerado pelo movimento da falha de borda.

O cenário (5) da Figura 87 mostra o estágio correspondente à deposição do topo da Formação Maceió (Inferior), na qual foram depositados os evaporitos Paripueira. Neste estágio ocorreu grande deslocamento da falha de borda, causado pela rotação de um sistema de dominó distensional, como evidenciado pelo basculamento dos blocos escalonados separados pelas falhas sintéticas e pelo significativo aumento de espessura da Formação Maceió junto à falha de borda. Uma espessura muito expressiva de sedimentos da Formação Maceió também passa a ser observada junto à Falha de Alagoas Mar, que provavelmente também participou deste sistema de rotação. O rejeito desta falha, pode estar exagerado, pois é aparente devido à mudança de direção da seção. Outra característica importante a ser destacada é que o baixo de Fazenda Guindaste funcionava como um depocentro restrito nesta época, isolado do bloco baixo da Falha de Alagoas Mar pelos blocos do

sistema de domínios mais elevados. Isto evidencia o controle tectônico na deposição dos evaporitos Paripueira, causando a restrição necessária para a deposição de sal.

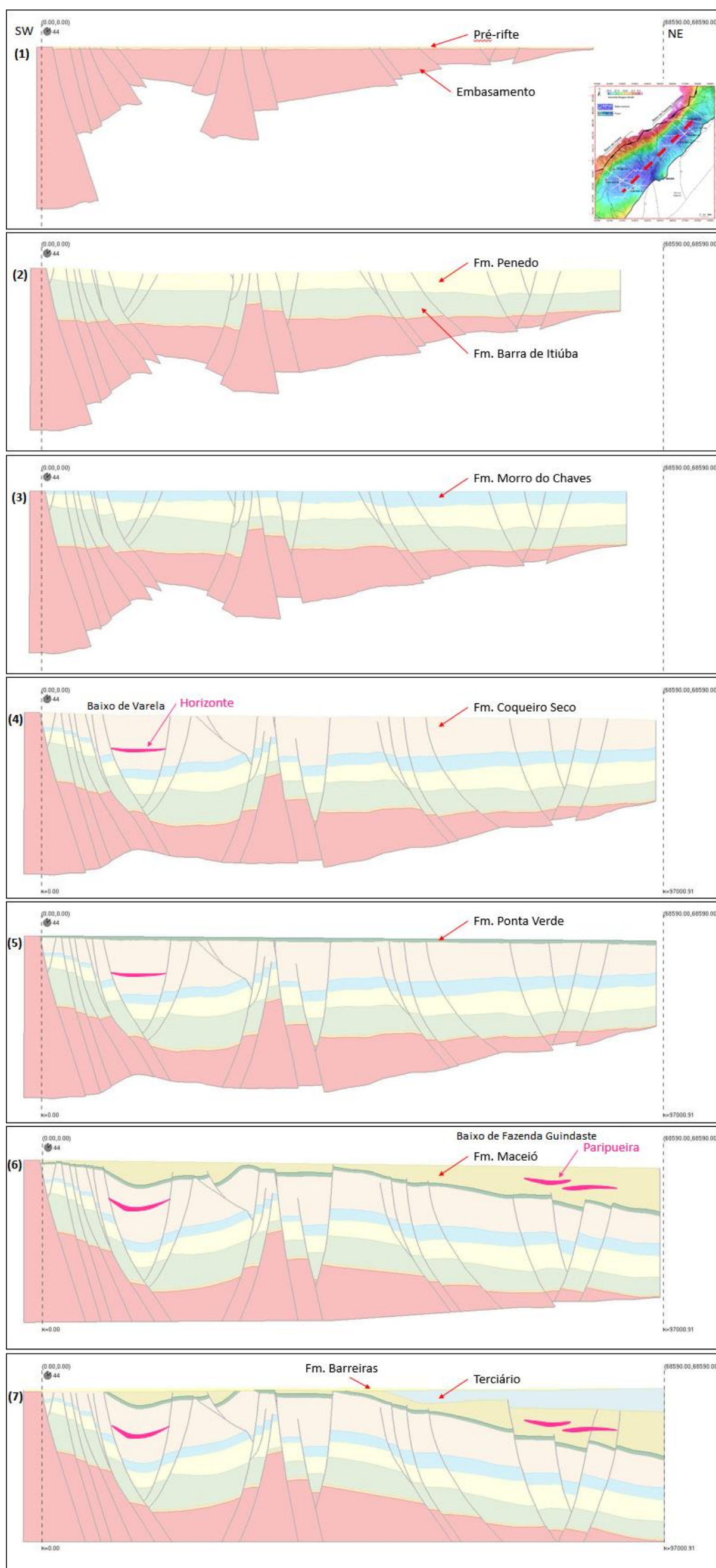
Na sequência, no cenário (6) da Figura 87 foi restaurado o topo da Formação Poção, incluindo também a deposição da parte superior da Formação Maceió. Entre o estágio anterior e este houve um evento erosivo, causando uma discordância que cortou parte da Formação Maceió (Inferior) e também parte das Formações Ponta Verde e Coqueiro Seco, nos blocos mais externos. Durante a deposição da Formação Maceió (Superior) houve ainda movimentação do conjunto de falhas sintéticas, pois a discordância está falhada. Nesta fase o preenchimento sedimentar ainda foi mais espesso próximo a falha de borda, local em que predominou a deposição dos conglomerados da Formação Poção.

Por fim, no cenário (7), está apresentada a seção geológica atual, com erosão de parte das Formações Maceió e Poção. Sobre esta erosão ocorrem depósitos albianos da Formação Riachuelo, na porção SE, que também são erodidos. Sobre esta última discordância está depositada a Formação Mosqueiro (Paleógeno / Neógeno).

A segunda seção geológica restaurada é apresentada na Figura 88 e foi publicada por Souza-Lima (2008). Trata-se de uma seção regional que cruza longitudinalmente os Baixos de Varela e Fazenda Guindaste, conforme mapa de localização na mesma figura.

É importante esclarecer que uma das premissas do método de restauração estrutural é que sejam utilizadas seções paralelas ao eixo de maior deformação, sendo assim, em uma bacia do tipo rifte deverem ser restauradas seções paralelas à direção principal de distensão. Neste caso, a seção é orientada na direção NE-SW, ou seja, perpendicular ao eixo de maior distensão da bacia, contrariamente ao que dizem as premissas do método. No entanto, esta seção é muito representativa das áreas de estudo e sua restauração foi essencial para elucidar a história evolutiva e a relação entre ambos os eventos evaporíticos, apesar de não estar situada na direção ideal.

Figura 88 - Restauração estrutural da seção geológica regional publicada por Souza-Lima (2008), posicionada no strike da bacia e passando pelos Baixos Varela e de Fazenda Guindaste.



Nota: Observar as posições estratigráficas / tectônicas dos sais Horizonte e Paripueira.
Fonte: A autora, 2016.

Assim como na seção anterior, algumas adaptações foram feitas antes de se iniciar a restauração como a extensão da seção a SW, antes do marco inicial, para se ter melhor referência do embasamento e simplificações no trecho do Alto de Pilar, com retirada de pequenas falhas que não interferiam na evolução das principais estruturas.

O cenário (1) da Figura 88 mostra a configuração inicial, antes da fase rifte, com o apenas o embasamento e a seção pré-rifte depositada.

O cenário (2) da Figura 88 mostra a deposição das Formações Barra de Itiúba e Penedo encaixadas nos espaços gerados pelas falhas do rifte, que neste momento já separam partes mais altas e mais baixas do embasamento. Por exemplo, a região do Alto de Pilar já era um alto do embasamento durante a deposição destas rochas e a região do Baixo de Varela, também já apresentava subsidência um pouco mais acentuada que as demais áreas.

O cenário (3) da Figura 88 representa a restauração do topo da Formação Morro do Chaves, que também foi depositada controlada pela tectônica do rifte. Observa-se o contínuo processo de distensão e movimentação das falhas normais.

No cenário (4) da Figura 88 é apresentada a restauração da Formação Coqueiro Seco, na qual ocorrem os evaporitos Horizonte. Durante a deposição desta formação houve ainda mais geração de espaço, observado pelo aumento dos rejeitos das falhas. Além disso, os altos e baixos estruturais já estabelecidos sofreram subsidência diferencial, sendo o Baixo de Varela o local que acomodou a maior espessura de sedimentos da Formação Coqueiro Seco e concentrou a maior atividade tectônica naquele momento. Isto mostra que o local de ocorrência dos evaporitos Horizonte coincide com aqueles propostos pelos modelos de deposição lacustre de sal, na parte mais baixa da bacia e que esteja sofrendo acentuada subsidência.

O cenário (5) da Figura 88 representa a restauração do topo da Formação Ponta Verde. Os sedimentos desta formação depositam-se de forma praticamente igual por toda a seção, com mínimas variações de espessura, como resposta a subsidência regional e de mesma magnitude ao longo dos diferentes compartimentos da Sub-Bacia de Alagoas. Como visto nos modelos tectono-estratigráficos propostos, interpreta-se que esta subsidência

generalizada seja causada pela conexão das falhas de borda dos diversos depocentros da bacia até então relativamente isolados.

O cenário (6) da Figura 88 apresenta o momento de deposição da Formação Maceió, na qual se encontram os evaporitos Paripueira. Nesta fase a principal atividade tectônica migra para NE, com relação ao Baixo de Varela, com maior subsidência e espessura depositada no Baixo de Fazenda Guindaste. Deste modo, este passa a ser o local com mais geração de espaço, ou seja, onde a subsidência tem mais chances de superar o aporte sedimentar e lagos subpreenchidos com deposição de sal possam ocorrer. Portanto, a mudança dos centros de maior geração de espaço entre os baixos estruturais da bacia permite a ocorrência de evaporitos ora no Baixo de Varela e ora no Baixo de Fazenda Guindaste.

Finalmente, o cenário (7) da Figura 88 mostra a configuração atual da seção geológica com deposição de rochas do Cretáceo Superior e Terciário na parte NE da seção, onde continuou havendo mais subsidência. No topo da seção houve uma erosão regional no Neógeno, com deposição da Formação Barreiras acima desta.

Com a restauração estrutural destas seções, principalmente da última, foi possível mostrar a história evolutiva deste trecho da Sub-Bacia de Alagoas de forma integrada, evidenciando a importância da sequência de eventos tectônicos na deposição dos evaporitos em estudo.

15. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

15.1 Considerações Iniciais

A realização deste trabalho foi motivada pelo fato de que os evaporitos Horizonte e Paripueira possuem características únicas que os distinguem dos demais níveis de sal encontrados nas bacias da margem brasileira, como sua idade mais antiga (Jiquiá a Eo-Alagoas), relação direta com a fase rifte e ocorrência pontual e restrita a certos baixos estruturais na Sub-Bacia de Alagoas. Além disso, existem poucos estudos específicos sobre estes evaporitos e seu contexto tectono-estratigráfico de deposição, assim como poucos estudos sobre o tema geral de evaporitos sin-rifte.

Então, neste trabalho a evolução tectono-estratigráfica destes evaporitos foi abordada de maneira multidisciplinar, buscando elucidar os ambientes de deposição e o controle tectônico associado a cada área de estudo (Baixo de Varela e Baixo de Fazenda Guindaste), discutindo-se também a origem destes depósitos e suas relações com o processo de abertura do Atlântico Sul.

15.2 Evolução tectono-estratigráfica do Baixo de varela e evaporitos horizonte

Os evaporitos Horizonte consistem unicamente em halita, conforme foi verificado por meio da descrição de seus testemunhos, que apresentam texturas maciça e bandada e até presença de cristais *hopper*.

A análise estratigráfica de alguns poços e testemunhos, permitiu identificar fácies continentais lacustres na Formação Coqueiro Seco, que hospeda os evaporitos Horizonte. Inclusive a passagem de sistemas fluvio-aluviais da Formação Penedo para lacustres da Formação Morro do Chaves foi reconhecida, mostrando depósitos típicos de implantação e evolução de um sistema lacustre, que posteriormente seguiu durante a deposição das Formações Coqueiro Seco, Ponta Verde, Maceió e Poção.

Também foram identificadas as principais superfícies estratigráficas presentes nos poços, sendo o topo dos evaporitos Horizonte coincidente com o

máximo regressivo do pequeno lago rifte que ocupava o Baixo de Varela; o topo da Formação Ponta Verde coincidente com a máxima transgressão e o topo da Formação Maceió coincidente com um limite de sequências (vide item 14.1.3.1).

A análise regional dos dados gravimétricos gerados e mapas geológicos publicados na literatura, mostra que a compartimentação da área emersa da Bacia de Sergipe-Alagoas é fortemente influenciada pela tectônica rifte, que gerou inicialmente pequenos depocentros praticamente desconexos e independentes entre si, com histórias evolutivas diferentes ao longo da fase rifte, com alguma conexão mais efetiva mais para o final deste período.

Esta configuração de pequenos baixos estruturais isolados, pode ser confirmada com a análise estrutural e tectônica focada no Baixo de Varela, realizada com base na interpretação integrada dos dados sísmicos e de poços, que mostrou que este é um semigraben, com falhas de borda de direção NE, ligeiramente curvadas, formando uma estrutura fisiograficamente restrita e de forma aproximadamente semi-circular. Além das falhas principais da borda do rifte, esta estrutura também é intensamente controlada pela atuação conjunta de falhas transversais (muitas destas identificadas como falhas de alívio), além das falhas antitéticas e sintéticas.

