

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MARGEM LACUSTRE DOMINADA POR ONDAS DO PRÉ-
SAL APTIANO: MEMBRO MUCURI, BACIA DO ESPÍRITO
SANTO**

CAMILA ELIZA ALTHAUS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Porto Alegre, 2020

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**MARGEM LACUSTRE DOMINADA POR ONDAS DO PRÉ-
SAL APTIANO: MEMBRO MUCURI, BACIA DO ESPÍRITO
SANTO**

CAMILA ELIZA ALTHAUS

ORIENTADOR – Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza – Departamento de Geologia,
Universidade Federal do Pampa, Brasil.

Prof.^a Dra. Manoela Bettarel Bállico – Departamento de Geologia,
Universidade Federal de Santa Catarina, Brasil.

Dra. Rosalia Barili da Cunha – Instituto do Petróleo e dos Recursos Minerais,
Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul, Brasil.

Dissertação de Mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção
do Título de Mestre em Ciências.

Porto Alegre, 2020

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Althaus, Camila Eliza

Margem lacustre dominada por ondas do pré-sal Aptiano :
Membro Mucuri, Bacia do Espírito Santo. / Camila Eliza Althaus. -
Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2020.
[62 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de
Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2020.

Orientador: Claiton Marlon dos Santos Scherer

1. Lagos dominados por ondas. 2. Estratigrafia de alta-resolução. 3.
Reservatórios Aptianos, Isótopos de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. I. Título.

CDU 551.7

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

AGRADECIMENTOS

Em tempos onde a educação e pesquisa estão sendo tão prejudicadas, torna-se ainda mais importante valorizar as instituições de ensino e órgãos financiadores de pesquisa. Esta dissertação de mestrado só foi possível devido ao Projeto Mucuri, realizado em parceria entre a UFRGS e Shell, que possibilitou o acesso aos testemunhos de sondagem e realização de análises geoquímicas. Além disso, agradeço ao CNPq pela bolsa de mestrado e a Universidade Federal do Rio Grande do Sul, pelo ensino de qualidade.

Agradeço também ao meu orientador, professor Claiton, pela oportunidade, amizade e orientação desde a graduação. Aos meus amigos da estrati, com os quais compartilhei a maior parte dos dias, obrigada! A convivência com vocês tornou essa jornada leve e me fez aprender muito sobre a geologia e a vida. Por fim, outra grande parte destes agradecimentos cabe à minha família. Aos meus pais, Aldino e Bernardete, por acreditarem tanto na importância da educação e ao Dudu, Cris e Erik, por serem os maiores incentivadores das minhas escolhas. Cada um de vocês contribuiu muito com este trabalho.

RESUMO

A fragmentação do supercontinente Gondwana, e conseqüente separação entre América do Sul e África, possibilitou o desenvolvimento das bacias sedimentares da margem leste brasileira. Estas bacias rifte transicionaram para o estágio *sag* e por fim, para o estágio atual de margem passiva. A fase *sag* das Bacias de Campos, Santos e Espírito Santo merece destaque, pois suas rochas constituem os reservatórios do pré-sal, uma das maiores províncias petrolíferas atuais. Na porção *onshore* da Bacia do Espírito Santo, estão localizados os sedimentos do Membro Mucuri (Formação Mariricu), pertencente ao intervalo *sag* depositados durante o Aptiano. Seu modelo deposicional ainda é alvo de discussões e seu estabelecimento auxilia na reconstrução do modelo deposicional da Bacia do Espírito Santo, fornecendo informações também sobre a porção distal dos reservatórios, uma vez que os sistemas deposicionais atuantes na porção proximal condicionam os sedimentos que adentram a bacia, em direção ao depocentro. Para isto, foram analisados 13 poços, totalizando 430 metros de testemunhos de sondagem descritos em escala de detalhe 1:50, além da amostragem de 5 níveis de anidritas que ocorrem intercalados com os sedimentos do Membro Mucuri em 4 poços distintos para análise de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Foram identificadas 16 fácies deposicionais e 3 fácies pós-deposicionais, que agrupadas permitiram a identificação de 5 associações de fácies: canais fluviais cascalhosos, fluviais fracamente canalizados, shoreface superior, shoreface inferior e offshore. A análise da sucessão vertical de associações de fácies permitiu a identificação de quatro anatomias de ciclos distintas: T, T-R, R normal e R forçada. Apesar de seu fácil reconhecimento em testemunhos, a correlação lateral entre estes ciclos não foi possível. A análise dos isótopos de Sr nas anidritas teve como resultado valores acima dos identificados em evaporitos marinhos do Cretáceo. Este dado, somado com as associações de fácies identificadas, permitiu a interpretação do modelo deposicional do Membro Mucuri: fluviais pouco canalizados e canais fluviais cascalhosos que adentravam um lago, sendo retrabalhados pela ação de ondas, formando depósitos de shoreface superior, inferior e offshore, por vezes com hiperpicnais associados.

Palavras-chave: Lagos dominados por ondas, Estratigrafia de alta-resolução, Reservatórios Aptianos, Isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

ABSTRACT

The fragmentation of supercontinent Gondwana and the consequent separation between South America and Africa, allowed the development of sedimentary basins of east Brazilian margin. These rift basins have transitioned to the sag stage, and finally to the current passive margin stage. The sag stage of Santos, Campos and Espírito Santo Basins deserve highlight because of your rocks compound the pre-salt reservoirs, one of the largest oil provinces today. In the onshore portion are located the sediments of Mucuri Member (Mariricu Formation), belonging to the sag stage deposited during the Aptian. The depositional model of Mucuri Member is subject of discussion and your establishment may contribute to the reconstruction of the depositional model of Espírito Santo Basin, giving information about the distal portion of reservoirs, once the proximal systems condition the sediments who reach the basin inner portions. For this, 13 wells was analyzed, totalizing 430 meters of core descriptions in detailed scale (1:50) associated with samples from 5 anhydrites layers, that occur interbedded with sediments of Mucuri Member in 4 distinct wells, to geochemical analyses of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio. Was identified 16 depositional facies and 3 post-depositional facies, grouped into 5 facies associations: gravelly fluvial channel, poorly confined fluvial channels, upper shoreface, lower shoreface and offshore. Stacking patterns of facies associations allowed the definition of four cycles: T, T-R, normal R and forced R cycles. Although these cycles are easily recognizable in the cores, their correlation between wells was not possible. Geochemical analyses of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio from anhydrites indicated a non-marine composition for the precipitating fluids. This data, added with facies associations identified, allowed the depositional model interpretation of Mucuri Member: poorly fluvial channels and gravelly fluvial channels that entered in a lake, reworking by the wave action, forming deposits of upper Shoreface, lower Shoreface and offshore, sometimes with hyperpycnal flows associated.

Keywords: Lake wave-dominated, high-resolution stratigraphy, Aptian reservoirs, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopes.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	9
1.1 ESTADO DA ARTE	9
1.1.1 Contexto Geológico	10
1.1.2 Lagos dominados por ondas	12
REFERÊNCIAS	23
2. CORPO PRINCIPAL DA DISSERTAÇÃO - ARTIGO	27
INTRODUCTION	30
GEOLOGICAL SETTING	31
METHODS	32
RESULTS	34
Lithofacies	34
Facies Associations	38
Gravelly fluvial channel	38
Poorly Confined Fluvial Channel	39
Upper Shoreface	41
Lower Shoreface	43
Offshore	44
High frequency cycles	46
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in anhydrite layers	47
Depositional systems	49
Correlation of the high-frequency cycles	52
Barremian to Aptian marine incursions	54
CONCLUSIONS	54
ACKNOWLEDGEMENTS	55
REFERENCES	55
3. ANEXOS	62

SOBRE A ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada em torno de um artigo publicado em periódico. A sua organização compreende as seguintes partes principais:

1. Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e o estado da arte sobre o tema de pesquisa;
2. Artigo intitulado "*Wave-dominated lacustrine margin, Aptian pre-salt Mucuri Member, Espírito Santo Basin*", aceito pela revista *Journal of South American Earth Sciences*, escrito pela autora durante o desenvolvimento de seu Mestrado;
3. Anexo, compreendendo o histórico escolar completo.

1. INTRODUÇÃO

A descoberta dos imensos reservatórios de hidrocarbonetos do pré-sal nos últimos anos trouxe consigo inúmeras lacunas a serem preenchidas em diversas áreas de conhecimento. Na área da geologia, mais precisamente na estratigrafia, a interpretação paleoambiental e paleogeográfica das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo tem recebido destaque. Isto porque o modelo deposicional condiciona a configuração e distribuição sedimentar e, conseqüentemente, os reservatórios, possibilitando uma exploração mais eficiente. Esta dissertação de mestrado tem como alvo de estudo o Membro Mucuri (Formação Mariricu), que constitui os depósitos lateralmente adjacentes ao pré-sal da Bacia do Espírito Santo.

Apesar dos estudos existentes no Membro Mucuri, seu contexto paleoambiental e paleogeográfico ainda é alvo de discussões, havendo poucos estudos sedimentológicos e estratigráficos. A compreensão da dinâmica sedimentar na porção proximal é de extrema importância, pois influencia diretamente os sedimentos que chegam à porção mais interna da bacia, que neste caso, corresponde aos reservatórios do pré-sal na Bacia do Espírito Santo. Desta forma, sua compreensão auxilia a reconstrução do modelo paleoambiental e paleogeográfico da Bacia do Espírito Santo durante o Aptiano.

O objetivo principal deste trabalho é a análise sedimentológica e estratigráfica do topo do Membro Mucuri, Aptiano da Bacia do Espírito Santo. Os objetivos específicos incluem: i) definição de fácies, associações de fácies e modelo deposicional dos depósitos proximais do pré-sal, fase *sag* da bacia; ii) caracterização das anatomias de ciclos regressivos-transgressivos de alta-frequência; iii) definição da afinidade marinha ou lacustre do topo da seção dos depósitos do pré-sal.

1.1 ESTADO DA ARTE

Nesse capítulo será realizado um detalhamento sobre dois pontos fundamentais para o entendimento do trabalho desenvolvido. Inicialmente será

realizada uma revisão bibliográfica concisa sobre o contexto estratigráfico da fase rifte e *sag* da Bacia do Espírito Santo, com foco no Membro Mucuri. Posteriormente, será feita uma sistematização do conhecimento sobre sistemas lacustres dominados por ondas, enfatizando a dinâmica deposicional e o registro geológico.