Esse tectonismo foi ativo durante toda a fase rifte, incluindo o intervalo em que foram gerados os evaporitos Horizonte, de forma que sua distribuição espacial é completamente controlada pelas falhas do rifte, que os delimitam dentro da porção mais restrita, mais central e com maior subsidência do semigraben à época de sua deposição. Além disso, também há claras evidências de atividade sin-sedimentar das falhas, com crescimento das camadas de sal contra as mesmas.

Sendo assim, ficou confirmado o caráter sin-rifte dos evaporitos Horizonte, onde sua precipitação ocorreu devido a uma condição muito particular de coexistência de condições tectônicas (falhas de borda, antitéticas e de alívio ativas), que propiciaram elevada taxa de geração de espaço de acomodação e restrição fisiográfica, e de condições climáticas, que permitiram mínima precipitação e máxima evaporação, com conseqüente diminuição de aporte sedimentar, causando a dissecação do pequeno lago existente no semigraben do Baixo de Varela.

São essas as condições (geração de espaço de acomodação a uma taxa muito superior ao preenchimento sedimentar) necessárias para que se formem o conjunto de fácies evaporíticas conforme proposto por Bohacs *et al.* (2000) em um lago do tipo sub-preenchido. Então, com base nos resultados obtidos, o Baixo de Varela foi classificado como sendo este tipo de lago durante a deposição dos evaporitos Horizonte. No entanto, como pode ser visto na Figura 79, ao longo da evolução do rifte na área do Baixo de Varela, o sistema lacustre passou por várias fases, alternando entre todos os tipos de lago da classificação de Bohacs *et al.* (2000), a depender da dinâmica entre tectônica, sedimentação e clima.

Como pode ser visto nas seções geológicas regionais restauradas no item 14.2.5, durante a deposição dos evaporitos Horizonte, o Baixo de Varela é o local que apresentava maior atividade tectônica e maior geração de espaço deposicional, sendo naquele momento, o local com as condições ideais para precipitação de sal no sistema rifte da Bacia Segipe-Alagoas, explicando assim, o porquê dos evaporitos Horizonte ocorrerem nesta idade somente neste local tão específico.

15.3 Evolução tectono-estratigráfica do Baixo de Fazenda Guindaste e Evaporitos Paripueira

Para os evaporitos Paripueira a análise dos perfis também indicou apenas presença de halita, pois testemunhou-se somente sedimentos siliciclásticos em trechos intercalados entre as diversas camadas de sal. Trabalhos anteriores, como o de Florêncio (1996), que tiveram acesso à testemunhos do sal Paripueira também confirmaram somente a presença de halita como mineral evaporítico.

Indícios da halita em si foram identificados apenas como pequenos cristais e moldes destes em meio a folhelho laminado, localizado muito próximo de uma camada maciça de halita perfurada pelo 1-PA-0001-AL.

A descrição dos testemunhos da Formação Maceió em trechos entre as camadas de sal, mostrou predomínio de depósitos gravitacionais e de leques aluviais, com mineralogia e textura imaturas, apontando para deposição concomitante com atividade tectônica das falhas do rifte em ambiente lacustre,

corroborando o que já vem sendo interpretado por outros autores (e.g. Arienti, 2006).

As ocorrências de pequenos cristais de halita em meio a folhelhos localizados logo acima à uma camada de halita maciça, foram interpretados como a planície salina em torno do corpo aquoso principal, onde há influência da capilaridade, formando depósitos de sabkha continental, conforme exemplificado na Figura 27.

A principal diferença entre os evaporitos Horizonte e Paripueira é que os últimos são ocorrências bem maiores em termos de extensão e espessura, com várias camadas de centenas de metros em um intervalo total que ultrapassa 1600 m de espessura em um dos poços analisados. Isto se deve, em parte, à configuração estrutural do Baixo de Fazenda Guindaste, onde se encontram os evaporitos Paripueira, que é um semigraben mais alongado e mais extenso que o Baixo de Varela.

Na área do Baixo de Fazenda Guindaste, as análises estratigráficas permitiram identificar diversos ciclos de raseamento, marcados por camadas de halita no topo, relacionados às variações climáticas e também tectônicas, em que a cada “pulso” de movimentação das falhas, a taxa de geração de espaço aumenta, alterando assim a equação de equilíbrio entre aporte sedimentar e espaço deposicional.

A interpretação das seções sísmicas em conjunto com os poços desta área, permitiu concluir que o Baixo de Fazenda Guindaste é constituído por um semigraben regional, que formava um lago alongado na direção NE, controlado por diversas estruturas menores e interiores a este, como falhas normais sintéticas, antitéticas e transversais (de alívio e de transferência) e anticlinais, que atuaram concomitantemente ao longo da evolução do rifte.

A ocorrência dos evaporitos Paripueira também se restringe aos blocos baixos das falhas, assim como no Baixo de Varela, comprovando que a geração de espaço deposicional (associada ao clima) é essencial para permitir a restrição fisiográfica e precipitação de evaporitos em ambientes lacustres.

Desta forma, a intensa geração de espaço deposicional em conjunto com clima árido, formam lagos do tipo sub-preenchidos (*sensu* Bohacs *et al.*, 2000), que é o caso do Baixo de Fazenda Guindaste durante a formação dos evaporitos Paripueira.

No Baixo de Varela, os evaporitos Horizonte estavam controlados por falhas de alívio, antitéticas e falhas de borda, porém no Baixo de Fazenda Guindaste a falha de borda principal parece não ter sido tão importante no controle da deposição dos evaporitos Paripueira, haja vista que na maior parte da área estes estão limitados por falhas sintéticas mais interiores ao graben, falhas transversais e zonas de transferência. Mas mesmo assim, os evaporitos estão sempre concentrados na parte mais baixa e de maior subsidência da bacia, na época de sua deposição.

Sendo assim, os evaporitos Paripueira também representam o máximo regressivo do lago, em um momento em que a maior intensidade tectônica migrou em direção a nordeste. Isto é condizente com a direção da propagação do sistema de riftes do Atlântico Sul, conforme visto na restauração das seções geológicas, tornando o Baixo de Fazenda Guindaste, neste intervalo de tempo, o local ideal para precipitação de evaporitos. Ou seja, a evolução tectônica do rifte determinou a distribuição temporal e espacial dos evaporitos na porção emersa da Sub-Bacia de Alagoas.

15.4 Discussões sobre a gênese e implicações dos evaporitos horizonte e paripueira na abertura do oceano atlântico sul

Por se tratar de um tema multidisciplinar, a evolução tectono-estratigráfica e gênese dos evaporitos Horizonte e Paripueira não podem ser analisadas sob o ponto de vista de apenas uma disciplina isoladamente. É necessária uma abordagem abrangente e que considere todos os elementos atuantes dentro de um contexto geodinâmico de ruptura de um continente. Deste modo, este trabalho procurou levar em conta, além da base de dados utilizada, informações obtidas por outros métodos e ferramentas de análise disponíveis na literatura, fazendo uma revisão crítica dos mesmos.

Como visto nos dois últimos itens e ao longo de todo o texto, a evolução tectono-estratigráfica de cada área de estudo e de seus respectivos evaporitos, mostrando seu caráter tectônico sin-rifte e suas características estratigráficas associadas aos ambientes continentais lacustres, foi amplamente discutida e demonstrada pelos dados. No entanto, a partir desses resultados, é inevitável que se discuta também as implicações destes evaporitos no contexto

geotectônico de abertura do Atlântico Sul no que diz respeito à paleogeografia, paleoambientes e ocorrência ou não de incursões marinhas na Bacia de Sergipe-Alagoas no início do Aptiano.

15.5 O modelo existente de incursão marinha no Aptiano Inferior

De acordo com os principais trabalhos existentes na literatura que trataram da gênese dos evaporitos Horizonte e Paripueira (Ojeda, 1981; Florêncio, 1996, 2001; Souza-Lima, 2008), estes seriam resultado da precipitação a partir de águas vindas do incipiente Oceano Atlântico Sul, que teriam adentrado os vales do rifte de Sergipe-Alagoas no Aptiano Inferior. Cada um destes trabalhos traz uma nova contribuição para o entendimento destes evaporitos; no entanto no que diz respeito ao modelo geotectônico e à origem dos mesmos, estes não diferem muito da proposta original de Ojeda (1981). Este autor propõe uma incursão das águas do Oceano Atlântico Sul ao longo da atual margem brasileira, em ambiente restrito de golfo, o qual foi denominado “Golfo Paripueira”, em que as regiões mais interiores como, por exemplo, a porção emersa da Sub-Bacia de Alagoas teria atuado como laguna restrita propícia à precipitação de sais. Ainda segundo o mesmo autor, outros registros destes evaporitos provavelmente ocorreriam na porção “offshore” da bacia, onde talvez contenham outros minerais evaporíticos como gipsita e anidrita, porém até hoje não foram registrados.

Dezenas de outros trabalhos (e.g. Caldas & Florêncio, 1992, 1994; Campos Neto *et al.*, 2007; Cruz, 2008; Arai, 2009) que de algum modo tratam ou da margem brasileira como um todo ou da Bacia de Sergipe-Alagoas, mas que não se dedicaram especificamente aos evaporitos Horizonte e Paripueira citam também a origem destes relacionada a incursões marinhas no Aptiano inferior.

Os dados e evidências apresentados pelos principais trabalhos acima citados e disponíveis também em diversos outros trabalhos na literatura, que suportam o modelo de incursão marinha nas idades Jiquiá e Eo-Alagoas são baseados em análises geoquímicas e paleontológicas, conforme foi discutido em itens dedicados especificamente a estes assuntos.

Em suma, a grande maioria dos fósseis registrados na Bacia de Sergipe-Alagoas desde o Barremiano até o final do Aptiano é composta por fauna continental, incluindo bivalves, conchostráceos e principalmente ostracodes não marinhos, que foram inclusive utilizados para datar os evaporitos Horizonte e Paripueira (e.g. Uesugui, 1987). Porém, alguns autores (Távora *et al.* 2013; Thompson 2013; Thompson *et al.*, 2015) relatam também presença pontual de fósseis considerados marinhos, como bivalves e foraminíferos bentônicos na Formação Morro do Chaves (idade muito próxima e estratigraficamente logo abaixo da Formação Coqueiro Seco onde se encontram os evaporitos Hozironte), argumentando então que sejam evidências de uma incursão marinha nesta idade. Outros trabalhos também relatam possíveis fósseis marinhos nesta idade em outras bacias, como dinoflagelados na Bacia de Almada (Lana & Pedrão, 2000a, b; Lana *et al.*, 2004) e foraminífero na Bacia de Campos (Silva-Telles Jr. *et al.*, 1994).

As análises geoquímicas apresentadas como favoráveis ao modelo de precipitação destes evaporitos diretamente a partir de águas do Oceano Atlântico foram apresentadas por Florêncio (1996, 2001); Florêncio & Ribeiro-Filho (1998) e Florêncio *et al.* (2002). Esses autores basearam-se em análises químicas 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 fluidas em halita e análises químicas orgânicas de carbono orgânico total, pirólise, cromatografia e espectrometria de massa para biomarcadores.

Vale resaltar que os evaporitos Horizonte e Paripueira não apresentam análogos de mesma idade e com as mesmas características na margem brasileira, mas estes ocorrem na margem conjugada africana, na porção emersa da Bacia de Kwanza, em Angola (Figura 89), sendo inclusive um pouco mais antigos, de idade barremiana. Estes evaporitos de Angola são compostos também por halita e foram perfurados pelo poço denominado Maculungo-1, que penetrou a seção rifte tipicamente continental com ambientes lacustres e aluviais (Koch *et al.*, 2013). A bibliografia disponível sobre este evento evaporítico sin-rifte na Bacia de Kwanza é bastante limitada e não há trabalhos publicados que comparem este sal de Angola com o Horizonte e Paripueira de Sergipe-Alagoas. No entanto, informalmente alguns autores afirmam que estes

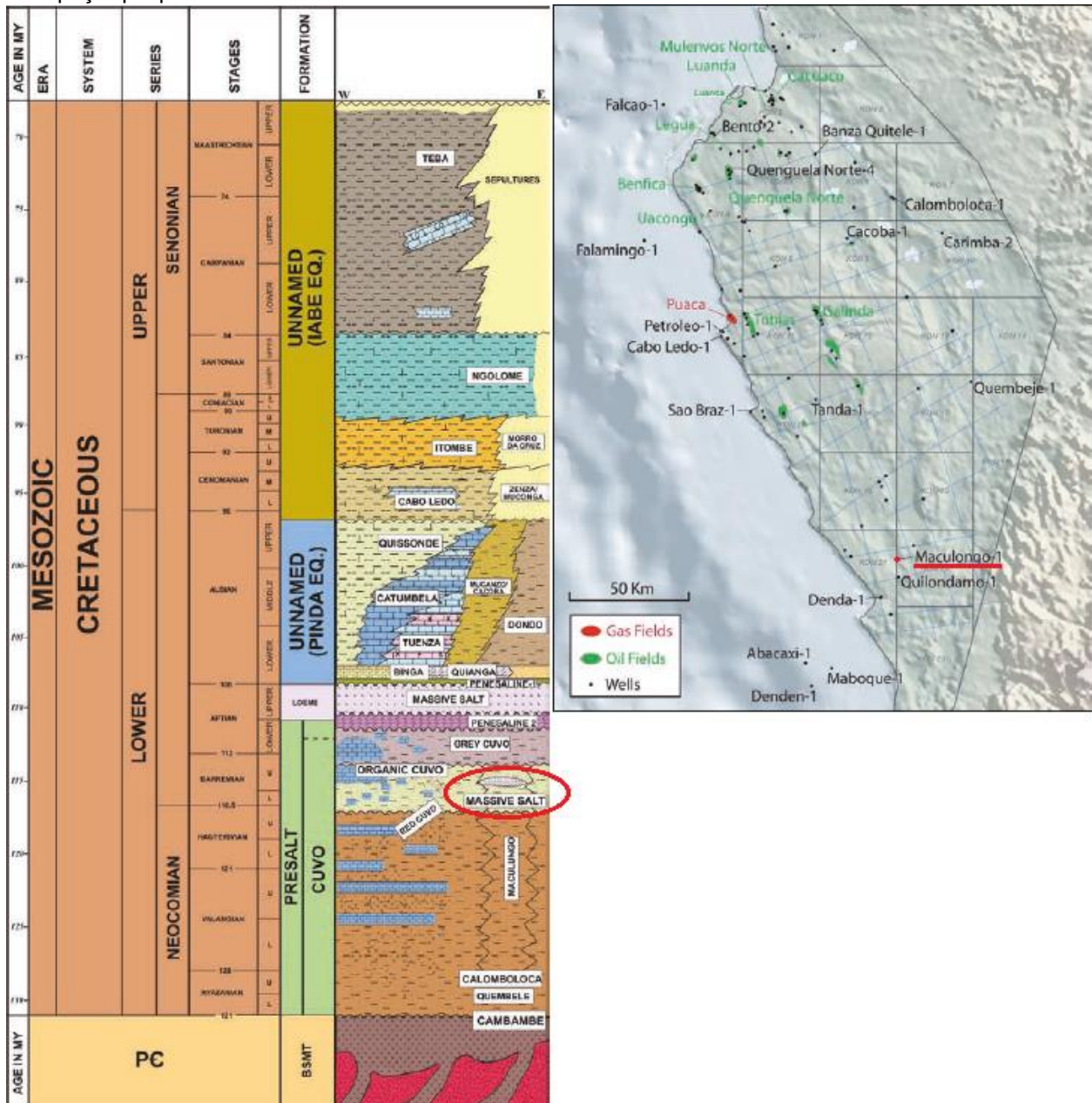
evaporitos de Angola seriam resultado da mesma incursão marinha de águas do Atlântico Sul sendo, portanto, mais uma evidência do modelo do “Golfo Paripueira” inicialmente proposto por Ojeda (1981).

Analisando-se criticamente este modelo de gênese dos evaporitos Horizonte e Paripueira como resposta a incursões marinhas no Barremiano / Aptiano Inferior, algumas considerações e questionamentos podem ser feitos.

Primeiramente, em relação aos principais argumentos utilizados para suportar este modelo, começando-se pelos aspectos paleontológicos e conforme já discutido em detalhes anteriormente: é evidente a predominância de fósseis continentais na Bacia de Sergipe-Alagoas no período compreendido entre o Barremiano e o final do Aptiano, sendo que nas Formações Coqueiro Seco e Maceió (hospedeiras dos evaporitos Horizonte e Paripueira), não há nenhum registro de fauna típica marinha. Os registros fósseis considerados marinhos ocorrem especificamente na Formação Morro do Chaves que é composta por coquinas, conglomerados e arenitos finos de matriz carbonosa.

Destes fósseis considerados marinhos, o que chama mais atenção é a ocorrência de um foraminífero bentônico. No entanto, como exemplificado ao longo do item 12, diversos registros de foraminíferos (incluindo as mesmas espécies da Formação Morro do Chaves) ocorrem em lagos salinos pretéritos e atuais sem qualquer conexão com o oceano, incluindo lagos no Death Valley, Califórnia e Deserto do Saara (onde uma forma vivente foi registrada). Há comprovações de que estes foraminíferos são comumente transportados por aves para o interior dos continentes e se adaptam ao ambiente de lagos com alta salinidade. Além disso, a forma de ocorrência pontual destes foraminíferos corresponde aos registros descritos pela literatura em lagos interiores, pois quando estão relacionados a incursão marinha a regra geral é que haja grande diversidade de espécies e em quantidades abundantes, representando uma verdadeira explosão de vida.

Figura 89 - Carta estratigráfica simplificada da Bacia de Kwanza desde o pré-ripte ao final do Cretáceo, mostrando a ocorrência do sal no Membro Maculungo (Barremiano) e localização do poço que perfurou este sal.



Fonte: KOCH *et al.*, 2013. Adaptada pela autora, 2016.

Com relação à ocorrência de bivalves e moluscos da Formação Morro do Chaves, estes são muito comuns em lagos sem conexão atual ou pretérita com o oceano, como os lagos do Rifte do Leste Africano. E sobre os possíveis fósseis marinhos encontrados na Bacia de Almada, pode-se fazer o mesmo questionamento feito acima.

Sobre os aspectos geoquímicos apresentados como argumento para apoiar o modelo de incursão marinha, ressalta-se a ambiguidade das análises de bromo, que podem mostrar os mesmos valores tanto para depósitos continentais como marinhos (Hardie, 1984). Além disso, vem à tona uma importante reflexão quanto à aplicação da geoquímica neste caso, pois possivelmente o resultado das análises reflita a assinatura química da fonte original e, no caso de um depósito de sal em um lago continental no qual os íons da salmoura tenham vindo por dissolução de uma rocha salina mais antiga (do embasamento ou pré-rifte), a assinatura química da rocha original estaria sendo captada e não representaria o ambiente de deposição final que se quer verdadeiramente analisar.

Outro ponto a ser levado em consideração é que os trabalhos prévios sobre a origem dos evaporitos Horizonte e Paripueira foram focados em metodologias e disciplinas específicas, mas outros fatores também devem ser considerados. Por exemplo, não há registros de sequer uma estrutura sedimentar típica de ambiente marinho no intervalo de interesse ou uma sucessão de fácies que indique tal incursão.

A ocorrência destes evaporitos é pontual e limitada a baixos estruturais específicos, totalmente controlados pela tectônica rifte, diferentemente da ampla e extensa ocorrência dos evaporitos correspondentes ao evento Ibura ao longo de quase todas das bacias das margens brasileira e africana, onde a invasão do oceano fica clara. É difícil argumentar que uma invasão marinha em uma área tão grande, vindo desde o Alto de Rio de Grande até a Bacia de Sergipe-Alagoas tenha deixado tão poucos registros e de forma pontual, coincidindo exatamente com os locais onde havia maior intensidade tectônica e maior taxa de geração de espaço deposicional.

A interpretação de que os evaporitos barremianos de Angola sejam mais um registro do mesmo evento de incursão marinha dos evaporitos Horizonte e Paripueira, também apresenta problemas, pois além de serem um pouco mais antigos, também formam uma ocorrência muito localizada em meio a uma sucessão completamente continental em termos sedimentológicos, estratigráficos e, inclusive paleontológicos.

Outra questão importante a se pensar sobre este tema é que, se houve realmente uma incursão marinha no Barremiano / Aptiano Inferior, é necessário

que se encontre evidências de qual foi o caminho percorrido ou a extensão da área inundada. Como dito acima, se a incursão marinha veio do Atlântico Sul, não ficaram mais registros ao longo da margem, e para que a inundação tenha chegado até a latitude de Sergipe-Alagoas, teria sido necessária uma elevação do nível relativo do mar de magnitude extraordinária, de modo que um registro mais contínuo teria se preservado (assim como no final do Aptiano com o evento relacionado ao sal Ibura e ao sal das demais bacias). E mesmo que a topografia dos vales do rifte apresentassem cotas bem mais baixas que as atuais, ainda assim seria preciso que as águas oceânicas ultrapassassem as ombreiras e altos internos do rifte, que geralmente apresentam topografia bastante elevada, assim como ocorre atualmente com o sistema de riftes do leste africano.

A possibilidade de uma incursão marinha vinda de norte é um pouco mais difícil nessa idade, pois a região onde atualmente se encontra a Bacia Pernambuco-Paraíba era um alto do embasamento que ainda conectava a margem brasileira com a margem africana nessa época. Em relação a uma incursão marinha vinda de norte, porém através das bacias interiores do nordeste, também é pouco provável, pois ainda não existem registros sedimentares marinhos nestes locais, nessa idade. Entretanto, um pouco mais tarde, no final do Aptiano, em idade correspondente à deposição dos evaporitos Ibura, é provável que a conexão marinha por este setor tenha ocorrido, conforme é proposto por Arai (2009).

Outra possibilidade que pode ser levantada é que a conexão com o oceano tenha se dado por meio de um estreito canal, a exemplo do atual Canal de Suez, e por isso não tenha deixado registro. No entanto, canais tão bem delimitados como o Canal de Suez são necessariamente calhas tectônicas e até mesmo limite de placas. No caso do Aptiano Inferior, o local que seria o maior candidato a formar um canal como este seria o próprio sistema de riftes, onde é sabido que não há registros desta possível invasão marinha.

15.6 O modelo de precipitação de sal em lagos continentais do tipo *playa lake*

Diante dos resultados obtidos neste trabalho e das questões ainda em aberto sobre o modelo existente para a gênese dos evaporitos Horizonte e Paripueira, uma hipótese alternativa de precipitação de sais em ambiente lacustre sem presença de incursões marinhas passou a ser também analisada.

Vários fatores foram importantes para se considerar o modelo de deposição dos evaporitos Horizonte e Paripueira em um ambiente lacustre de hidrologia fechada, do tipo *playa lake*, como: fácies sedimentares continentais lacustres e aluviais nas Formações Coqueiro Seco e Maceió sem presença de estruturas sedimentares marinhas; depósitos siliciclásticos continentais sintectônicos e ricos em carvão, sem indícios de fósseis marinhos, intercalados às diversas camadas do sal Paripueira; ocorrência dos evaporitos delimitada e circunscrita aos baixos estruturais das falhas do rifte, apresentando inclusive espessamento do sal contra estas falhas; distribuição espacial e temporal dos evaporitos determinada pela atividade tectônica coincidindo exatamente com os locais onde havia maior subsidência e maior geração de espaço deposicional; ocorrência pontual e localizada em baixos estruturais muito específicos, em uma fase da bacia onde a falha de borda principal ainda não estava completamente conectada e formava pequenos depocentros isolados, haja vista que uma conexão um pouco mais efetiva entre os semigrabens locais deve ter ocorrido no mínimo a partir da deposição da Formação Ponta Verde.

A ocorrência destes evaporitos em apenas alguns locais específicos da margem (porção emersa da Sub-Bacia de Alagoas e da Bacia de Kwanza) sugere muito mais a existência de lagos isolados dentro de um sistema de riftes, com condições de precipitação de sal, ao invés de resquícios de uma mesma inundação marinha, pois o início e o fim destes depósitos evaporíticos é bem visível nos poços e na sísmica, sem evidências de uma grande erosão da sequência em que se encontram. A exemplo disto, nas bacias rifte atuais é comum a presença de lagos com precipitação de sal (e.g. Lagos Magadi e Natron) vizinhos a lagos onde não há geração destes minerais, devido a

diferenças de litologias do embasamento, vulcanismo, tectonismo, hidrologia e clima local.

Aliás, o clima é um fator que pode variar bruscamente ao longo de um sistema de riftes, devido em grande parte, às diferenças topográficas do relevo, fazendo com que alguns lagos sejam propícios à deposição de sal e outros não. Isto vale não só para lagos em rifte, mas também para lagunas costeiras, como é o caso do microclima árido atuante nas salinas da região dos lagos do Estado do Rio de Janeiro. Por estes motivos, a análise da deposição de evaporitos não necessariamente deve ser baseada em comparações com curvas globais, pois fatores locais são importantíssimos.

A presença de evaporitos (incluindo halita) em lagos sem conexão com o oceano, em diversos contextos geotectônicos, é bastante comum tanto em bacias pretéritas, como atuais (vide Tabela 10 e Tabela 11). Alguns exemplos importantes disto são os Lagos Natron e Magadi (sistema de riftes do leste africano), Great Salt Lake e Boneville Salt Flat (Utah, Estados Unidos), Lago Goesuite/ Formação Green River (Wyoming, Estado Unidos), Mono Lake e Lago Salton (Death Valley, Califórnia), Salares Andinos, Rio Grande Rift (Oeste do Texas) e principalmente, o exemplo mais parecido com a Bacia de Sergipe-Alagoas: Hualapai Basin, no Basin and Range, Califórnia (Faulds *et al.*, 1997).

Alguns fatores que podem ser questionados sobre a hipótese de gênese lacustre dos evaporitos Horizonte e Paripueira são a origem dos íons (principalmente Cl⁻) que levaram à concentração da salmoura e a espessura de halita presente.

Com relação à fonte dos íons, na maioria dos depósitos salinos lacustres a origem destes se dá partir de rochas salíferas mais antigas ou mesmo rochas vulcânicas e alcalinas localizadas nas proximidades da bacia atual, de modo que seus íons são carregados até o lago por meio do lençol freático ou de rios efêmeros. Isto ocorre no Great Salt Lake (íons originários de rocha salífera do Permiano), no Mar Morto (que na verdade é um lago, onde os íons de sua salmoura são provenientes de depósitos de sal do Mioceno, posicionados abaixo da bacia atual), Lagos Natron e Magadi (íons provenientes das rochas vulcânicas alcalinas no entorno) e no Rifte do Rio Grande, Texas (gipsita originária de camadas de gipso do Permiano, colocadas em contato com o local de deposição atual por meio das falhas do rifte) (Figura 90).