1.1.1 Contexto Geológico

A Bacia do Espírito Santo (Figura 1), localizada na margem leste do Brasil, é limitada a norte pela Bacia de Mucuri, através de um limite geográfico, e a sul pela Bacia de Campos, através do Alto de Vitória (França et al., 2007). Subdivide-se a bacia em duas plataformas compostas por cânions formados no Paleoceno: Plataforma de São Mateus, limitada ao norte do Paleocânion Fazenda Cedro; Plataforma de Regência limitada ao sul do Paleocânion Fazenda Cedro, englobando o Paleocânion de Regência (Vieira et al., 1994).

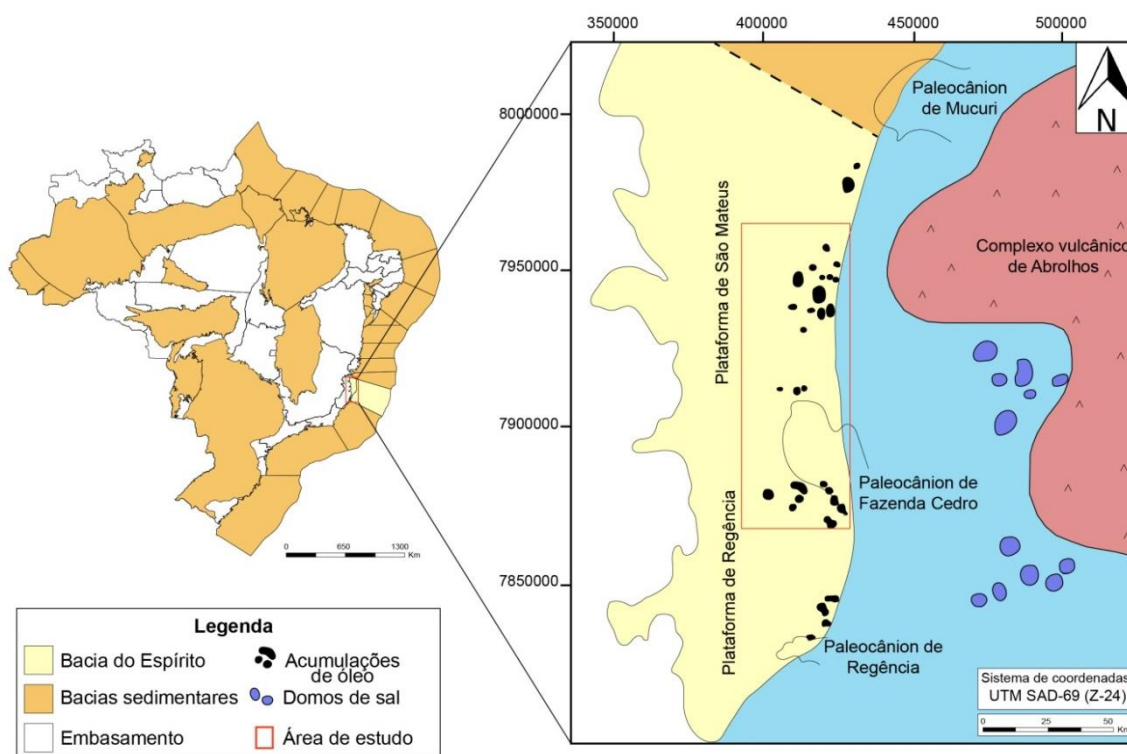


Figura 1: Mapa da Bacia do Espírito Santo, indicando as principais características estruturais, ocorrências de óleo e localização da área de estudo na porção onshore (modificado de Biassusi et al., 1990).

A evolução geodinâmica da Bacia do Espírito Santo é composta por uma fase rifte, pós-rifte e, por fim, pela atual fase de margem passiva (França et al.,

2007). A primeira carta estratigráfica foi proposta por Asmus et al. (1971), reeditada por Vieira et al. (1994), sendo a carta cronoestratigráfica atual (Figura 2) proposta por França et al. (2007). O embasamento da bacia é constituído por migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitóides, pertencentes a Faixa Araçuaí. Sobreposto ao embasamento foi depositado o Grupo Nativo (rifte), com sedimentos de idade Valanginiana, compostos por arenitos médios a conglomeráticos e conglomerados com clastos metamórficos (Membro Jaguaré) a leste, e por sedimentos finos a oeste, porção mais distal, compondo o Membro Sernambi. Rochas vulcânicas da Formação Cabiúnas ocorrem intercaladas com sedimentos do Membro Jaguaré e são correlatas com as rochas vulcânicas encontradas na Bacia de Campos (Conceição et al., 1993).

Esta fase é limitada ao topo pela discordância Pré-Alagoas e sobreposta a ela encontra-se a Formação Mariricu, de idade NeoAptiana definida pela biozona de palinórfos P270 (Regali et al., 1991), subdividida no Membro Mucuri (basal) e Membro Itaúnas (superior). O Membro Mucuri (idade Aptiana) é composto por conglomerados e arenitos na porção proximal da bacia e folhelhos na porção distal, intercalados com finas camadas de anidrita, tendo sido depositados em ambientes fluviais, de *sabkhas* e deltaicos (França et al., 2007; Vieira et al., 1998). Os arenitos do Membro Mucuri são reservatórios do Play Mucuri, que tem como rocha geradora os folhelhos da Formação Cricaré e como selo os evaporitos do Membro Itaúnas, com uma trapa estrutural composta por *horsts*. O Membro Mucuri é sobreposto pelo espesso pacote evaporítico do Membro Itaúnas, depositado em um ambiente de bacia restrita (França et al., 2007). Apesar dos estudos existentes, a fase final do Membro Mucuri e conseqüentemente, o registro das primeiras ingressões marinhas na bacia ainda é alvo de discussões.

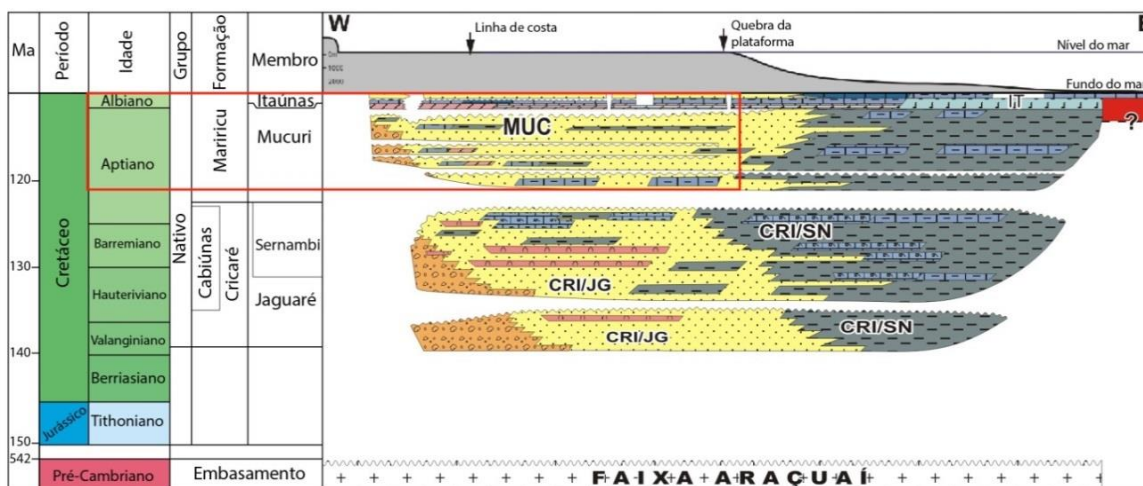


Figura 2: Carta cronoestratigráfica da Bacia do Espírito Santo, com destaque para a porção onshore da Bacia do Espírito Santo, alvo deste estudo (Modificado de França et al., 2007).

1.1.2 Lagos dominados por ondas

Lagos podem ter sua origem a partir de processos vulcânicos, glaciais, fluviais, associados com linhas de costa, impacto de meteoritos, dissolução de rochas, porém os maiores lagos tem origem tectônica, sendo cerca de 90% dos lagos atuais de origem tectônica e glacial (Cohen, 2003; Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010). Bacias lacustres são controladas pela subsidência do assoalho lacustre e soergimento de suas bordas (Bohacs, 2003), e é a relação entre a altura da borda do lago e o assoalho que controla a existência e natureza do lago. O espaço abaixo da borda é também o potencial espaço de acomodação da bacia e pode ser preenchido por sedimento e água (Figura 3).

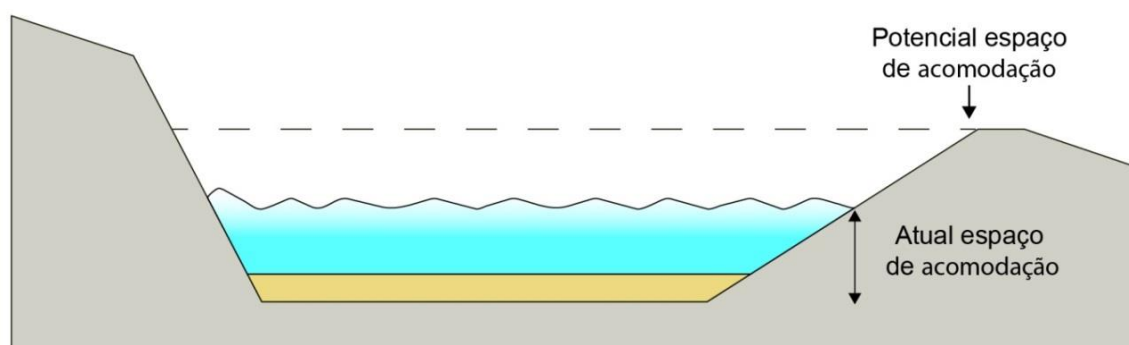


Figura 3: Relação entre espaço de acomodação e o potencial espaço de acomodação lacustre (Modificado de Bohacs et al., 2003).