Para os evaporitos da Bacia de Sergipe-Alagoas uma provável fonte de íons dos lagos na fase rifte são os depósitos permianos da fase sinéclise, onde inclusive na bacia vizinha do Recôncavo há presença constatada de halita, que foi perfurada pelo poço denominado 9-MQ-0001-BA e é explorada como bem mineral. Na própria Bacia de Sergipe-Alagoas a Formação Aracaré (descrita como de ambientes desérticos e de *sabkha*) seria correspondente ao intervalo portador de halita no Recôncavo.

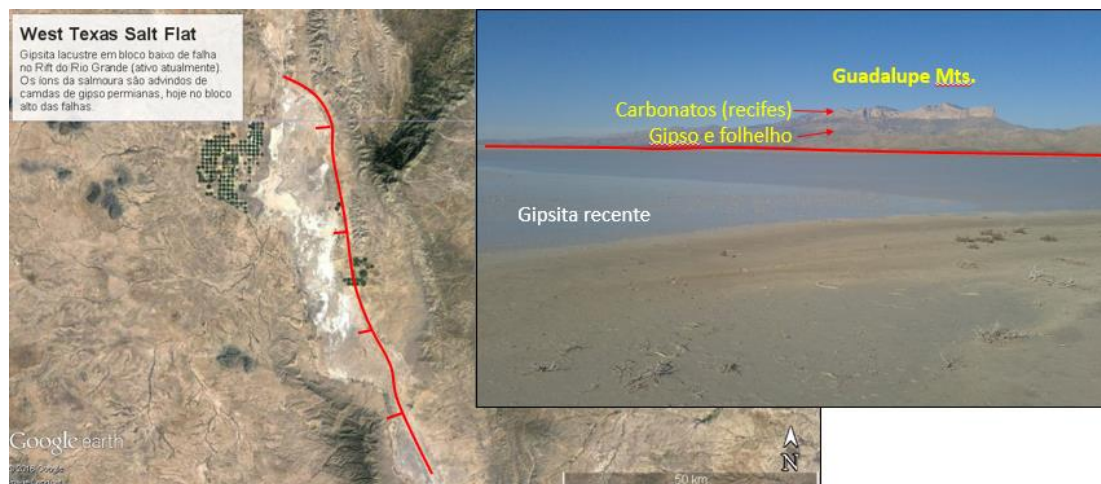
O Permiano é uma idade de abundante registro de evaporitos no mundo (Figura 91), incluindo as bacias intracratônicas do Brasil e a Permian Basin nos Estados Unidos, com registros muito extensos arealmente, estes sim compatíveis com mares epicontinentais amplos e rasos.

No que diz respeito à significativa espessura de halita principalmente dos evaporitos Paripueira, é algo que também ocorre normalmente em depósitos continentais, desde que haja espaço deposicional suficiente, como é caso do Great Salt Lake, em que as espessuras de halita são expressivas e aumentam em direção à falha normal que a limita.

Outro fato peculiar dos evaporitos em questão é a total ausência de sulfatos (gipsita e anidrita). Sabe-se por meio de experimentos clássicos de precipitação de sal a partir da água do mar que é verificada uma sequência típica de minerais iniciando com gipsita/anidrita, halita, silvita, carnalita e assim por diante. O fato desta sequência não ocorrer nos evaporitos Horizonte e Paripueira pode ser explicado por uma salmoura que não possuía a composição química típica da água do mar, mas apenas teria disponíveis íons de sódio e cloreto, por ter se formado a partir da dissolução de uma halita mais antiga, pertencente às sequências prévias ao rifte. Se havia gipsita ou anidrita nessa fonte mais antiga, talvez não tenha chegado ao ponto de ser dissolvida, pois primeiro se dissolvem-se os minerais mais solúveis.

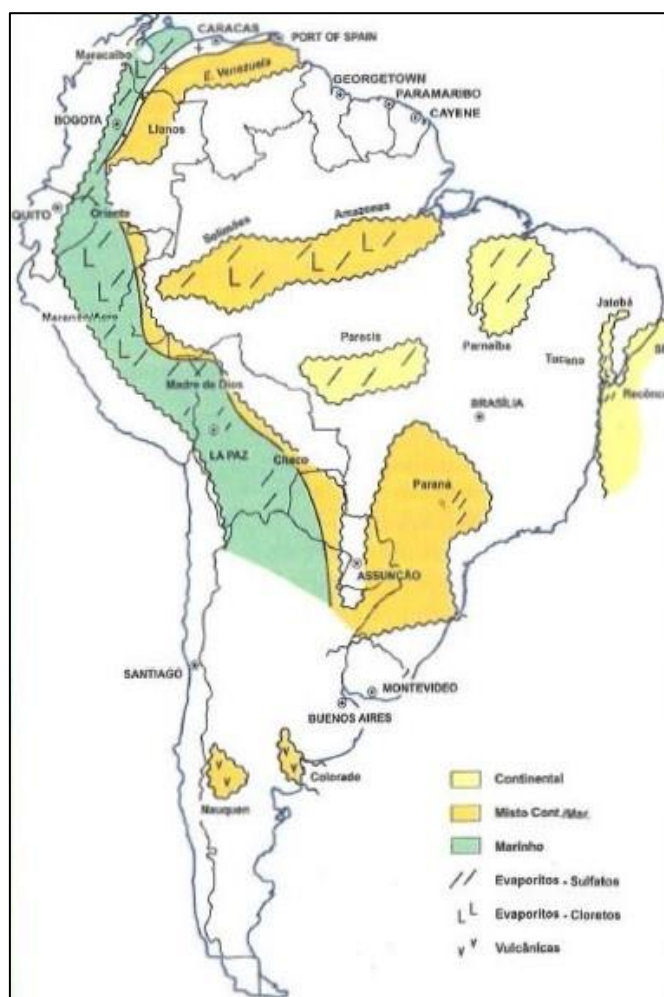
Uma excelente representação do que seria o ambiente de deposição dos evaporitos Horizonte e Paripueira dentro do contexto continental do rifte pode ser vista na Figura 24.

Figura 90 - Foto aérea de lago controlado por falha normal com sedimentação recente de gipsita e foto panorâmica deste lago na base da Guadalupe Mountains, Rife do Rio Grande, SW do Texas.



Fonte: A autora, 2016.

Figura 91 - Mapa de ocorrência de evaporitos na América do Sul durante o Permo-carbonífero.



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

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A evolução tectono-estratigráfica dos evaporitos Horizonte e Paripueira é um tema multidisciplinar que foi abordado de modo abrangente neste trabalho, caracterizando a relação direta entre a formação destes com a tectônica rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas durante o processo de ruptura do supercontinente Gondwana. As etapas evolutivas e as principais características estruturais e estratigráficas das áreas de estudo foram demonstradas com base nos dados e interpretações apresentados. No entanto, a discussão se a gênese destes evaporitos está relacionada a incursões marinhas do incipiente Oceano Atlântico ou a ambiente lacustre continental do tipo *playa lake* apresenta evidências contra e a favor às duas hipóteses. Na Tabela 17 abaixo, são apresentadas as principais evidências favoráveis a cada um dos modelos.

Como pode ser visto nesta Tabela, a maioria das evidências apresentadas são fruto dos resultados deste trabalho e aquelas marcadas com (*) foram retiradas da bibliografia. Porém, até mesmo estes critérios cujas evidências são provenientes apenas de fontes bibliográficas, foram extensamente discutidas nos itens anteriores.

Tabela 17 - Quadro comparativo entre as evidências que suportam os modelos de deposição continental e marinho.

CRITÉRIO	CONTINENTAL	MARINHO
Geoquímica	Alto índice de resíduos insolúveis* 	Bromo ₁ *, biomarcadores ₂ *, prístano/fitano ₃ *  
Paleontologia	Palinomorfos*, ostracodes não-marinhos*, moluscos de água doce* 	Foraminíferos bentônicos ₄ *  
Sedimentologia	Fragmentos de carvão, conglomerados proximais, textura e mineralogia imaturas, curtas distâncias de transporte, leques aluviais 	- 
Estratigrafia	Fácies fluviais, aluviais e lacustres 	- 
Tectônica	Sal limitado por falhas normais do rifte, crescimento do sal contra as falhas (sin-tectônico), ocorrência isolada dentro de baixos estruturais específicos, precipitação durante a fase tectonicamente mais ativa de cada área 	- 
Paleogeografia	Localizado no meio do Super-continente Gondwana no Aptiano Inferior, nenhum sal ou outra evidência marinha concreta nessa idade nas outras bacias 	- 

Legenda: (*) Informações obtidas por fontes bibliográficas. Fonte: A autora, 2016.

Pode-se notar na Tabela acima que algumas evidências apresentadas na bibliografia como favoráveis ao modelo de incursões marinhas estão marcadas com um sinal positivo e também de interrogação. Isto simboliza que as evidências existem, mas a interpretação sobre estas apresenta aspectos questionáveis. As reflexões e questionamentos sobre a interpretação destas evidências já foram feitos de maneira detalhada ao longo da dissertação, mas para melhor suportar as conclusões, são aqui recapitulados de forma resumida, remetendo ao número indicado na Tabela 17.

1. Bromo: de acordo com Hardie (1984), ao contrário do que é amplamente disseminado na literatura, este não é um critério inequívoco para distinguir entre ambiente marinho ou não marinho, podendo levar a interpretações inadequadas se analisado isoladamente e sem a devida amostragem e petrografia. Além disso, não há um parâmetro definido de quais faixas de valores caracterizam águas parentais marinhas ou continentais (ver item 13).

2. Biomarcadores: este item refere-se a presença de dinosteranos, que são considerados como derivados de dinoflagelados. Estes biomarcadores dividem-se em duas classes, sendo a 4α -24-etilcolestanos proveniente de dinoflagelados marinhos e a classe 4α -23-24-trimetilcolestanos proveniente de dinoflagelados continentais (Peters *et al.*, 2005) e não representam indicadores exclusivamente marinhos. Exemplo da ocorrência de dinoflagelados em lagos continentais (do tipo rifte) é o registro destes nos lagos do Sistema de Riftes do Leste Africano (Marijnissen, 2007).

3. Razão pristano/fitano: apesar de ser considerado por alguns autores como distintivo de ambientes marinhos ou continentais, apenas serve para diferenciar condições oxidantes de anóxicas hipersalinas (Peters *et al.*, 2005). Deste modo, a razão pristano/fitano encontrada por Florêncio (1996) indica apenas ambiente hipersalino, o que é de se esperar em um pacote estratigráfico com tamanha abundância de sal.

4. Foraminíferos bentônicos: assim como amplamente discutido no item específico sobre paleontologia (ver item 12), as espécies de foraminíferos encontradas na Fm. Morro do Chaves são comuns em diversos lagos interiores sem conexão com o oceano e apresentam-se, assim como no caso em questão, sob forma de ocorrências isoladas, tendo sido provavelmente trazidos por meio de aves. Além disso, são espécies altamente adaptáveis às condições

ambientais, principalmente à lagos salinos onde as condições químicas são muito parecidas com a água do mar.

Então, conforme demonstrado na Tabela 17, todos os critérios são atendidos para o modelo de deposição continental dos evaporitos Horizonte e Paripueira, enquanto que apenas os critérios paleontológico e geoquímico apresentam evidências favoráveis ao modelo de incursões marinhas. Além disso, a interpretação das evidências que suportam o modelo de origem marinha é discutível. Deste modo, há mais evidências que suportam o modelo de origem continental dos evaporitos Horizonte e Paripueira, de acordo com os dados e informações disponíveis até o momento.

Destaca-se também que a discussão de cada evidência é importante, mas a questão principal é que estas devem ser analisadas em conjunto, de forma que apenas uma disciplina isoladamente não pode responder a um problema multidisciplinar.

REFERÊNCIAS

- ABELL, P. I., AWRAMIK, S. M., OSBORNE, R. H., TOMELLINI, S. 1982. Plio-Pleistocene lacustrine stromatolites from Lake Turkana, Kenya: morphology, stratigraphy and stable isotopes. *Sedimentary Geology*, v. 32, p. 1 - 26.
- AHARON, P., KOLODNY, Y., SASS, E. 1977. Recent hot brine dolomitization in the "Solar Lake", Gulf of Elat, isotopic, chemical, and mineralogical study. *Journal of Geology*, v. 85, p. 27-48.
- ALMEIDA, F. F .M., CARNEIRO, C. D. R. 2004. Inundações marinhas fanerozoicas no Brasil e recursos minerais associados. *In: MANTESSO NETO, V. BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. R., BRITO NEVES, B.B. (Orgs.) Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed. Beca (CD-ROM).*
- ANDRADE, E. J. & HESSEL, M. H. 2008. Bivalvíos Inoceramídeos mais antigos do Brasil. Reunião Nacional da Sociedade Brasileira de Paleontologia, Aracaju, p. 4.
- ANTONIOLI, L., DINO, R. & GALLO, V. 2009. Palinomorfos barremianos e peixes associados em sedimentos da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas, Nordeste do Brasil. Livro de Resumos do Congresso Brasileiro de Paleontologia p. 21-22.
- ARAI, M. 2009. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 17, n. 2, p. 331-351.
- ARAKEL, A. V. 1980. Genesis and diagenesis of Holocene evaporitic sediments in Huttans Leeman lagoons, Western Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, p. 1305-1326.

ARIENTI, L. M. 2006. Depósitos de fluxos gravitacionais da Formação Maceió - Bacia de Alagoas, NE do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 14(2), p. 357-385.

ARMSTRONG, H. A., BRESIER, M. D. 2005. Microfossils. 2^o ed., Blackwell. 296 p.

ARNAL, R. E. 1955a. Significance of abnormal foraminifera. Geological Society of America Bulletin, v. 66, p. 1641.

ARNAL, R. E. 1955b. Some occurrences of abnormal foraminifera: The Compass, v. 32, p. 185 - 194.

ARNAL, R. E. 1957. Limnology, sedimentation, and microorganisms of the Salton Sea, California: Southern California University. Ph.D. Thesis. 222 p.

ARNAL, R. E. 1958. Rhizopoda from the Salton Sea, California: Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, v. 9, p. 36-45.

ASMUS, H. E. 1984. Geologia da Margem Continental Brasileira. In: SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. A., DERZE, G. R., ASMUS, H.E. (eds.) Geologia do Brasil, Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. Dept. Nacional de Produção Mineral, Min. de Minas e Energia, p. 443-472.

ASMUS, H. E., BAISCH, P. R. 1983. Geological Evolution of the Brazilian Continental Margin. Episodes. V. 4(1). P. 75-84.

ASMUS, H. E. & PORTO, R. 1980. Diferenças nos estágios iniciais da evolução tectônica da margem continental leste brasileira: possíveis causas e implicações. In: SBG, XXXI Congr. Bras. Geol., Balneário de Camboriú, SC, Anais, v. 1, p. 225-239.

AZAMBUJA FILHO, N. C., ARIENTI, L. M., CRUZ, F. E. G. 1998. Guidebook to the Rift-Drift Sergipe-Alagoas Passive Margin Basin, Brazil: 1-113. AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro.

- BAAR, C. A. 1977. Applied salt-rock mechanics 1: the in-situ behavior of salt rocks. Amsterdam. Elsevier Scientific, 294 p.
- BATE, R. H. 1998. Report on the Pre-Salt Lacustrine Sediments of the Kwanza Basin, Angola. Unpublished Confidential Report.
- BENDER, F. 1957. Stratigraphic Units in Sergipe Basin. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, DEPEX. (PETROBRÁS, Maceió. RPNE. Divisão Regional de Exploração. Relatório, 49).
- BENKHELIL, J. 1988. Origin and evolution of the Cretaceous Benue Through (Nigeria). *Journal of African Earth Sciences*. V. 8 (2/3/4), p. 251-282.
- BLOSZIES, C., FORMAN, S. L., WRIGHT, D. K. 2015. Water level history for Lake Turkana, Kenya in the past 15.000 years and a variable transition from the African Humid Period to Holocene aridity. *Global and Planetary Change*, v. 132, p. 64–76.
- BOHACS, K. M., CARROLL, A. R., NEAL, J. E., MANKIEWICZ, P. J. 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: An integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. In: GIERLOWSKI-KODESCH, H., KELTS, K. (eds.). *Lake basins through space and time*, v. 46. Tulsa, Oklahoma. American Association of Petroleum Geologists. *Studies in Geology*, p. 3-34.
- BORGES, J. 1937. Pesquisas de fósseis em Japoatão e Morro do Chaves, Brasil. Serviço Geológico e Mineralógico. *Notas preliminares e estudos*. V. 15, p. 7-11.
- BRADLEY, C. A., & FERNANDEZ, M. N. 1992. Early Cretaceous paleogeography of Gabon/North-Eastern Brazil. – A tectono-stratigraphic model based on propagating rifts. In: CURNELLE, R. (ed.) *Géologie Africaine*. Boussens: Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitain. *Memoire 13*, p. 17-30.
- BRAITSCH, O. 1971. *Salt deposits: their origin and composition*. Springer.

- BRIERE, P. R. 2000. Playa, playa lake, sabkha: proposed definitions for old terms. *Journal of Arid Environments*, v. 45, p. 1-7.
- BUENO, G. V. 2004. Diacronismo de eventos no Rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*. V.12(2), p. 203-229.
- BULHÕES, E. M.; AMORIM, W, N. Princípio da Sismo Camada Elementar e sua aplicação à Técnica Volume de Amplitudes (TecVA). In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 9°. 2005, Salvador, Bahia. Artigo. Rio de Janeiro: SBGF, 2005. p. 1-6.
- CALDAS, E. B., FLORÊNCIO, C. P. 1992. A idade dos evaporitos Paripueira na região de Maceió, Bacia Sedimentar de Sergipe/Alagoas. In: Simpósio sobre as bacias cretácicas brasileiras, Rio Claro, SP. *Boletim de resumos*, p. 22-24.
- CALDAS, E. B., FLORÊNCIO, C. P. 1994. Palinomorfos dos folhelhos do intervalo evaporítico do Membro Maceió – Formação Muribeca, Bacia de Sergipe-Alagoas. *Revista de Geologia*, v.7, p. 83-88.
- CAMPBELL, D. F. 1946. Annual report Sergipe party. Rio de Janeiro, Conselho Nacional do Petróleo. (PETROBRÁS, Maceió. RPNE. Divisão Regional de Exploração. Relatório, 7).
- CAMPOS NETO, O. P., Souza-Lima, W., & Cruz, F. E. G. 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15(2), p. 405–415.
- CANN, J. H., DE DECKKER, P. 1981. Fossil Quaternary and living foraminifera from Athalassic (non-marine) saline lakes, Southern Australia. *Journal of Paleontology*, v. 55, p. 660- 670.
- CARMONA, L. C. M. 2000. Geologia, geoquímica e avaliação econômica do Migmatito Rosa Imperial, domínio meridional da Província Borborema, NE do Brasil. 187 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco.
- CARROLL, A. R., BOHACS, K. M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, v. 27, p. 99-102.

- CARVALHO, I. S. 1993. Os conchostráceos fósseis das bacias interiores do nordeste do Brasil. Programa de Pós Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado. 310 p.
- CARVALHO, I. S., NOVAS, F. E., AGNOLÍN, F. L., ISASI, M. P., FREITAS, I., ANDRADE, J. A. 2015. A new genus and species of enantiornithine bird from the Early Cretaceous of Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 45(2), p. 161 – 171.
- CARVALHO, R. S. 1987. Sedimentação evaporítica. In: Seminário sobre "rifts" intracontinentais. Rio de Janeiro, Petrobras/DEPEX, 52-57.
- CASTAÑEDA, I. S., WERNE, J. P., JOHNSON, T. C. 2009. Influence of climate change on algal community structure and primary productivity of Lake Malawi (East Africa) from the last glacial maximum to present. *Limnol. Oceanogr.* v. 54 (6, part 2), p. 2431 – 2477.
- CASTRO JR., A. C. M. 1987. The Northeastern Brazil and Gabon Basins: a Double Rifting System Associated with Multiple Crustal Detachment Surfaces. *Tectonics*, 6, p.727-738.
- CASTRO JR., A. C. M. 1988. Structural Evolution of the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. Tese de Doutorado. Rice University. Houston, Texas, 183p.
- CATUNEANU, O., 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam. 375 pp.
- CATUNEANU, O., ABREU V., BHATTACHARYA J. P., BLUM, M.D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P. G, FIELDING, C.R., FISHER, W.L., GALLOWAY, W.E., GIBLING, M.R., GILES, K.A., HOLBROOK, J.M., JORDAN, R., KENDALL, C.G.ST.C., MACURDA, B., MARTINSEN, O.J., MIAL, A.D., NEAL, J.E., NUMMEDAL, D., POMAR, L., POSAMENTIER, H.W., PRATT, B.R., SARG, J.F., SHANLEY, K.W., STEEL, R.J., STRASSER, A., TUCKER, M.E., WINKER, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92: 1-33.

CHABOUREAU, A. C., GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., ROHAIS, S., MOULIN, M., Aslanian, D. 2013. Paleogeographic evolution of the central segment of the South Atlantic during Early Cretaceous times: Paleotopographic and geodynamic implications. *Tectonophysics*, v. 604, p. 191–223.

CHAPMAN, R. E. 1974. Clay diapirism and overthrust faulting: *Geological Society of America Bulletin*, v. 85, p. 1597-1602.

CLARK, S. P., Jr. (ed.) 1966. *Handbook of physical constants (revised edition)*: Geological Society of America Memoir 97, 587 p.

COLMAN, S. M., KELTS, K., DINTER, D. A. 2002. Depositional history and neotectonics in Great Salt Lake, Utah, from high resolution seismic stratigraphy. *Sedimentary Geology*. v. 148, p. 61-78.

CORRÊA, F. S. 2009. *Evolução halocinética da Região Centro-Norte da Bacia de Santos, Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, 301 p.

CRUZ, L. R. (2008). *Caracterização tectono-estratigráfica da seqüência transicional na sub-bacia de sergipe*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

CURTIS, R., EVANS, G., KINSMAN, D. J. J., SHEARMAN, D. J. 1963. Association of dolomite and anhydrite in the recent sediments of Persian Gulf. *Nature*, p. 679-680.

DAVISON, I., SANTOS, R. A. 1989. Tectonic Evolution of the Sergipano Fold Belt, NE Brazil, during the Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*. v. 45, p. 319-342.

DE DECKKER, P. 1977. The distribution of the "giant" ostracods (family: Cyprididae Baird, 1845) endemic to Australia. In: Loffler, H. & Danielopol, D. L. (eds.) *Aspects of Ecology and Zoogeography of Recent and Fossil Ostracoda*: Junk, The Hague, p. 385-394.

D'EL-REY SILVA, L. J. H. 1993. Evolução tectônica da Faixa Sergipana e implicações para o sistema Brasileiro-Panafricano. In: Simpósio do Cráton do São Francisco, 2, Salvador, SBG/Nordeste, Boletim, p. 246-248.

D'EL-REY SILVA, L.J.H. 1995. The evolution of basement gneiss domes of the Sergipano fold belt (NE Brazil) and its importance for the analysis of Proterozoic basins. *Journal of South American Earth Science*, v. 8, p. 325-340.

DESTRO, N. 1995. Release Faults: A Variety of Cross-Fault in Linked Extensional Fault Systems, in the Sergipe-Alagoas Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*. v. 17(5), p. 615-629

DIAS, J. L. 1991. Análise estratigráfica e evolução da fase rift nas bacias das margens leste e sudeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 145 p.

DIAS, J. L. (2005). Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste Brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 13(1), p. 7-25.

DIAS-BRITO, D. 1979. Global stratigraphy, paleogeography and paleoecology of Albian-Maastrichtian pithonellid calcispheres: impact on Thetys configuration. *Cretaceous Research*. p. 21, p. 315-349.

DIAZ, G. C., MENDOZA, M., GARCIA-VEIGAS, J., PUEYO, J., TURNER, P. 1999. Evolution and geochemical signatures in a Neogene forearc evaporitic basin: the Salar Grande (Central Andes of Chile). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*. v. 151, p. 39-54.

DICKINSON, G. 1953. Geological aspects of abnormal reservoir pressures in Gulf Coast Louisiana: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 37, p. 410-432.

DYNI, J. R. 1981. Geology of the nacholite deposits and oil shales of the Green River Formation in the Piceance Creek Basin, Colorado. Doctoral Thesis, University of Colorado, Boulder, 182 p.

- EARDLEY, A. J. 1938. Sediments of Great Salt Lake, Utah. American Association of Petroleum Geologists Bulletin. v. 22, p. 1305-1411.
- EINSELE, G., 1992, Sedimentary Basins: Evolutions, Facies, and Sediment Budget: Berlin, Springer-Verlag, 628 p.
- EMBRY, A.F., JOHANNESSEN, E.P., 1992. T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic–Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stamnes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), Arctic Geology and Petroleum Potential. Special Publication, vol. 2. Norwegian Petroleum Society, p. 121–146.
- EUGSTER, H. P., HARDIE, L. A. 1978. Saline Lakes. In: LERMAN, A. (ed.). Lakes, chemistry, geology, physics. New York, NY, Springer-Verlag, p. 237-293.
- EVANS, G. 1995. The Arabian Gulf: a modern carbonate-evaporite factory, a review. Cuadernos de Geologia Ibérica, v. 19, p. 61- 96.
- FALKENHEIN, F. U. H. *et al.* 1986. Análise da Bacia de Sergipe-Alagoas. Relatório Interno da PETROBRAS, s/n, Aracaju, 9 vol. com mapas, PETROBRAS/DEPEX/ CENPES, 210p.
- FAULDS, J. E., SCHREIBER, B. C., REYNOLDS, S. J., GONZALEZ, L. A., OKAYA, D. 1997. Origin and paleogeography of an immense, non-marine, Miocene salt deposit in the Basin and Range (Western USA). Journal of Geology, v.105, p. 19-36.
- FEIJÓ, F. J. 1990. Carta estratigráfica da Bacia de Pernambuco-Paraíba. PETROBRAS, Aracaju. Relatório Interno.
- FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8(1), p. 149–161.