Bacias lacustres, mesmo que grandes, ignoram os efeitos de maré,

tendo sua sedimentação fortemente controlada pela tectônica e clima, que atuam regulando o tipo de aporte de água e sedimentos carregados para a bacia. Já a relação entre tectônica, clima, hidrologia e processos biológicos possibilita a geração de ambientes de sedimentação lacustres distintos (Bohacs, 2003; Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010). Lagos tem seu nível d'água controlado pelo clima, tectônica e suprimento sedimentar, sendo influenciados pela eustasia caso tenham influência marinha. Qualquer mudança em um destes fatores pode gerar variação da linha de costa rapidamente, isso devido a sua menor profundidade quando comparado ao mar (Dam & Surlik, 1992; Ilgar & Nemec, 2002).

A sedimentação em lagos, até pouco tempo, era considerada relativamente simples, sendo constituída por fluviais que transportavam o sedimento que ao adentrar o corpo de água gerava deltas ou leques deltaicos, concentrando os sedimentos nas regiões litorâneas, onde nas porções mais profundas ocorreria somente decantação de sedimentos finos em suspensão (Nutz et al., 2016). Linhas de costa dominadas por ondas normalmente são associadas a ambientes marinhos costeiros, porém muitos lagos em torno do mundo são dominados por processos de alta energia regidos pela ação dos ventos, podendo as zonas costeiras lacustres dominadas por ondas representarem uma porção significativa do registro de lagos.

Hidrodinâmica em lagos dominados por ondas

A evolução sedimentar de corpos d'água dominados por ondas é controlada principalmente pela circulação de águas movidas por ventos, que geram correntes de fundo e topo independente do tamanho da bacia, clima, composição química da água ou contexto geológico (Nutz et al., 2016). Ondas são normalmente associadas com ambientes marinhos, porém elas são comuns em muitos dos lagos atuais. A formação das ondas de superfície depende da força, duração do vento e pista que ele percorre. Quanto maior a área do lago, maiores poderão ser as ondas formadas se houver vento durante tempo e força suficientes (Talbot & Allen, 1996).

O movimento da água gerado pela passagem das ondas (Figura 4) possui um padrão quase sinusoidal que ao chegar a profundidades com metade do comprimento de onda torna-se cada vez mais assimétrico até

ocorrer a quebra da onda (Clifton, 2006). Isto ocorre, pois a água movida pela passagem da onda segue uma órbita circular que se estende em torno da crista da onda, cujo diâmetro diminui com a profundidade até o nível em que se torna insignificante, conhecido como o nível de base de ação da onda (Clifton, 2006). Quando a onda alcança águas rasas, o círculo é deformado gerando uma elipse e o movimento da água no fundo do lago torna-se essencialmente horizontal.

Enquanto a forma da onda é simétrica (Figura 4), o movimento da água para frente e para trás é igual tanto em velocidade quanto em duração, porém quando a onda começa a ficar assimétrica, a velocidade em direção à frente da crista torna-se maior e de menor duração que as correntes em direção contrária (Clifton, 2006). Ao alcançar a zona de quebra da onda, ocorre o espriamento da onda (*swash*) sobre a praia, paralelo a direção do vento dominante, enquanto que o refluxo desta água (*backwash*) ocorre perpendicular à costa, gerando um fluxo bidirecional responsável pela deriva litorânea (Clifton, 2006).

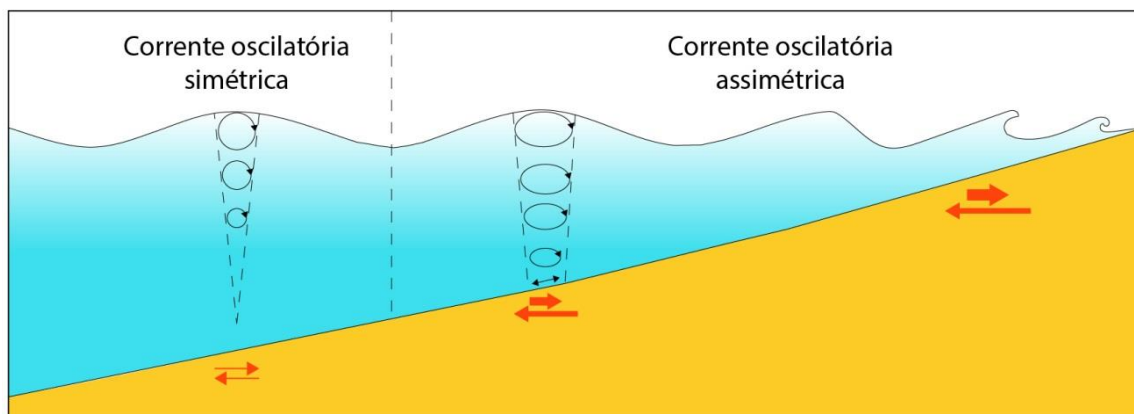


Figura 4: Evolução da onda em direção à costa, passando de uma corrente oscilatória simétrica para assimétrica. As setas vermelhas indicam as correntes em direção à costa e ao lago, sendo que quanto maior a espessura da seta, maior a velocidade, e quanto maior o comprimento da seta, maior a duração (Modificado de Clifton, 2006).

Afastada das margens, a sedimentação clástica ocorre por meio de dois mecanismos: dispersão por plumas de suspensão e transporte por correntes de densidade. Plumal de sedimentos em suspensão podem ser trazidas para o lago por meio do influxo fluvial. Se a mistura água-sedimentos tiver menor densidade que a camada inferior de água do lago, a pluma de sedimentos

permanecerá acima e será redistribuída pelas correntes de superfície em torno do lago sendo os sedimentos em suspensão decantados (Nichols, 2009).

A circulação de águas gerada pela ação dos ventos produz processos hidrodinâmicos abaixo da zona de ação de ondas, nas porções mais profundas do lago, onde as correntes de fundo remobilizam parte do sedimento. Descargas elevadas de rios geram fluxos hiperpicnais (Nutz et al., 2014) que atravessam a zona de ação de ondas e depositam-se nas porções profundas do lago, posteriormente retrabalhadas por correntes de fundo.

Estratificação da água em lagos

A estratificação em lagos pode ocorrer pela diferença de densidade da água, resultante principalmente da temperatura (maior densidade da água ocorre a 4°C), porém também influenciada pela salinidade e concentração de sedimentos (Talbot & Allen, 1996; Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010). A estratificação ocorre mais facilmente em lagos tropicais quando comparado a lagos em clima temperado e pode variar conforme as estações, quando a água do lago aquece/resfria. Um lago estratificado pode ser dividido em até três zonas (Talbot & Allen, 1996; Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010): *Epilimnion* – zona superior, maior oxigenação e temperatura; *Metalimnion* – zona transicional onde a temperatura decai rapidamente; *Hypolimnion* – zona inferior, menor temperatura, por vezes anóxica (Figura 5).

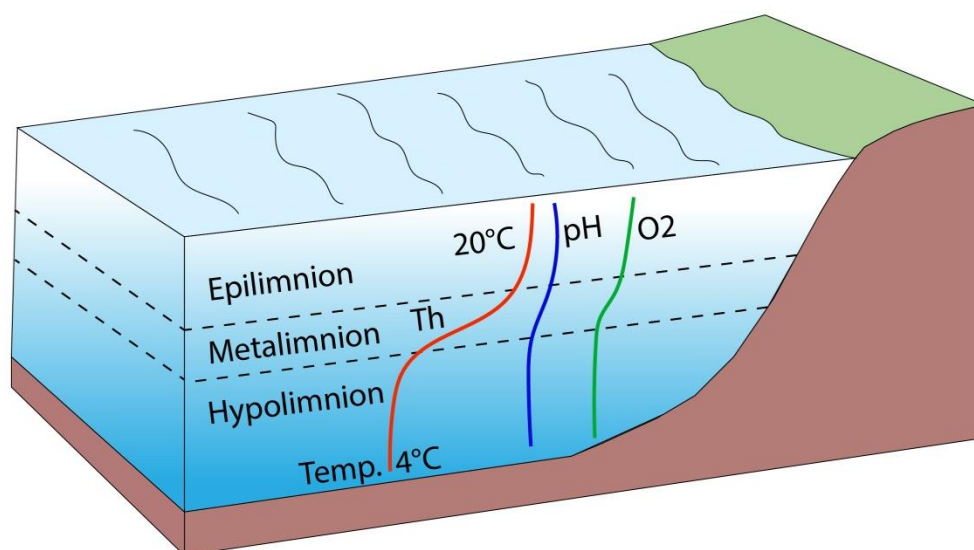


Figura 5: Exemplo de lago estratificado com zona de *epilimnion*, *metalimnion* e *hypolimnion*. No *metalimnion* ocorre a queda acentuada da temperatura indicada pela termoclinal (Th),

havendo também a diminuição do pH e oxigênio (Modificado de Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010).

O movimento orbital das partículas de água estende-se a uma profundidade determinada pelas características das ondas de superfície. A energia das ondas é transferida na forma de turbulência para o *metalimnion*, mas o *hypolimnion* acaba não sendo afetado por causa do gradiente de densidade do *metalimnion* que atua como uma barreira para transferência de energia das ondas (Talbot & Allen, 1996; Renaut & Gierlowski-Kordesch, 2010).

O vento é o principal agente de mistura em lagos (Beadle, 1981), e em casos onde a orientação dos ventos dominantes é paralela à orientação do eixo maior do corpo d'água, pode haver até a completa mistura das águas, inclusive em lagos profundos. Em águas rasas o suficiente para que as ondas toquem o fundo, a velocidade orbital das partículas de água pode causar transporte de sedimentos, gerando a formação de formas de leito. Ondas possuem menor efeito em lagos profundos, mas durante períodos de intenso vento pode haver o desenvolvimento de ondas maiores que podem causar efeitos na sedimentação em profundidades significativas (Talbot & Allen, 1996).

Tipos de depósitos em lagos dominados por ondas

Lagos são definidos por seus níveis de energia, e assim como em ambientes marinhos, estendem-se da costa até o offshore. A hidrodinâmica oriunda da ação dos ventos gera características notáveis tanto em escala centimétrica na forma de ripples de fluxo oscilatório ou combinado, quanto em escala quilométrica, na forma de extensos cordões litorâneos. A ação das ondas é responsável pela circulação de águas e construção de cordões litorâneos e pontais ao longo da linha de costa (Figura 6) e em offshore é responsável pelas superfícies erosivas, depósitos hiperpicnais, entre outros (Nutz et al., 2015).

Analisando o Lago Turkana, um dos lagos do sistema de riftes africano, Nutz & Schuster (2018) descreveram as formas de leito e os depósitos relacionados aos processos costeiros do lago dominado por ventos e agruparam-nos em: cordões litorâneos, pontais, dunas costeiras, deltas, leques de sobrelavagem, depósitos de *foreshore* e *shoreface/nearshore*. Já no

presente trabalho, foram identificados depósitos de canais fluviais cascalhosos, fluviais fracamente canalizados, shoreface superior, shoreface inferior e offshore.

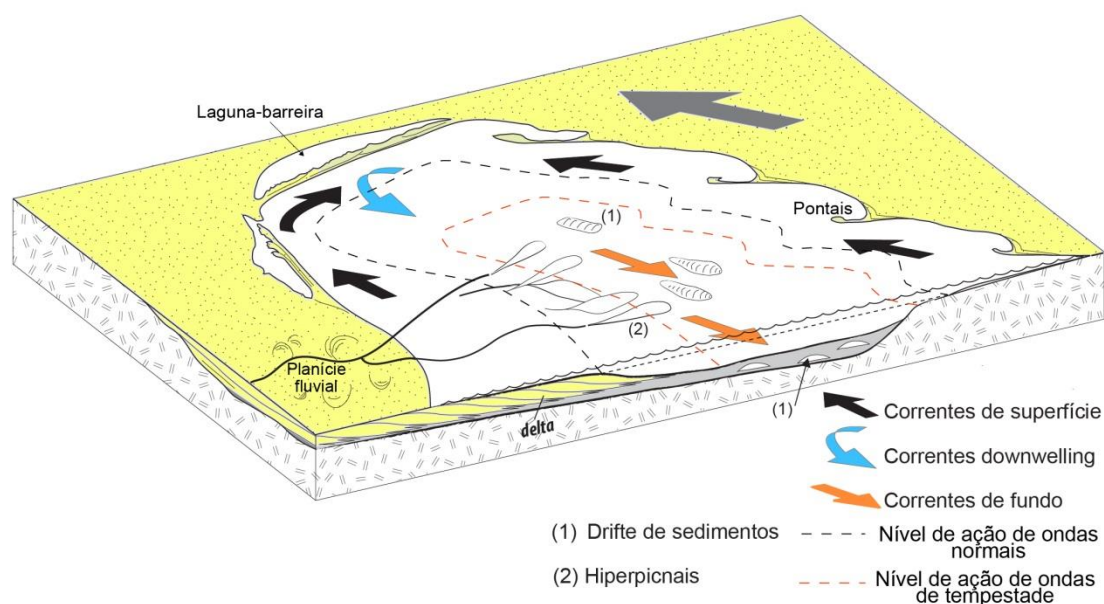


Figura 6: Modelo hidrodinâmico e deposicional, indicando a direção das correntes atuantes no lago e as estruturas que são geradas por elas, como os pontais (Modificado de Nutz et al., 2015).

Diferenciação de depósitos de origem lacustre e marinha

Os depósitos gerados em ambientes costeiros lacustres e marinhos podem ser muito semelhantes, dificultando a diferenciação a partir de dados sedimentológicos. A presença de estruturas indicativas de maré atesta origem marinha, porém sua ausência não pode indicar que se trata de um ambiente lacustre. A ausência de maré, associada com dados paleontológicos, palinológicos e/ou geoquímicos por sua vez, pode atestar a origem lacustre do ambiente. Neste trabalho foi utilizada análise geoquímica de isótopos de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ em anidritas, que atestou que os depósitos não tem assinatura isotópica marinha.

Classificação de lagos

Classificações baseadas na dinâmica sedimentar de lagos são raras. Pensando nisso, Nutz et al. (2016) criaram um sistema de classificação que agrupa lagos baseando-se em sua dinâmica sedimentar. Ela foi baseada em

classificações anteriores (Hakanson, 1982; Dam e Surlik, 1992,1993) e subdivide-se em três membros finais, baseados nos principais fatores controladores: lagos dominados por rios, lagos dominados por fluxos gravitacionais e lagos dominados por ventos (Figura 7).

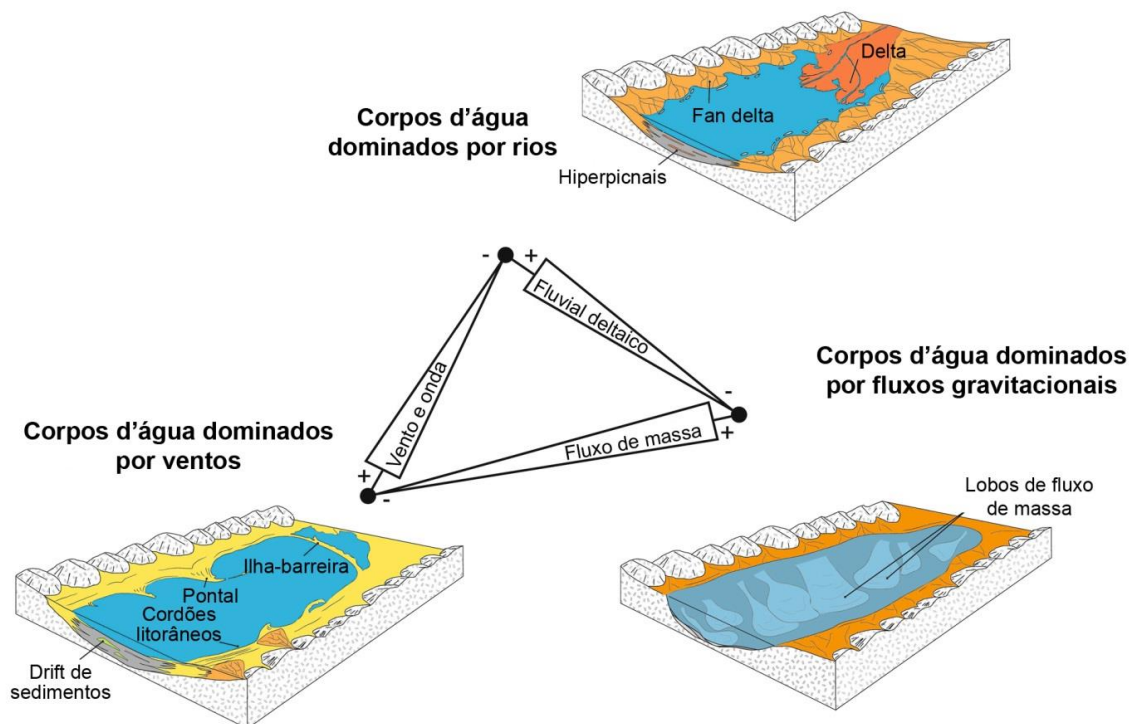


Figura 7: Classificação de lagos conforme os principais fatores controladores da sedimentação (Modificado de Nutz et al., 2015).

Nutz et al. (2015) propuseram uma nova categoria de lagos em sua classificação, a Wind-driven waterbodies (WWB), onde os ventos controlam a natureza e distribuição das características sedimentares através da ação de ondas na linha de costa e da criação de padrões de circulação em escala de lago. Apesar de a classificação subdividir os lagos, assume-se que o mesmo lago possa evoluir transitando entre os membros finais e que um mesmo lago, possa ter diferentes domínios em suas margens.

ESTRATIGRAFIA DE SUCESSÕES LACUSTRES

Tipos de bacias lacustres

A existência de bacias lacustres é controlada pela relação entre o

potencial de acomodação e a hidrologia atuante, e esta relação permitiu que Carrol & Bohacs (1999) baseados em parâmetros estratigráficos, litológicos, paleontológicos e geoquímicos, distinguíssem três principais modelos de lagos:

i) Lagos *Over-filled* (Figura 8): Ocorrem quando o nível d'água estiver constantemente na borda do lago, situação na qual o suprimento de água e sedimento supera a taxa de acomodação da bacia e a hidrologia é predominantemente aberta, transbordando frequentemente, sem ocorrer mudanças em seu tamanho, nível de água e volume. Neste contexto a água é normalmente doce, havendo domínio de progradação, associações de fácies fluvial-lacustre, podendo ocorrer estratificação da coluna d'água e diversidade de espécies. Domínio de lamitos, arenitos, coquinas, carvão e folhelhos.

ii) Lagos *ballanced-fill* (Figura 8): Quando o lago tem seu nível d'água próximo a borda, porém intermitentemente transborda, a hidrologia variará entre aberta e fechada, fazendo com que a curva de variação do nível do lago seja oscilatória, ocorrendo alternância entre progradação e agridação. A água varia de salobra a salina, podendo ter estratificação química e termal, poucas plantas terrestres e domínio de algas. Margas, lamitos, siltitos, arenitos e carbonatos compõem as litologias dominantes.

iii) Lagos *under-filled* (Figura 8): ocorrem quando o suprimento de água e sedimentos for menor que a taxa de acomodação da bacia. O nível d'água ficará sempre abaixo da borda do lago, não ocorrendo transbordamento e a hidrologia será fechada, possibilitando a análise da variação do nível do lago e da área ocupada. Neste caso, ocorre influxo fluvial mínimo, com dominância de agridação, facilitando a formação de um ambiente com alta taxa de evaporação, comum em ambientes áridos. A água é normalmente salina, podendo apresentar estratificação química e inexistência de fauna e flora intolerantes a salinidade. Domínio de agridação com lamitos, evaporitos, siltitos, arenitos e conglomerados.