FIGUEIREDO, A. M. F. 1978, Avaliação das perspectivas petrolíferas da Bacia de Sergipe-Alagoas: Petrobras, DEPEX/DIVIB relatório interno, Rio de Janeiro, Brasil.

FIGUEIREDO, A. M. F., 1981. Depositional systems in the Lower Cretaceous Morro do Chaves and Coqueiro Seco Formations, and their relationship to petroleum accumulations, middle rift sequence, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil. University of Texas at Austin. PhD. Thesis, 275p.

FIGUEIREDO, F. J., 2009. A new clupeiform fish from the Lower Cretaceous (Barremian) of Sergipe-Alagoas Basin, Northeastern Brazil. *Journal of Vertebrate Paleontology* 29(4): 993-1005.

FITZGERALD, D., MILLIGAN, P. 2013. Defining a deep fault network for Australia, using 3D "worming". SEG Annual Meeting, Houston.

FLORÊNCIO, C. P. 1996. Geologia dos evaporitos Paripueira na porção alagoana da Bacia de Sergipe/Alagoas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 94p.

FLORÊNCIO, C. P. 2001. Geologia dos evaporitos Paripueira na Sub-bacia de Maceió, Alagoas, Região Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 160p.

FLORÊNCIO, C. P., LIMA-FILHO, F. P., RIBEIRO-FILHO, E. 2002. Análise Estratigráfica da Sub-Bacia Evaporítica de Maceió. *Revista de Geologia*. v. 15, p. 09-16

FLORÊNCIO, C. P.; RIBEIRO-FILHO, E. 1998. Geoquímica do Bromo em Halitas da Sub-Bacia Evaporítica de Maceió. *Revista de Geologia*. v. 11, p. 5-14

FONTES, J. C. H., GASSE, F., CALLOT, Y., PLAZIAT, J., CARBONEL, P., DUPEUBLE, P. A., KACZMARSKA, I. 1985. Freshwater to marine-like environments from Holocene lakes in northern Sahara. *Nature*, v. 317, p. 608-610.

FREITAS, J. T. R. 2006. Ciclos deposicionais evaporíticos da Bacia de Santos: uma análise cicloestratigráfica a partir de dados de 2 poços e de traços de sísmica. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 160p.

GALLO, V., COELHO, P. M. 2008. First occurrence of an aulopiform fish in the Barremian of the Sergipe-Alagoas Basin, northeastern Brazil. In: G. ARRATIA, H.-P. SCHULTZE & M. V. H. WILSON (Eds.): Mesozoic Fishes 4 - Homology and Phylogeny: 351-371. Verlag Dr. Friederich Pfeil, München.

GALLO, V., CARVALHO, M. S. S., SANTOS, H. R. S. 2010. New occurrence of Mawsoniidae (Sarcopterygii, Actinistia) in the Morro do Chaves Formation, Lower Cretaceous of the Sergipe Alagoas Basin, Northeastern Brazil. Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat., Belém, v. 5, n. 2, p. 195-205.

GALLOWAY, W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis, I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 73, 125–142.

GARDNER, G. H. F., GARDNER, L. W., GREGORY, A. R. 1974. Formation velocity and density—The diagnostic basics for stratigraphic traps: Geophysics, v. 39, p. 770-780.

GAVISH, E. 1974. Geochemistry and mineralogy of a recent sabkha along the coast of Sinai, Gulf of Suez. Sedimentology, v. 21, p. 397-414.

GROSDIDIER, E. 1967. Quelques ostracodes nouveaux de la Série Anté-Salifère Wealdienne des bassins côtiers du Gabon et du Congo. Revue de Micropaléontologie, v. 10, n. 2, p. 107-118.

GUSSOW, W. C. 1968. Salt diapirism: Importance of temperature, and energy source of emplacement. In: BRAUNSTEIN, J., O'BRIEN, G. D. (eds.) Diapirism and diapirs: American Association of Petroleum Geologists Memoir 8, p. 16-52.

HANDFORD, C. R. 1981. A process-sedimentary framework for characterizing recent and ancient sabkhas. Sedimentary Geology. v. 30, p. 255-265.

HARDIE, L. A. 1984. Evaporites: marine or non-marine? *American Journal of Science*. New Haven Conn. v. 284, p. 193-240.

HARDIE, L. A. 1990. The roles of rifting and hydrothermal CaCl_2 brines in the origin of potash evaporites: an hypothesis. *American Journal of Science*, v. 290, p. 43-106.

HARDIE, L. A., SMOOT, J. P., EUGSTER, H. P. 1978. Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. *In*: MATTER, A., TUCKER, M. E. (eds.) *Modern and Ancient lake Sediments*. v. 2, International Association Sedimentologists Special Publication. p. 7-41.

HARGRAVE, J., HICKS, M. K., SCHOLZ, C. A. 2014. Lacustrine carbonates from Lake Turkana, Kenya: a depositional model of carbonates in an extensional basin. *Journal of Sedimentary Research*, v. 84, p. 224–237.

HAY, R. L., KYSER, T. K. 2001. Chemical sedimentology and paleoenvironmental history of Lake Olduvai, a Pliocene Lake in northern Tanzania. *Geological Society of America Bulletin*. v. 113, p. 1510-1521.

HECKEL, P. H. 1974. Carbonate buildups in the geological record: a review. *In*: LAPORTE, L. F. (ed.) *Reefs in time and space, selected examples from the recent and ancient*. v. 18, Tulsa, Oklahoma. Soc. Econ. Paleontologists & Mineralogists Spec. Pub. p. 90-105.

HERDENDORF, C. E. 1984. Inventory of the morphometric and limnologic characteristics of the large lakes of the world. Ohio State University . Sea Grant Program Technical Bulletin, v. OHSU-TB-17, 78 p.

HITE, R. J. 1970. Shelf carbonate sedimentation controlled by salinity in the Paradox Basin, southeast Utah. *In*: 3rd Symposium on Salt, Ohio, Northern Ohio Geological Society, v. 1, 48-66.

HITE, R. J., BUCKNER, D. H. 1981. Stratigraphy correlations, facies concepts and cyclicity in Pennsylvanian rocks of the Paradox Basin. *In*: WIEGAND, D. L.

(ed.). *Geology of the Paradox Basin: Rocky Mountain Association of Geologists - Field Conference, Denver*, p. 147-159.

HOLSER, W. T.; WARDLAW, N. C.; WATSON, D. W. – 1972 – Bromide in salt rocks: extraordinarily low content in the lower Elk Point Salt, Canada. In: *Geology of saline deposits. Proc. Hanover Symp., 1968, Earth Sciences*, v. 7, p. 69–75.

HORNBY, P., BOSCHETTI, F., HOROWITZ, F. G. 1999. Analysis of potential field data in the wavelet domain: *Geophysical Journal International*, v. 137, p. 175–196.

HOWCHIN, W. 1901. Suggestions on the origin of salt lagoons of southern Yorke Peninsula: *Royal Society of South Australia, Transactions*, v. 25, p. 1-9.

HSÜ, K. J. 1972. Origin of saline giants: a critical review after discovery of the Mediterranean evaporites. *Earth Science Reviews. Amsterdam*, v. 8, p. 371-396.

HUSSEIN, M., WARREN, J. K. 1989. Nodular and enterolithic gypsum: the "sabkha-tization" of Salt Flat Playa, West Texas. *Sedimentary Geology*, v. 64, p. 13-24.

HUNT, D., TUCKER, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, v. 81, p. 1–9.

JACKSON, M. P. A., TALBOT, C. J. 1986. External shapes, strain rates, and dynamics of salt structures. *Geological Society of America Bulletin*. 3: 305-323.

JAIN, K. P. & MILLEPIED, P. 1975. Cretaceous microplankton from Senegal basin, W Africa. Part II: Systematics and Biostratigraphy. *Geophytology*, v. 5(2), p. 126 – 171.

JAMES, N. P., KENDALL, A. C. 1992. Introduction to carbonate and evaporite facies models. In: WALKER, R. G., JAMES, N. P. (eds.). *Facies Models: Responses to sea level change. Geological Association of Canada*. p. 265-275.

JARDIM DE SÁ, E. F., MORAES, J. A. C., D'EL-REY SILVA, L. J. H. 1986. Tectônica tangencial na Faixa Sergipana. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, SBG, Anais, v. 3, p. 1246-1259.

JARDIM DE SÁ, E. F., ANTUNES, A. F., CÓRDOBA, V. C., ALVES DA SILVA, F. C., ALMEIDA, C. B., SOUZA, D. C., CRUZ, L. R. 2006. O início do Estágio Rifte na Bacia de Sergipe-Alagoas. In: SBG, XLIII Congr. Bras. Geol. Aracaju, SE, Anais, p. 10.

JENYON, M.K. 1986. Some sequences of faulting in a clastic overburden resulting from salt mobility. *Journal of Petroleum Geology*, Beaconsfield, UK. v. 9(1), p. 29-52.

KARNER, G. D. & DRISCOLL, N. W 1999. Tectonic and Stratigraphic Development of the West African and Eastern Brazilian Margins: Insights from quantitative basin modelling. In: Cameron, N. R. Bate, R. H. & Clure, V. S. (eds.) *The Oil & Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, Special Publication, v. 153, p. 11-40.

KARNER, G. D., DRISCOLL, N. W. & BARKER, D. H. N. 2003. Syn-rift regional subsidence across the West African continental margin: the role of the lower plate ductile extension. In: Arthur, T. J, MacGregor, D. S. & Cameron, N. R. (eds.) *Petroleum Geology of Africa: New Themes and Developing Technologies*. Geological Society, Special Publication, v. 207, p.105-129.

KENDALL, A. C. 1992. Evaporites. In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (eds.). *Facies models: response to sea level change*, p. 259-296.

KOCH, C., BROWN, I., BORSATO, R., CARDOSO, S., SEBASTIAO, L. 2013. The reawakening of the onshore Kwanza Basin. *First Break* v. 31, p. 81-88.

KOUTSOUKOS, E. A. M. 1989. Mid to late cretaceous microbiostratigraphy, paleo-ecology and paleogeography of the Sergipe Basin, northeastern Brazil. 645 p. Tese (Doutorado) – Department of Geological Sciences of Polytechnics South West, Plymouth.

- KOUTSOUKOS, E. A. M. & BENGSTON, P. 1993. Towards an integrated biostratigraphy of upper Aptian-Maastrichtian of the Sergipe Basin, Brazil. *Docum. Lab. Geol. Lyon*, n. 125, p. 241-262.
- KREIDLER, W. L., ANDERY. 1949. Preliminary geological report on the South-eastern part of the State of Alagoas. Rio de Janeiro, Conselho Nacional do Petróleo (PETROBRÁS, Maceió. RPNE. Divisão Regional de Exploração. Relatório, 14)
- LAMBIASE, J. J. 1990. A model for tectonic controls of lacustrine stratigraphic sequences in continental rift basins. In: KATZ, B. J. (ed.) *Lacustrine Basin Exploration - Case studies and modern analogues*, v. 50. Tulsa, Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 50, p. 265-276.
- LANA, C. C. 1977. Palinologia e estratigrafia integrada da seção Cenomaniano médio – Turoniano Inferior da porção centro-leste da Bacia Potiguar, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. v. 1-2, 197 - 144 p.
- LANA, C. C., PEDRÃO, E. 2000a. *Subtilisphaera Almadaensis*, uma nova espécie de dinoflagelados da Bacia de Almada, Brasil. *Revista Universidade de Guarulhos – Geociências*, v. V (nº especial), p. 86-88.
- LANA, C. C., PEDRÃO, E. 2000b. Um episódio de incursão marinha no Eoaptiano (Eoalagoas) da bacia de Almada, BA, Brazil. *Revista Universidade de Guarulhos — Geociências*, v. V (nº especial), p. 89–92.
- LANA, C. C.; MENEZES, T. R.; GUZZO, J. P.; ARAÚJO, C. V. 2004. Incursões marinhas eoaptianas na Margem Leste Brasileira: caracterização microfossilífera e geoquímica. In: REUNIÃO DE PALEOBOTÂNICOS E PALINÓLOGOS, 11., 2004. Gramado, Boletim de Resumos. Porto Alegre: UFRGS, p. 81.
- LANA, M. C. 1985. Rifting na Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, 124p.

- LANA, M. C. 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. In: GABAGLIA, G. P. R. & MILANI, E. J. (eds.) Origem e evolução das bacias sedimentares. Ed. Gávea/Petrobras, p. 311-332.
- LANA, M. C. & MILANI, E. J. 1986. A microplaca do Nordeste brasileiro - um elemento dinâmico no rifteamento cretácico inferior. *In: SBG, XXXIV Congr. Bras. Geol., Goiânia, GO, Anais, v. 3, p. 1131-1144.*
- LEVY, A., MATHIEU, R., POIGNANT, A., FERNANDEZ-GONZALEZ, M. 1995. Sur la signification des foraminifères dans les dépôts continentaux. *Oceanologica Acta, v. 18, n. 6, p. 598 – 605.*
- LEVY, Y. 1977a. Description and mode of formation of the supratidal evaporite facies in northern Sinai coastal plain. *Journal of Sedimentary Petrology. v. 47, p. 463-474.*
- LEVY, Y. 1977b. The origin and evolution of the brine in coastal sabkhas, Northern Sinai. *Journal of Sedimentary Petrology. v. 47, p. 451-462.*
- LIMA C. C. 1987. Estruturação pós-rifte da porção sergipana da Bacia de Sergipe-Alagoas: o papel do basculamento e das descontinuidades do embasamento. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto.
- LOGAN, B. W. 1987. The MacLeod evaporite basin, Western Australia. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir, n. 44, 140 p.*
- LOUCKS, R. G., DODGE, M. M., GALLOWAY, W. E. 1979. Sandstone consolidation analysis to delineate areas of high-quality reservoirs suitable for production of geopressured geothermal energy along the Texas Gulf Coast: U.S. Department of Energy, Division of Geothermal Energy, 97 p.
- LOWENSTEIN, T. K., HARDIE, L. A. 1985. Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology, v. 23, p. 627-644.*
- MARIJNISSEN, S. A. E. 2007. Lake Tanganika Crabs: Evolution, Ecology and Implications for Conservation. PhD. Thesis, University of Amsterdam, 121 p.