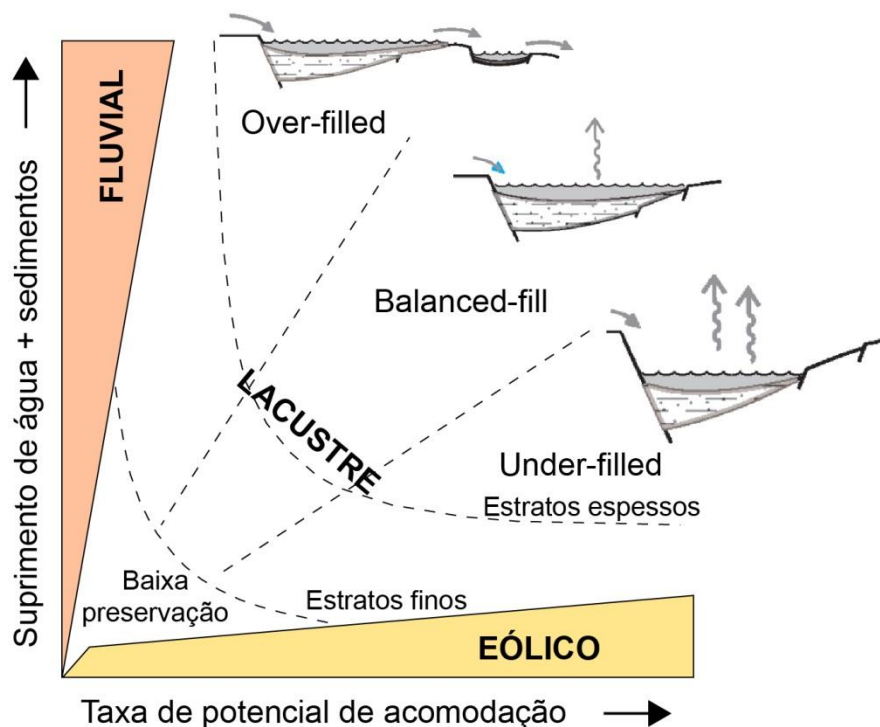


Figura 8: O diagrama (modificado de Carrol & Bohacs, 1999) indica como cada ambiente lacustre assimila-se em questão de taxas de acomodação e suprimento sedimentar e de água. Ele possui duas principais bifurcações nas quais os tipos de lagos que mais se assemelham com outros sistemas localizam-se mais próximo do extremo do diagrama que ilustra este sistema: lagos perenes com hidrologia aberta são comparados com sistemas fluviais; lagos com hidrologia fechada que favorecem o desenvolvimento de sistemas eólicos e *playa*. Já lagos com hidrologia alternando entre fechada e aberta transitam entre estes dois pontos.

Padrões de empilhamento

Diferenças nos padrões empilhamento refletem a interação entre o influxo sedimentar e variação do nível do lago, porém em um lago as variações da linha de costa não ocorrem de forma homogênea em toda a margem e isso se deve a variações regionais no suprimento sedimentar, padrão de transporte, distribuição de sedimentos, fisiografia costeira, tamanho do lago, batimetria e distância que o vento percorre no corpo d'água sem obstáculos em uma direção constante (Stefani & Vincenzi, 2005; Catuneanu & Zechin, 2013; Andrews e Hartley, 2015).

Um exemplo disto são os deslocamentos autocíclicos dos deltas que podem também modificar significativamente o suprimento sedimentar nas áreas costeiras adjacentes, visto que os sedimentos trazidos pelos rios são distribuídos pelas correntes paralelas à costa (*longshore currents*) alimentando

o *shoreface*. Desta forma, avulsões fluviais e reposicionamento dos deltas podem induzir mudanças nas direções de transporte de sedimentos no *shoreface*, provocando mudanças no sentido de deslocamento da linha de costa, fazendo com que regiões anteriormente transgressivas, passem a sofrer regressão, ou vice versa (Figura 9).

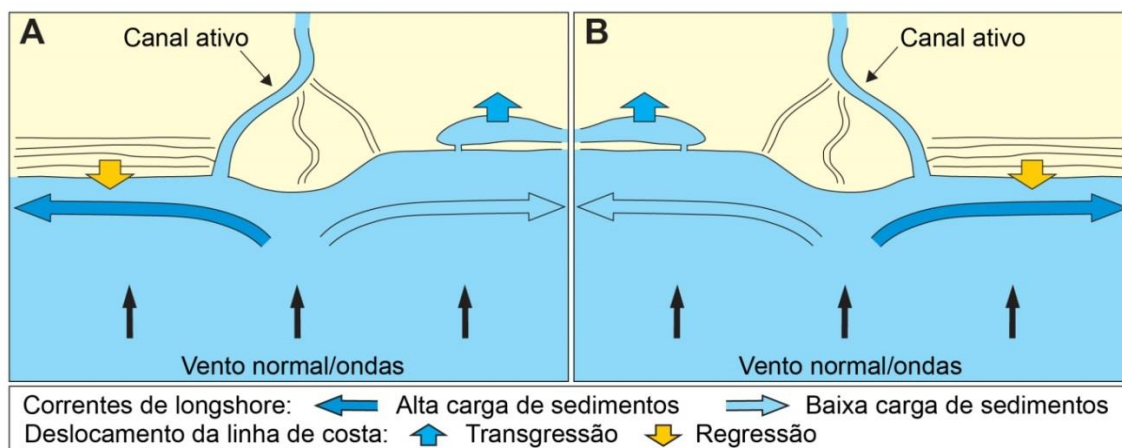


Figura 9: Deslocamento autocíclicos na localização do principal canal ativo do lobo deltaico do tempo 1 (diagrama A) para o tempo 2 (diagrama B) pode resultar em mudanças na distribuição de sedimentos por correntes litorâneas (longshore currents) ao longo da linha de costa. A mudança na trajetória da linha de costa do tempo 1 para o tempo 2 pode gerar diferentes padrões de empilhamento nos lados opostos do delta (modificado de Catuneanu & Zecchin, 2012).

Correlação entre poços

Quando se analisa a estratigrafia de alta resolução do registro (Catuneanu & Zecchin, 2012), percebe-se facilmente a diferença nos padrões de empilhamento de locais que mesmo sendo adjacentes, possuem sucessões de ciclos distintas. Um intervalo classificado como transgressivo, lateralmente pode ser um intervalo regressivo. A variação lateral da anatomia e espessura dos ciclos associada à ocorrência de erosões dificulta muito a correlação confiável de ciclos quando se tem dados de locais afastados quilômetros de distância (Figura 10).

Estas mudanças laterais que ocorrem, podem refletir erosões significativas associadas a variações bruscas no nível do lago ou mudanças espaciais da razão acomodação/suprimento sedimentar decorrentes da variabilidade do influxo sedimentar aportado pelos rios à costa. Além disso, mudanças no padrão de transporte e distribuição dos sedimentos podem

influenciar na trajetória da linha de costa (Stefani & Vincenzi, 2005; Catunenanu & Zechin, 2013).

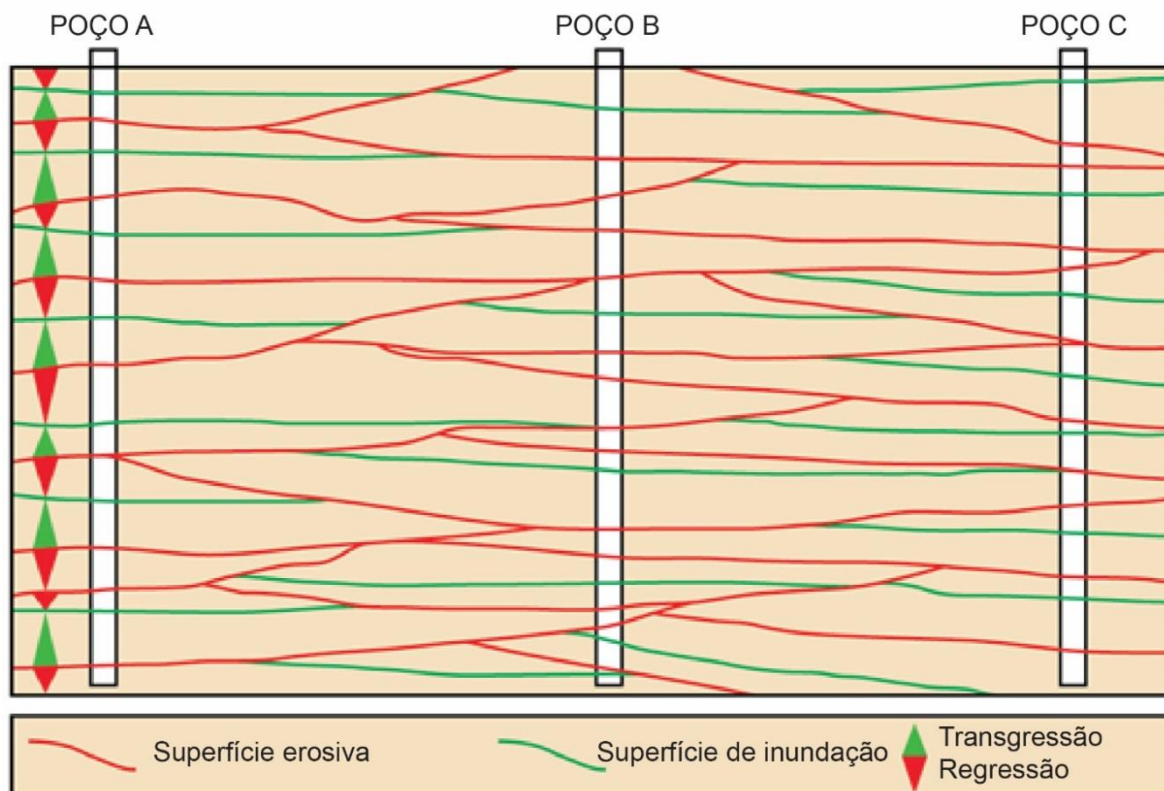


Figura 10: Imagem esquemática ilustrando o que ocorre quando tenta-se correlacionar poços distantes entre si (Kuchle et al., 2018).

Considerações finais

Zonas costeiras lacustres possuem normalmente energia de ondas menor e flutuações frequentes no nível da água, apresentando características litorâneas menos desenvolvidas quando comparadas a zonas costeiras marinhas (Carter, 1991). Em consequência disso, a reconstituição de paleoambientes muitas vezes ignora linhas de costa dominadas por ondas em seus modelos. Porém, como visto no exemplo do Lago Turkana, a região costeira de um lago dominado por ondas, sob a influência de ventos constantes, pode desenvolver inúmeras feições similares ao ambiente marinho costeiro, fugindo da ideia de ambiente deposicional calmo e monótono normalmente atribuído a sistemas lacustres. Compreender os fatores controladores dos sistemas costeiros do lago permite a predição da distribuição de aquíferos e reservatórios de petróleo. A ação das ondas é um importante agente retrabalhamento de sedimentos clásticos e suas correntes de *longshore*

e *cross-shore* são responsáveis pela redistribuição de sedimentos em escala de bacia (Schuster & Nutz, 2018), sendo necessário leva-la em conta na reconstituição dos modelos deposicionais de paleolagos.

REFERÊNCIAS

- Andrews, S. D., Hartley, A. J. 2015. The response of lake margin sedimentary systems to climatically driven lake level fluctuations: middle Devonian, Orcadian Basin, Scotland. *Sedimentology*, 62: 1693-1716.
- Asmus, H. E., Gomes, J.B. e Pereira, A.C.B. 1971. Integração geológica regional da bacia do Espírito Santo. *Anais do XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, 235-254.
- Beadle, L. C. 1981. *The inland waters of tropical Africa*. New York, Longman Group, 475p.
- Biassusi, A., Maciel, A. A.; Carvalho, R. S. 1990. Bacia do Espírito Santo: o “estado da arte” da exploração. *Boletim de Geociências*, Rio de Janeiro, 4 (1): 13-19.
- Bohacs, K. M., Carroll, A. R., Neal, J. E. 2003. Lessons from large lake systems - Thresholds, nonlinearity, and strange attractors, in Chan, M.A., and Archer, A.W., eds., *Extreme depositional environments: Mega end members in geologic time*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 370: 75-90.
- Carroll, A.R., and Bohacs, K.M. 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls: *Geology*, 27: 99-102.
- Carter, R. W. G. 1991. *Coastal environments*. Academic Press, New York.
- Catuneanu, O., Zecchin, M. 2012. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence development. *Marine and Petroleum Geology*, 39: 26-38.

- Clifton, H.E. 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines, in: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. Society for Sedimentary Geology, 293-337.
- Cohen, A.S. 2003. *Paleolimnology*. Oxford University Press, Oxford, 500p.
- Conceição J.C.J., Zalán P.V., Dayan H. 1993. Deformações em Rochas Sedimentares Induzidas por Intrusões Magmáticas: Classificação e Mecanismos de Intrusão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 7(1/4): 57-91.
- Dam, G., Surlyk, F. 1993. Cyclic sedimentation in a large wave and storm dominated anoxic lake: Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. *Sedimentological association*, 18: 419-448.
- Dam, G., Surlyk, F. 1992. Forced regression in a large wave and storm dominated anoxic lake, Rhaetian-Sinemurian Kap Stewart Formation, East Greenland. *Geology*, 20: 749-752.
- França, R. L., Del Rey, A. C., Tagliari, C. V., Brandão, J. R., & Fontanelli, P. R. 2007. Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2): 501-509.
- Håkanson, L. 1982. Bottom dynamics in lakes. *Sediment/Freshwater Interaction*. Springer, Dordrecht. 9-22.
- Herlinger Jr, R., Zambonato, E.E., De Ros, L.F. 2017. Influence of diagenesis on the quality of Lower Cretaceous pre-salt lacustrine reservoirs from northern Campos Basin, offshore Brazil. *Journal of Sediment Research*, 87: 1285-1313.
- Ilgar, A., Nemeč, W. 2005. Early Miocene lacustrine deposits and sequence stratigraphy of the Ermenek Basin, Central Taurides, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173: 233-275.
- Kuchle, J., et al. 2018. *Integrated geological study of the Mucuri Formation, Espírito Santo Basin*. Research Report UFRGS-IGEO for Shell, 126p.
- Lima, B. E. M., De Ros, L. F. 2019. Deposition, diagenetic and hydrothermal

processes in the Aptian Pre-Salt lacustrine carbonate reservoirs of the northern Campos Basin, offshore Brazil. *Sedimentary Geology*, 383: 55-81.

Muniz, M.C., Bosence, D.W.J. 2015. Pre-salt microbialites from the Campos Basin (offshore Brazil): image log facies, facies model and cyclicity in lacustrine carbonates. In: Bosence, D.W.J., Gibbons, K.A., Le Heron, D.P., Morgan, W.A., Pritchard, T., Vining, B.A. (Eds.), *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*. Geological Society of London Special Publications, 418: 221–242.

Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Science Ltd., London, 335p.

Nutz, A., Schuster, M., Ghienne, J. F., Roquin, C., Bouchette, F. 2016. Wind-driven waterbodies: a new category of lake within an alternative sedimentologically-based lake classification. *Journal of Paleolimnology*, 59: 189-199.

Nutz, Alexis, et al. 2015. Wind-driven bottom currents and related sedimentary bodies in Lake Saint-Jean (Québec, Canada). *GSA Bulletin* 127(9-10): 1194-1208.

Pietzsch, R., Oliveira, D. M., Tedeschi, L. R., Queiroz Neto, J. V., Souza, R. S. 2018. Palaeohydrology of the Lower Cretaceous pre-salt lacustrine system, from rift to post-rift phase, Santos Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 507: 60-80.

Regali, M.S.P., Uesuguei, N. & Santos, A.S. 1974a. Palinologia dos Sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (I). *Boletim Técnico da Petrobras*, 17(3): 177-190.

Regali, M.S.P., Uesuguei, N. & Santos, A.S. 1974b. Palinologia dos Sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (II). *Boletim Técnico da Petrobras*, 17(4): 263-301.

Renaut, R.W., Gierlowski-Kordesch, E. 2010. Lakes. In: James, N., Dalrymple, R. *Facies Models 4*. Geol. Ass. Can., St. John's, Geotext, 6: 541-575.

Schuster, M., Nutz, A. 2018. Lacustrine wave-dominated clastic shorelines: modern

to ancient littoral landforms and deposits from the Lake Turkana Basin (East African Rift System , Kenya). *Journal of Paleolimnology*, 59 (2): 221-243.

Stefani, M., Vincenzi, S. 2005. The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system. *Marine Geology*, 222-223: 19-48.


Talbot, M.R. and Allen, P.A. 1996. Lakes. In: Reading, H.G., Ed., *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 3rd Edition, Blackwell Science, Oxford: 83-124.

Vieira, R.A.B. 1998. *Análise Estratigráfica e Evolução Paleogeográfica da Seção Neoaptiana na Porção Sul da Plataforma de São Mateus, Bacia do Espírito Santo, Brasil*. 158p. Dissertação de Mestrado, UFRGS.


Vieira, R.A.B., Mendes, M.P., Vieira, P.E., Costa, L.A.R., Tagliari, C.V., Barcelar, L.A.P., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8: 191-202.

Wright, V.P., Barnett, A. J. 2015. An abiotic model for the development of textures in some South Atlantic Early Cretaceous lacustrine carbonates. In: Grotzinger, J.P., James, N. (Eds.), *Microbial Carbonates in Space and Time: Implications for Global Exploration and Production*. Geological Society, London, Special Publication 418.

2. CORPO PRINCIPAL DA DISSERTAÇÃO




Journal of
South American Earth Sciences



Camila Eliza Althaus

Home
Reports



SAMES_2019_278_R1 | Research Paper

Wave-dominated lacustrine margin, Aptian pre-salt, Mucuri Member, Espírito Santo Basin

Camila Eliza Althaus | UFRGS, camilaalthaus@gmail.com, Brazil.

Status: With Editor (4 days) | Submitted: 09/Jul/2019

Overview

Other Authors [Show Details](#)

claiton marion santos scherer (UFRGS), Juliano Kuchle (UFRGS), Adriano Domingos dos Reis (UFRGS), João Pedro Formolo Ferronato (UFRGS), Luiz Fernando De Ros (UFRGS), TATIANA BARDOLA (UFRGS)

Abstract

The Espírito Santo Basin, one of the Brazilian marginal basins formed during the Gondwana break-up, has been the subject of many studies due to its important hydrocarbons accumulations, comprising three main depositional units – rift, sag and drift phases (Winter et al., 2007). The Mucuri Member sandstones are the Aptian sag phase related, onshore reservoirs deposited at the margins of the lacustrine system were the pre-salt (pre-evaporitic succession) lacustrine carbonate reservoirs were generated. The main objective of this article focuses on the stratigraphic and sedimentological definition of depositional model from the top of Mucuri Member, in the transition to Itaúnas Member evaporites of Marnicu Formation, since the depositional conditions of this interval until date remain a subject of discussions and can contribute to the understanding of the correlated pre-salt reservoirs. Core description in detailed scale (1:50) associated with gamma-ray logs allowed the identification of nineteen facies, grouped into five facies associations: gravelly fluvial channel, poorly confined fluvial channels, upper shoreface, lower shoreface and offshore. Stacking patterns of facies associations allowed the definition of four cycles: T, T-R, normal R and forced R cycles. Although these cycles are easily recognizable in the cores, their correlation between wells was not possible. Geochemical analyses of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio from anhydrites layers interbedded with the Mucuri sandstones confirmed a non-marine composition for the precipitating fluids. The integrated evidence suggests a wave dominated lacustrine environment for the subaqueous Mucuri Member deposits.

Taxonomy

Stratigraphy, Sedimentology

Keywords

Lake wave-dominated; Pre-salt; Lacustrine system; Strontium isotopes in anhydrites; Aptian reservoirs.

Research Data

There are no linked research data sets for this submission. The following reason is given:
The data that has been used is confidential

Additional Information
[View](#)

**Wave-dominated lacustrine margin, Aptian pre-salt Mucuri Member,
Espírito Santo Basin**

Camila Eliza Althaus^{a,#}

Claiton Marlon dos Santos Scherer^b

Juliano Kuchle^b

Adriano Domingos dos Reis^a

João Pedro Formolo Ferronato^a

Luiz Fernando De Ros^b

Tatiana Pastro Bardola^a

^a Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Prédio 43137, Agronomia; 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil.

^b Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Prédio 43137, Agronomia; 91501-970 Porto Alegre, RS, Brazil.