MASSARD, J. A.; GEIMER, G. (2008). Global diversity of bryozoans (Bryozoa or Ectoprocta) in freshwater. *Hydrobiologia*. Springer. v. 595, p. 93–99.

MCGLUE, M. M., SOREGHAN, M. J., MICHEL, E., TODD, J. A., COHEN, A. S., MISCHLER, J., O'CONNELL, C. S., CASTAÑEDA, O. S., HARTWELL, R. J., LEZZAR, K. E., KNOTAGU, H. H. 2010. ENVIRONMENTAL CONTROLS ON SHELL-RICH FACIES IN TROPICAL LACUSTRINE RIFTS: A VIEW FROM LAKE TANGANYIKA'S LITTORAL. *PALAIOS*. v. 25, p. 426–438.

MEDEIROS, V. C. 1998. Integração geológica: folha Guaranhuns, escala 1:250.000. Recife: CPRM, 22 p.

MELO, C. S. B., ROCHA, J. M. 1982. Prospecção geoquímica de sub-superfície na Formação Muribeca, Sergipe-Alagoas. *In: SBG, XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, BA. Anais, v. 5, p. 1830-1840.*

MENDES, J. M. C. 1996. Seção Neo-Aptiana/Eocenomaniana da Bacia de Sergipe-Alagoas (Fm. Riachuelo): Caracterização de rifteamento marinho na Margem Leste Brasileira. *In: SBG, XXXIX Congr. Bras. Geol., Salvador, BA, Anais, v. 1, p. 332-334.*

MILANI, E. J., LANA, M. C., SZATMARI, P. 1988. Mesozoic rift basins around the NE Brazilian Microplate (Recôncavo-Tucano-Jatobá, Sergipe-Alagoas). *In: MANSPEIZER, W (eds.) Triassic-Jurassic rifting: continental break-up and the origin of the Atlantic Ocean and passive margins. Developments in Geotectonics 22, Part A and B, Elsevier, p. 833-858.*

MILROY, P. G., WRIGHT, V. P. 2000. A highstand oolitic sequence and associated facies from a Late Triassic lake basin, south-west England. *Sedimentology*, v. 47, p. 187-209.

MOHRIAK, W. U., BASSETO, M., VIEIRA, I. S. 1997. Observações Sobre a Carta Estratigráfica e a Evolução Tectono-Sedimentar das Bacias de Sergipe e Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. v. 11(1/2), p. 84-115.

MOHRIAK, W. U. 2003. Bacias Sedimentares da Margem Continental Brasileira, In: L. A., Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti e J. H. Gonçalves (eds.) Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Texto, Mapas e SIG, CPRM, p. 87-165.

MOHRIAK, W. U. 2008a. Introdução às propriedades físicas e químicas dos evaporitos. *In*: MOHRIAK, W. U., SZATMARI, P., ANJOS, S. C. dos (eds.) Sal: Geologia e Tectônica, Exemplos nas Bacias Brasileiras. Ed. Beca, São Paulo, p. 231-249.

MOHRIAK, W. U. 2008b. Sedimentação de evaporitos. *In*: MOHRIAK, W. U., SZATMARI, P., ANJOS, S. C. dos (eds.) Sal: Geologia e Tectônica, Exemplos nas Bacias Brasileiras. Ed. Beca, São Paulo, p. 231-249.

MOIOLA, R. J., GLOVER, E. D. 1965. Recent anhydrite from Clayton Playa, Nevada. *Am. Mineralogist*. p. 11-12.

MOORE, J.E.S. 1903. The Tanganyika problem: an account of the researches undertaken concerning the existence of marine animals in Central Africa. Hurst and Blackett, London. pp. 279-286.

MORLEY, C. K. 1999. Geoscience of Rift-Systems Evolution of East Africa. AAPG Studies in Geology n. 44, 244 p.

MOULIN, M., ASLANIAN, D., UNTERNEHR, P. 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews*, v. 98, p. 1-37.

MÜLLER, W. E., SCHRÖDER, H. C., BELIKOV, S.I. 2009. Sustainable Exploitation and Conservation of the Endemic Lake Baikal Sponge (*Lubomirskia baicalensis*) for Application in Nanobiotechnology. *Prog. Mol. Subcell. Biol.* v. 47, p. 383-416.

MUNAWAR, M. & TALLING, J. F. 2012. Seasonality of fresh water phytoplankton: a global perspective. 235 p.

O'CONNOR, J. M., DUNCAN, R. A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge - Rio Grande Rise Hot Spot system: Implication for African and South American

Plates motion over plume. *Journal of Geophysical Research*. v. 95(1), p. 17475-17502.

OJEDA, H. A. 1981. Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. *Rev. Bras. Geoc.* v. 11 (4), p. 257-273.

OJEDA, H. A. 1982. Structural Framework, Stratigraphy and Evolution of Brazilian Marginal Basins. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin*, v. 66(1), p. 732-749.

OLIVEIRA, P. E. 1937. Fósseis de Propriá e Jaboatão, Estado de Sergipe. Serviço Geológico e Mineralógico. Notas preliminares e estudos. v. 15, p. 11-16.

OLIVEIRA, E. P., ARAÚJO, M. N. C., BUENO, J. F., CARVALHO, M. J., NASCIMENTO, R. S., MCNAUGHTON, N., TEIXEIRA, W. 2005. Timing and duration of collision in the Neoproterozoic Sergipano Belt, NE Brazil: age constraints from major shear zones, orogenic granites and foreland basin filling. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 21, Recife, SBG/NE, Boletim de Resumos Expandidos*, p. 95-98.

ORTI, F., ROSELL, L. 2000. Evaporative systems and diagenetic patterns in the Calatayud Basin (Miocene, central Spain). *Sedimentology*. v. 47, p. 665-685.

OWEN, R. B., CROSSLEY, R., JOHNSON, T. C., TWEDDLE, D., KORNFIELD, L., DAVISON, D. H., ECCLES, D. H., ENGSTROM, D. E. 1990. Major low levels of Lake Malawi and implications for speciation rates in cichlid fishes. *Proc. Royal Soc. London. Ser. B.* p. 240-519.

PALAGI, P. R. 2008. Evaporitos no Brasil e na América do Sul. *In: MOHRIAK, W. U., SZATMARI, P., ANJOS, S. C. dos (eds.). Sal: Geologia e Tectônica, Exemplos nas Bacias Brasileiras*. Ed. Beca, São Paulo, p. 231-249.

PATTERSON, T. R. 1987. Arcellaceans and foraminifera from Pleistocene Lake Tecopa, California. *Journal of Foraminiferal Research*. v. 17, n. 4, p. 1-5.

- PATTERSON, R. T., MCKILLOP, W. B., NIELSEN, E. 1997. Evidence for rapid avian-mediated foraminiferal colonization of Lake Winnipegosis, Manitoba, during the Holocene Hypsithermal. *Journal of the Paleontology*. v. 18, p. 131 – 143.
- PAUKEN, R. J., THOMPSON, J. M., SCHUMMAN, J. R. 1991. Geology of Douala basin, offshore Cameroon, West Africa. *Petroleum Abstracts*. v. 31 (25).
- PEATE, D. W. 1997. The Paraná-Etendeka Province. *In*: MAHONEY, J. J., COFIN, M. (eds.) *Large Igneous Provinces*. American Geophysical Union Monography Series. v. 100, p. 217-245.
- PEDRÃO, E., LANA, C. C. 2000. Ecozona Subtilisphaera e seu registro nas bacias brasileiras. *Revista Universidade de Guarulhos – Geociências*, v. V (nº especial), p. 81-85.
- PERRELA, J. M. L. 1963. Relatório sobre o levantamento geológico do NE de Sergipe e SE de Alagoas. Maceió, PETROBRÁS, SERDESTE, Setor de Exploração. (PETROBRÁS, Maceió. RPNE. Divisão Regional de Exploração. Relatório, 252)
- PETERS, K. E., WALTERS, C. C. & MOLDOWAN, J. M. 2005. *The Biomarker Guide. Volume 2: Biomarkers and Isotopes in Petroleum Exploration and Earth History. Second Edition*. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press.
- PETRA, R., GALLO, V. 2008. Análise tafonômica da ictiofauna da Formação Morro do Chaves, Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas, Nordeste do Brasil. *Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Paleontologia*. Ano 24, n. 62.
- PHLEGER, F. B. 1969. A modern evaporite deposit in Mexico [with discussion]. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. v. 53, p. 824-829.
- PONTE, F. C. (coord.) 1972. *Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano*. Salvador. Petrobras. 20 p.

PONTE, F. C., ASMUS, H. E. 1976. The Brazilian marginal basins: current state of knowledge. *In: Academia Brasileira de Ciências, Anais*, v. 48(1), p. 215-239.

PONTE, F. C. & ASMUS, H. E 2004. As Bacias Marginais Brasileiras: Estágio Atual do Conhecimento. *Bol. Geoc. Petrobras*, v.12 (2), p. 385-420.

PONTE, F. C., DAUZACHER, M. V., PORTO, R. 1978. Origem e acumulação de petróleo nas bacias sedimentares do Brasil. *In: I Congresso Brasileiro de Petróleo, IBP, Anais, Rio de Janeiro*, p. 121-146.

POSAMENTIER, H.W., VAIL, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II — sequence and systems tract models. *In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Eds.), Sea Level Changes — An Integrated Approach. Special Publication, vol. 42. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM)*, pp. 125–154.

POSAMENTIER, H.W., ALLEN, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, vol. 7. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM). 210 pp.

PRESS, F., *et al.* 2006. *Understanding Earth (5a ed.)* W. H. Freeman & Co., 670 pp.

PURSER, B. H., EVANS, G. 1973. Regional sedimentation along the Trucial Coast, southeastern Persian Gulf. *In: Purser, B. H. (ed.). The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentations and diagenesis in a shallow epicontinental sea. New York, Springer Verlag*, p. 199-210.

RAUP, O. B., HITE, R. J. 1978. Bromine distribution in marine halite rocks. *In: DEAN, W. E., SCHREIBER, B. C. (eds.) . Marine evaporites. Tulsa. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course 4.* p. 106-124.

REGALI, M. S. P., UESUGUI, N., SANTOS, A. S. 1974. Palinologia dos sedimentos meso - cenozoicos do Brasil. *Bol. Técnico da Petrobras*. v. 17(3), p.117 – 191; v. 17(4), p. 263 – 301.

REGALI, M. S. P. 1989. A idade dos evaporitos da plataforma continental do Ceará, Brasil e sua relação com os outros evaporitos das Bacias Nordestinas. Bol. IG-USP, Publ. espec. 7: 139-143.

RESIG, J. M. 1974. Recent foraminifera from a landlocked Hawaiian Lake: Journal of Foraminiferal Research, v. 4, p. 69-76.

RICHTER-BERNBURG, G. 1972. Paleogeographical pre-conditions for the genesis of evaporites. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 27. Aracaju. v. 2, 163-169.

RODRIGUES, R.; TAKAKI, T. 1987. O Cretáceo Inferior nas bacias sedimentares da costa sudeste do Brasil: análise isotópica e suas implicações paleoambientais. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v. 17, n.2, p. 177-179.

SANDWELL, D. T., SMITH, W. H. F. 2009. Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge Segmentation versus spreading rate, J. Geophys. Res., v. 114.

SANDWELL, D. T., GARCIA, E., SOOFI, K., WESSEL, P., SMITH, W. H. F. 2013. 1 mGal Global Marine Gravity from CryoSat-2, Envisat, and Jason-1, The Leading Edge, v. 32(8), p. 892-899.

SANDWELL, D. T., MÜLLER, R. D., SMITH, W. H. F. , GARCIA, E. , FRANCIS, R. 2014. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure, Science, v. 346, n. 6205, p. 65-67.

SANTOS, E. J. O. 1995. Complexo Granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta, Província Borborema. 219 f. Tese (Doutorado) – Universidade de São Paulo, São Paulo.

SANTOS, M. E. C. M., CARVALHO, M. S. S. 2009. Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís, reconstituições paleobiológicas. CPRM.

SARMENTO, H., ISUMBISHO, M., DESCY, J. P. 2006. Plankton Ecology of Lake Kivu (eastern Africa). *Journal of Plankton Research*, v. 28 (9), p. 815 – 829.

SCHALLER, H. 1969. Revisão Estratigráfica da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Bol. Téc. Petrobras*, v. 12 (1), p. 21-86.

SCHMALZ, R. F. 1969. Deep-water evaporite deposition: a generic model. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, Oklahoma, v. 53, p. 798-823.

SCHMALZ, R.F., 1970. Environment of marine evaporite deposition. *Miner. Ind.*, 35(8): 1-7.