[#] Corresponding Autor. Email: camilaalthaus@gmail.com

ABSTRACT

The Espírito Santo Basin, one of the Brazilian marginal basins formed during the Gondwana break-up, has been the subject of many studies due to its important hydrocarbons accumulations, comprising three main depositional units – rift, sag and drift phases (Winter et al., 2007). The Mucuri Member sandstones are the Aptian sag phase related, onshore reservoirs deposited at the margins of the lacustrine system were the pre-salt (pre-evaporitic succession) lacustrine carbonate reservoirs were generated. The main objective of this article focuses on the stratigraphic and sedimentological definition of depositional model from the top of Mucuri Member, in the transition to Itaúnas Member evaporites of Mariricu Formation, since the depositional conditions of this interval until date remain a subject of discussions and can contribute to the understanding of the correlated pre-salt reservoirs. Core description in detailed scale (1:50) associated with gamma-ray logs allowed the identification of nineteen facies, grouped into five facies associations: gravelly fluvial channel, poorly confined fluvial channels, upper shoreface, lower shoreface and offshore. Stacking patterns of facies associations allowed the definition of four cycles: T, T-R, normal R and forced R cycles. Although these cycles are easily recognizable in the cores, their correlation between wells was not possible. Geochemical analyses of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio from anhydrites layers interbedded with the Mucuri sandstones confirmed a non-marine composition for the precipitating fluids. The integrated evidence suggests a wave dominated lacustrine environment for the subaqueous Mucuri Member deposits.

Keywords: Lake wave-dominated, Pre-salt, Lacustrine system, Strontium isotopes in anhydrites, Aptian reservoirs.

INTRODUCTION

The sedimentation in lakes is considered to be predominantly dominated by low-energy depositional processes, with some influence of fluvial systems along the margin. However, sedimentological studies of actual lakes (Nutz et al, 2016; Schuster & Nutz, 2018) have demonstrated that wave-dominated clastic shorelines can represent a significant portion of coastal zone of lakes, standing out the Turkana Lake (Kenya), Azov Sea (Ukraine/Russia), Megalake Chad (Chad) and Lake Qinghai (China). Paleolacustrine examples in which facies associations indicate lacustrine shoreface dominated by normal and storm waves are rare too (Chakraborty & Sarkar, 2005, Ilgar & Nemec, 2005). The wave-dominated clastic shorelines can represent a significant portion of coastal zone of lakes (Nutz et al, 2016) and is necessary to take it into account in the regional paleoenvironmental and paleogeographic reconstruction of the basin.

The proximal context of sedimentary basins reflects a set of interdependent depositional processes, involving the transfer of sediments by fluvial systems from the source area to coastal regions and the distribution of these sediments by coastal processes to the inner portions of the basin (Reading, 1996). Therefore, the depositional dynamics of the coastal regions may directly impact the distribution pattern and the type of sediments that occur in the distal portion of the basin. The Mucuri Member record the deposition in the proximal portions of the Espírito Santo Basin at the same time interval in which pre-salt (pre-evaporitic succession) lacustrine deposition became deposited in distal portions of the basin. Understanding the depositional dynamics of the Mucuri Member, fringing or bordering lacustrine system, is essential to fully comprehend the deposition inside the lake, besides providing a depositional model of a high-energy lacustrine margin.

The main objective of this paper focuses on the stratigraphic and sedimentological definition of the top of Aptian pre-salt Mucuri Member (Espírito Santo Basin) and the configuration of depositional dynamics wave-dominated lake system. As specific objectives, the following can be highlighted: (i) to define the lithofacies, facies associations and depositional model of the proximal deposits of the pre-salt sag basin, (ii) to characterize the anatomy of high-frequency transgressive-regressive cycles, (iii) to define the marine or lacustrine

affinity of the top section of the pre-salt deposits.

GEOLOGICAL SETTING

The Espírito Santo Basin (Figure 1) which covers more than 41,500 km² was formed by rifting process which break-up Gondwana and originated the South Atlantic Ocean (França et al., 2007). It is separated from the Mucuri basin to the north by the volcanic Abrolhos Plateau and at south is limited with Campos Basin by the Vitória High (França et al., 2007). The basin is subdivided in two platforms and two Paleocene canyons: São Mateus Platform bounded by Fazenda Cedro Paleocanyon to the north; Regência Platform bounded by Fazenda Cedro Paleocanyon to the south encompassing the Regência Paleocanyon (Vieira et al., 1994).

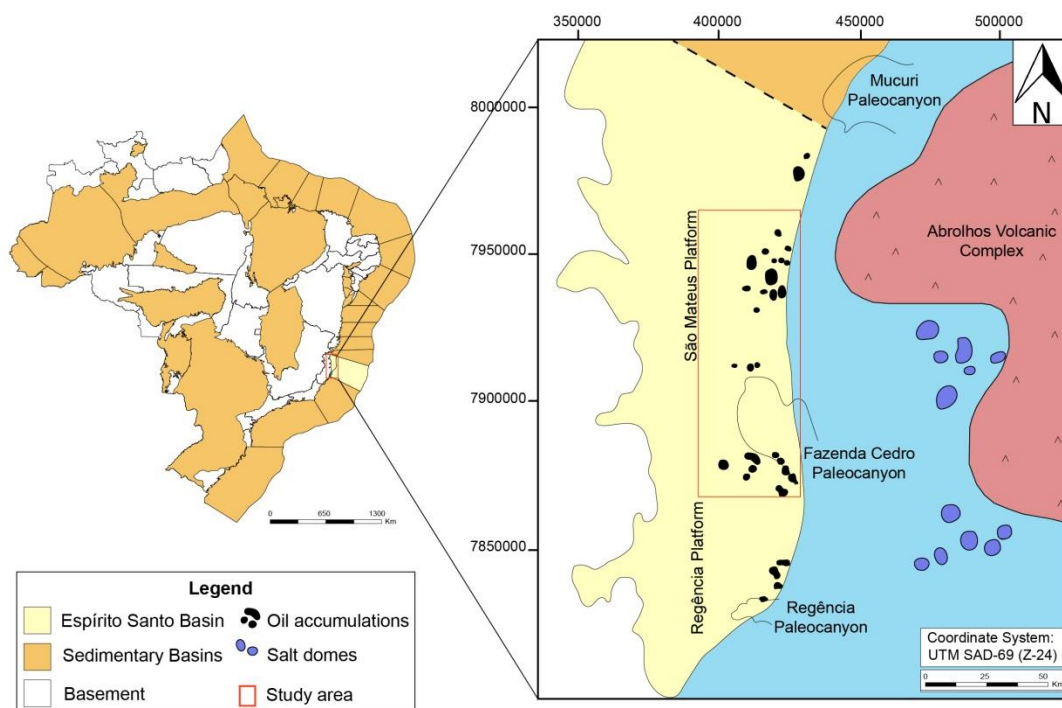


Figure 11. Map of Espírito Santo Basin with the principal structural features, oil occurrences and location of study area (Modified from Biassusi et al., 1990).

Three megasequences have been interpreted in the basin, representing distinct tectono-sedimentary stages: rift, post-rift (*sag*) and drift megasequences (França et al., 2007). The *sag* megasequence is marked at the base by a basin-scale unconformity, known as Pre-Alagoas unconformity. Overlying this unconformity are sediments of the Mariricu Formation, dated as

Aptian by palynomorphs - biozone P270 (Regali et al., 1991), subdivided Mucuri Member (basal) and Itaúnas Member (Upper). Mucuri Member (Figure 2), which is the focus of this study, is composed mainly by conglomerates and sandstones interlayered with mudrocks, limestones and anhydrites, deposited in fluvial to lacustrine environments (Vieira et al., 1998; França et al., 2007). In the distal zone occurs the formation of unconventional carbonate deposits interpreted as the products of either microbial (Terra et al., 2010) or of abiotic precipitation (Dorobek et al., 2012; Wright, 2012). These carbonates compounded the “pre-salt” reservoirs and are the target of current exploration (Carvalho et al., 2014). Mucuri Member is overlaid by the Itaúnas Member composed by evaporites deposited in restricted basin conditions (França et al., 2007).

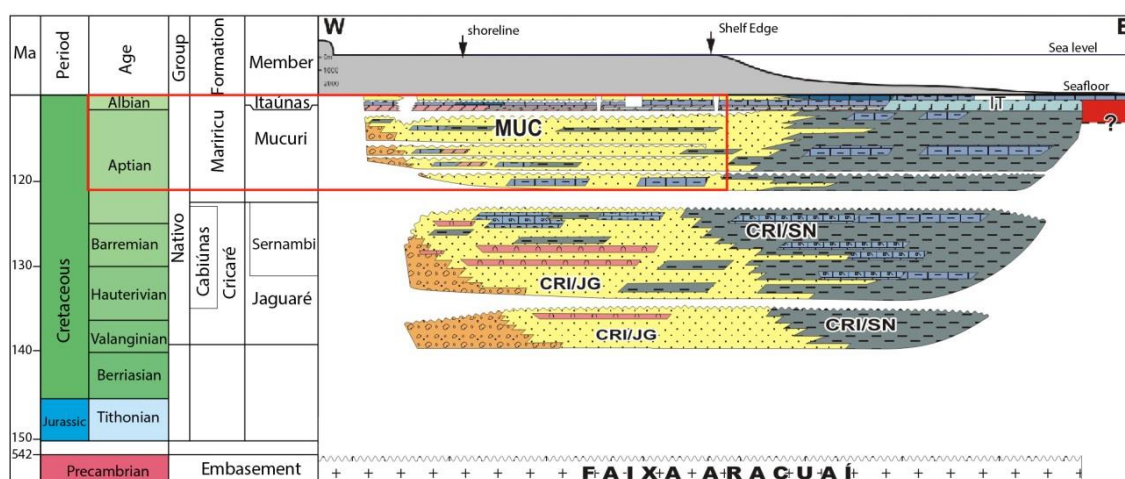


Figure 12. Chronostratigraphic chart of the Espírito Santo Basin, with spotlight to the interval of study (Modified from França et al., 2007).

METHODS

The sedimentological data were collected through detailed description and interpretation of the stratigraphic sections logged in 13 cored wells (Figure 3), totalizing 430 m of cores described in 1:50 high-resolution scale. The facies were classified based on grain-size and sedimentary structures, following the schemes of Miall (1977). The facies were grouped into facies associations, representing a sub-environments within a depositional system (Collinson, 1996; Dalrymple, 2010). Finally, the combination of facies associations allowed the interpretation of the deposition model and the definition of high frequency cycles with different anatomies.