SCHREIBER, B. C., KINSMAN, D. J. J. 1975. New observations on the Pleistocene evaporites of Montallegro, Sicily and modern analog. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 45, p. 469-479.

SCHREIBER, B. C. 1986. Arid shorelines and evaporites. In: Reading, H. G. (ed.) *Sedimentary environments and facies*, p. 189-228.

SHEARMAN, D. J. 1970. Recent halite rock, Baja California, Mexico. *Inst. Min. Metall., Trans., Sect. B*. v. 79, p. B155-B162.

SHEARMAN, D. J. 1978. Evaporites of coastal sabkhas. In: DEAN, W. E., SCHREIBER, B. C. (eds.). *Marine Evaporites*, Tulsa, Oklahoma. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. 6-42.

SHEPPARD, R. A. & GUDE, A. J. 1968. Distribution and genesis of authigenic silicate minerals in tuffs of Pleistocene Lake Tecopa, Inyo County, California: *U.S. Geological Survey Professional Paper* 597, 38 p.

SILVA, M. A. M., SCHREIBER, B. C., SANTOS, C. L. (2000). Evaporitos como recursos minerais. *Revista Brasileira de Geofísica*, 18(3), 338–350.

- SILVA, V. R. B. 2005. Os conchostráceos fósseis da Bacia de Camamu (Jurássico Superior – Cretáceo Inferior). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 63 p.
- SILVA FILHO, M. A., BONFIM, L. F. C., SANTOS, R. A. 1978. A Geossinclinal Sergipana: estratigrafia, estrutura e evolução. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 30, Recife, SBG/NE, *Anais*, v. 6, p. 2464-2477.
- SILVA FILHO, A. F., GUIMARÃES, I. P., VAN SCHMUS, W. R. 2002. Crustal evolution of the Pernambuco-Alagoas complex, Borborema Province, NE Brazil: Nd isotopic data from neoproterozoic granitoids. *Godwana Research*, [S.I.], v. 5, n. 2, p. 409-422.
- SILVA FILHO, A. F., GOMES, H. A., SILVA, J. M. R., OSAKO, L. S., GUIMARÃES, I. P., BRASIL, E. A., LIMA, D. R., SILVA, F. M. V., COCENTINO, L. 2007. Venturosa SC.24-X-B-V, Escala 1:100.000, Nota Explicativa. Pernambuco, UFPE/CPRM.
- SILVA-TELLES Jr., A. G., HENZ, G. I., ARAI, M. 1994. Evidências das primeiras ingressões marinhas na fase rifte da margem leste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*. Rio de Janeiro. v. 8(2/4), p. 421-427.
- SILVA-TELLES Jr., A. G. 1996. Estratigrafia de sequências de alta resolução do Membro Coqueiros da Formação Lagoa Feia (Barremiano?/Aptiano), da Bacia de Campos, Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2v, 268 p.
- SOUSA, D. C., CÓRDOBA, V. C., JARDIM DE SÁ, E. F. 2007. Tectonismo e sedimentação do Estágio Rifte na Bacia de Sergipe-Alagoas. *In: XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, *Anais*, p. 49-51.
- SOUZA, A. F. & CARVALHO, I. S. 2007. Presença de Conchostráceos associados a palinomorfos da Formação Maceió (Bacia de Sergipe-Alagoas). *Anuário do Instituto de Geociências UFRJ*. v. 30(1), p. 212.

- SOUZA, A. F., CARVALHO, I. S., GARCIA, K. I. 2012. Metodologia para análise de conchostráceos em microscopia óptica oriundos de folhelhos betuminosos. In: Lopes, F.C., Quinta-Ferreira, M., Barata, M. T., Pena dos Reis, R. (eds.) Para conhecer a Terra: Memórias e Notícias de Geociências no Espaço Lusófono. Universidade de Coimbra, p. 209 – 214.
- SOUZA-LIMA, W., ANDRADE, E. J., BENGSTON, P., GALM, P. C. 2002. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. Fundação Paleontológica Phoenix, edição especial, 34p.
- SOUZA-LIMA, W., HAMSI Jr., G. 2003. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacias da Margem Continental. Fundação Paleontológica Phoenix. Edição Especial, 34 p.
- SOUZA-LIMA, W. 2008. Sequências Evaporíticas da Bacia de Sergipe-Alagoas. In: MOHRIAK, W. U., SZATMARI, P., ANJOS, S. C. dos (eds.). Sal: Geologia e Tectônica, Exemplos nas Bacias Brasileiras. Ed. Beca, São Paulo, p. 231-249.
- SPENCER, R. J. 1983. The geochemical evolution of Great Salt Lake, Utah. Doctoral Thesis. Johns Hopkins University.
- STIELJES, L. 1973. Evolution tectonique récente du rift d'Asal. Review Geographie Physical Geologie Dynamique, v. 15, p. 425-436.
- SURDAM, R. C., WOLFBAUER, C. A. 1975. Green River Formation, Wyoming: a playa lake complex. Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 335-345.
- SZATMARI, P., CARVALHO, R. S., SIMÕES, I. A., TIBANA, P., LEITE, D. C. 1974. Evaporitos de Sergipe: geologia e geoquímica. Aracaju, Petrobrás, SEM-BA, SEPES. Relatório Interno, v.1. p. 1-160.
- TALBOT, M. R., HOLM, K., WILLIAMS, M. A. J. 1994. Sedimentation in low-gradient desert margin systems; a comparison of the Late Triassic of Northwest Somerset (England) and the late Quaternary of east-central Australia. In:

ROSEN, M. R. (ed.) Paleoclimate and basin evolution of playa systems. v. 289, Special Paper - Geological Society of America. p. 97-117.

TANNER, L. H. 2002. Borate formation in a perennial lacustrine setting: Miocene-Pliocene Furnance Creeck Formation, Death Valley, California, USA. *Sedimentary Geology*, v. 148, p. 259-273.

TAVARES, A. C., BORGHI, L., CORBETT, P., NOBRE-LOPES, J., CÂMARA, R. 2015. Facies and depositional environments for the coquinas of the Morro do Chaves Formation, Sergipe Alagoas Basin, defined by taphonomic and compositional criteria. *Journal of Brazilian Geology*, p. 1-15.

TÁVORA, V. A., GALLO, V., NOGUEIRA NETO, I. L. A. 2013. Microfósseis marinhos da Formação Morro do Chaves (Barremiano Superior), Bacia de Sergipe-Alagoas, Estado de Alagoas, Nordeste do Brasil. XXIII Congresso Brasileiro de Paleontologia, Boletim de Resumos. Gramado, RS, p. 158.

TAYLOR, J. C. M. 1985. Principal basin models. In: TAYLOR, J. C. M *et al.* (eds.) *The role of evaporites in hydrocarbon exploration*. London: Geological Society of London, p. C1-C7.

TEISSERENC, P. & VILLEMIN, J. 1989. Sedimentary basin of Gabon - Geology and oil systems. In: EDWARDS, J. D. & SANTOGROSSI, P. A. (eds.) *Divergent/ Passive margin basins*. AAPG Memoir 48, p. 117-199.

TEIXEIRA, A. A., & SALDANHA, L. A. R. 1968. Bacia salífera aptiana de Sergipe/ Alagoas: ocorrências de sais solúveis. *Boletim Técnico Da Petrobras*, v.11, n°2, p. 221–230.

THOMPSON, D. L. 2013. The stratigraphic architecture and depositional environments of non-marine carbonates from Barremian-Aptian Pre-Salt strata of the Brazilian continental margin. PhD thesis, Monash University, Melbourne, Victoria, Australia, 277 p.

THOMPSON, D. L., STILWELL, J. D., HALL, M. 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-Salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Research*. v. 28, p. 26–51.

TIERCELIN, J. J., MONDEGUER, A. 1991. The geology of the Tanganika trough. In: COULTER, G. W. (ed.). *Lake Tanganyika and its life*. London, Oxford University Press, p. 7-48.

TILZER, M. M., SERRUYA, C. 2012. *Large Lakes: Ecological Structure and Function*. Springer, 691p.

TORSVIK, T. H., ROUSSE, S., LABAILS, C., SMETHURST, M. A. 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian Salt Basin. *Geophys. J. Int.* 177: 1315-1333.

TURNER, S., REGELOUS, M., KELLY, S., HAWKESWORTH, C., MANTOVANI, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 333-348.

UESUGUI, N. 1987. Posição Estratigráfica dos Evaporitos da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Revista Brasileira de Geociências*. 17(2): 131-134.

VAIL, P. R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S. A., EISNER, P. N., and PEREZ-CRUZ, C. (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. *In: Cycles and Events in Stratigraphy*. (G. EINSELE, W. RICKEN and A. SEILACHER, Eds.), pp. 617–659. Berlin, Springer-Verlag.

VAN DAMME, D., GAUTIER, A. 2013. Lacustrine mollusk radiations in the Lake Malawi Basin: experiments in a natural laboratory for evolution. *Biogeosciences*. v. 10 p. 5767 – 5778.

VAN DER VEN, P. H., CAINELLI, C., & FERNANDES, G. 1989. Bacia de Sergipe-Alagoas: Geologia e Exploração. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 3, nº4, p. 307–319.

VAN LITH, Y., VASCONCELOS, C., WARTHMAN, R., MARTINS, J. C. F., MCKENZIE, J. A. 2002. Bacterial sulphate reduction and salinity: two controls on dolomite precipitation in Lagoa Vermelha and Brejo do Espinho (Brazil). *Hydrobiologia*. v. 485, p. 35-49.

VAN WAGONER, J.C., 1995. Overview of sequence stratigraphy of foreland basin deposits: terminology, summary of papers, and glossary of sequence stratigraphy. In: VAN WAGONER, J.C., BERTRAM, G.T. (Eds.), *Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits: Outcrop and Subsurface Examples from the Cretaceous of North America*. Memoir, vol. 64. American Association of Petroleum Geologists, pp. ix–xxi.

VASCONCELOS, C., MCKENZIE, J. A. 1997. Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research. Section A - Sedimentary Petrology & Processes*, v. 67, p. 378-390.

VON DER BORCH, C. C., BOLTON, B. C., WARREN, J. K. 1977. Environmental setting and microstructure of subfossil stromatolites associated with evaporites, Marion Lake, South Australia. *Sedimentology*, v. 24, p. 693-708.

VON DER HAAR, S. P., GORSLINE, D. S. 1977. Hypersaline lagoon deposits and process in Baja California, Mexico. In: WALKER, H. J. (ed.). *Research Techniques in Coastal Environments, Geoscience and Man*, v. 18, p. 165-177.

VON STERNBERG, R., CUMBERLIDGE, N., RODRIGUEZ G. 1999. On the marine sister groups of the freshwater crabs (Crustacea: Decapoda: Brachyura). *Journal of Zoological Systematics and Evolutionary Research*, v. 37, p. 19-38.

VONHOF, H. B., JOORDENS, J. C. A., NOBACK, M. L., VAN DER LUBBE, J. H. J. L., FEIBEL, C. S., KROON, D. 2013. Environmental and climatic control on seasonal stable isotope variation of freshwater molluscan bivalves in the Turkana Basin (Kenya). *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 16, n° 26, p. 383 – 384.

VONDRA, C. F., BOWEN, B.E. 1976. Plio-Pleistocene deposits and environments, East Rudolf, Kenya. In: Y. Coppens, F. C. Howell, G. L. Isaac, R. E. F. Leakey (eds.), *Earliest Man and Environments in the Lake Rudolf Basin*. University Chicago Press, Chicago, Ill., pp. 79--93.

WANDERLEY FILHO, J. R., GRADDI, J. C. S. V. 1993. Projeto Jacuípe. PETROBRAS, Salvador, Relatório Interno.

WANDERLEY FILHO, J. R., DESTRO, N. 1994. Evolução das Bacias do Jacuípe (BA), de Sergipe e Alagoas, e implicações no rifteamento da margem nordeste oriental brasileira durante o Cretáceo. In: III Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Boletim, p. 49-52.

WARREN, J. K. 1982a. The hydrological significance of Holocene tepees, stromatolites, and boxwork limestones in coastal salinas in South Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 1171-1201.

WARREN, J. K. 1982b. Hydrologic setting, occurrence, and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes, South Australia. *Sedimentology*, v. 29, p. 609-637.

WARREN, J. K. 1989. *Evaporite sedimentology: importance in hydrocarbon*. Englewood Cliffs, N. J. Prentice Hall. 285 p.

WARREN, J. K. 1990. Sedimentology and mineralogy of dolomitic Coorong lakes, South Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 843-858.

WARREN, J. K. 1999. *Evaporites: their evolution and economics*. Oxford, UK, Blackwell Scientific, 483 p.

WARREN, J. K. 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg. doi:10.1007/3-540-32344-9.

WARREN, J. K., KENDALL, C. G. S. 1985. Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings, modern and ancient. *American Association of Petroleum Geologists*, v. 69, p. 1013-1023.

WESSELINGH, F. P. 2007. Long-lived lake mollusks as island faunas: a bivalve

perspective. In: W. Renema (ed.). *Biogeography, Time, and Place: Distributions, Barriers, and Islands*. Springer, p. 275–314.

ZAK, I., FREUND, R. 1980. Strain measurements in eastern marginal shear zone of Mount Sedom salt diapir, Israel. *American Association of Petroleum Geologists*. v. 64, p. 568-581.