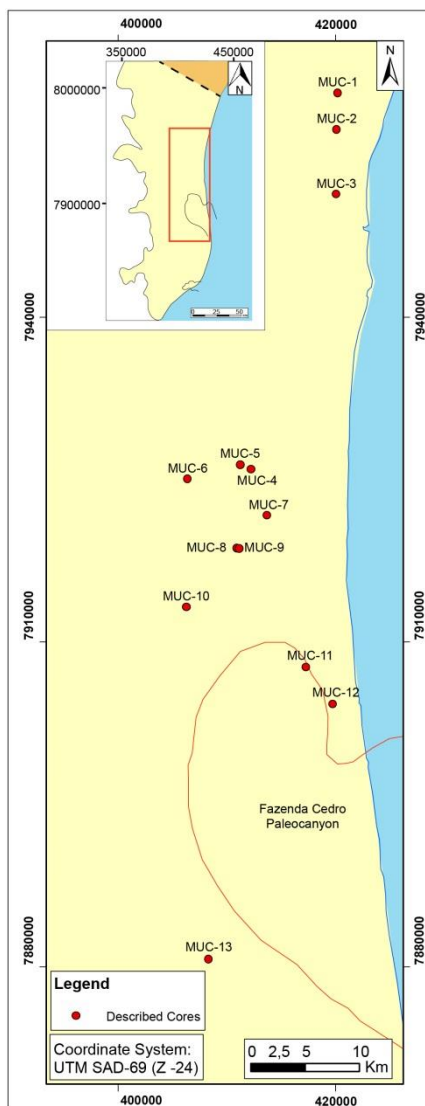


Figure 13. Location from described cores within the study area. The blue portion in the map is the sea, the yellow portion is the onshore of Espirito Santo Basin, and the orange portion is the onshore of Mucuri Basin.

To investigate the marine or lacustrine affinity, strontium isotopes ratio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) has been measured in five samples (Table 1) of anhydrite and these data have been used to determine the origin of the precipitating brines (Denison et al., 2001; Burke et al., 1982; Koepnick et al., 1985). Sr isotopes of anhydrites were determined after washing the samples with distilled water to remove pore salts from drying. The analyses were performed in a Finnigan 261 mass spectrometer equipped with 9 F collectors, and employing a static multi-collector mode and Re filaments. Correction for isotopic fractionation during analyses was made by normalization to $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.1194$. The mean standard error of mass spectrometer performance was ± 0.00003 for NIST SRM 987.

Table 1. Described and sampled intervals of cores.

Core	Coord. X UTM	Coord. Y UTM	Top	Base	Total	Geochemical Sample
MUC-1	420237	7960733	990.00	1021.30	31.30	-
MUC-2	420098	7957402	1115.00	1137.00	22.00	-
MUC-3	420099	7951435	1228.00	1270.00	42.00	-
MUC-4	412220	7926053	997.00	1044.00	47.00	-
MUC-5	411315	7926446	989.00	1036.00	47.00	-
MUC-6	406424	7925158	605.00	614.50	9.50	-
MUC-7	413681	7921789	1419.40	1440.50	21.10	1439.25
MUC-8	411165	7918781	1006.00	1035.00	29.00	-
MUC-9	414857	7919682	1002.50	1028.60	26.10	-
MUC-10	406226	7913299	557.00	620.00	63.00	559.75
MUC-11	417105	7907619	1677.00	1687.00	10.00	-
MUC-12	419828	7904317	2026.00	2081.00	54.00	2026.00/2080.30
MUC-13	408201	7880879	1078.00	1106.00	28.00	1101.38

RESULTS

Lithofacies

Sixteen depositional facies and three post-depositional facies are recognized in the Mucuri Member (Table 2, Figure 4). The Mucuri Member is composed mainly of sandstones and subordinately by conglomerates, mudstones and anhydrite. The sandstones are very fine- to coarse-grained (mostly medium-grained), stratified or massive, moderately-sorted, with subangular to rounded grains. Fine-grained sandstones are micaceous. Quartz pebbles are common in coarse-grained sandstones. The conglomerates are clast-supported, massive or stratified, with subangular to subrounded granules to pebbles, dominantly quartz and, subordinately granitic fragments. The mudstones are massive or laminated. The anhydrite layers are composed by nodular anhydrite inside mudstone.

Table 2. Description and interpretation of lithofacies of the Mucuri Member.

Depositional Facies		
Code	Description	Interpretation
Gm	Clast-supported, granule to pebble sandy conglomerate, massive (Figure 4.B). Angular to subrounded clasts.	Rapid deposition from highly concentrated sediment flows, pseudoplastic debris flow -turbulent flow (Miall, 1977).

Gt	Clast-supported, granule to pebble sandy conglomerate with trough cross-stratification (Figure 4.A). Subrounded clasts.	Infill of scour hollows or migration of 3-D gravel dunes in unidirectional flow (Todd, 1989).
Gh	Clast-supported, granule to pebble sandy conglomerate with low angle cross-stratification.	Migration of longitudinal bars (Miall, 1977).
Sm	Fine to very coarse-grained sandstones, moderately to poorly-sorted, massive, with abundant granules, pebbles, intraclasts and carbonaceous fragments (Figure 4.C1).	Rapid deposition of hyperconcentrated flows or later deformation by fluidization (Miall, 1977, Lowe, 1975; Owen, 1987).
Sh	Fine to very coarse-grained sandstones, well to poorly-sorted, with horizontal lamination, with abundant granules, intraclasts and carbonaceous fragments (Figure 4.D). Soft-sediment deformational structures are common.	Planar-bedded deposits originated via upper flow regime (Miall, 1996). Fluidization process deforming the structures (Lowe, 1975; Owen, 1987).
Sl	Fine to very coarse-grained sandstones, poorly to well-sorted, with low-angle cross-stratification, granules and fluidization. Carbonaceous fragments are often oriented parallel to lamination. Soft-sediment deformational structures are common.	Washed-out dunes, humpback dunes, unconfined high energy flows. Transition between subcritical and supercritical flows (Harms et al., 1982). Fluidization process deforming the structures (Lowe, 1975; Owen, 1987).
Sx	Fine to very coarse-grained sandstones, moderately to poorly sorted, with indistinct crossbed (Figure 4.F). Granules and pebbles scattered and carbonaceous fragments.	Subaqueous sandy dunes, lower flow regime (Southard et al., 1990).
St	Medium to coarse-grained sandstones, well to poorly-sorted, with trough cross-bedded (Figure 4.E). Granules, carbonaceous fragments and intraclasts can occur.	Migration of 3D subaqueous sandy dunes in lower flow regime (Allen, 1963; Miall, 1977).
Ssw	Fine to medium-grained sandstones, well sorted, with undulated and truncated low-angle cross-stratifications (Figure 4.G). Carbonaceous fragments and soft-sediment deformation features can occur.	Swaley bedforms formed by high-energy, oscillatory flows, probably associated to storms (Dumas, 2006; Tinterri, 2011). Fluidization process deforming the structures (Lowe, 1975; Owen, 1987).
Sr	Fine to medium-grained sandstones, moderately-sorted, with small-scale (<5 cm) trough cross-stratification. Supercritical to subcritical climbing angle of the sets.	Migration of subaqueous 2D or 3D ripples in lower flow regime (Allen, 1963; Miall, 1977).
Sw	Fine to coarse-grained sandstones, well-sorted, with small scale (<5cm) undulated and truncated lamination (Figure 4.H). Soft-sediment deformation structures are common. May occur intraclasts, carbonaceous fragments and scattered granules.	Wave ripple formed by oscillatory flows with low orbital diameters and velocities (Dumas, 2006; Tinterri, 2011).

Swr	Fine to medium-grained sandstones, well sorted, with wave ripples lamination, symmetrical to weakly asymmetrical form (Figure 4.C2, I). Soft-sediment deformation structures are common. Can occur calcite nodules.	Wave-current ripples marks formed by oscillatory or combined flows with low orbital diameters and velocities (Tinterri, 2011).
Hrl	Heterolythic-bedded deposits, characterized by intercalation of very fine to fine-grained sandstones (0.5 to 1 cm) and laminated mudstones (<1 cm thick), defining linsen, wavy and flaser bedding. Massive or ripple cross-laminated sandstone beds. Frequently bioturbated.	Alternating between traction generated by currents (ripples) and suspension processes (Reineck & Singh, 1973).
Hwl	Heterolythic-bedded deposits, characterized by intercalation of very fine to fine-grained sandstones with symmetrical wave ripple lamination, 1 to 3 cm thick, and laminated mudstone (<1 cm thick). Frequently Bioturbation and soft sediment deformation are common.	Alternation between traction generated by oscillatory flow (symmetrical wave ripples) and suspension processes (Reineck & Singh, 1973).
Fm	Mudstones to very fine-grained sandstones, micaceous, massive (Figure 4.J). Can occur intraclasts, carbonaceous fragments, bioturbation and soft sediment deformation.	Suspension settling of fine-grained sediments from weak currents or standing water (Miall, 1977). Lack of lamination probably related to flocculation of clay suspension.
Fl	Mudstones to very fine-grained micaceous sandstones, with thin horizontal lamination defined by oriented mica (Figure 4.K2). Carbonaceous fragments are common.	Suspension settling of fine-grained sediments from weak currents or standing water (Miall, 1977).

Post-depositional Facies

Sd	Sandstones with stratification deformed by faults and convolute folds. The original sedimentary structure cannot be recognized.	Soft-sediment deformation features generated by fluidization (Lowe, 1975; Owen, 1987).
Fd	Mudstones with lamination deformed by faults and convolute folds. The original sedimentary structure cannot be recognized.	
An	Anhydrite nodules occur coalesced into mosaic or massive structures, displacing or replacing the host sediments (mud or fine sand), deformation structures can occur (Figure 4.K1, L).	Intrasediment precipitation from concentrated pore fluids in the capillary and upper phreatic zones (Mann, 1988; Warren, 2016). Dissolution and recrystallization of former gypsum or anhydrite layers.

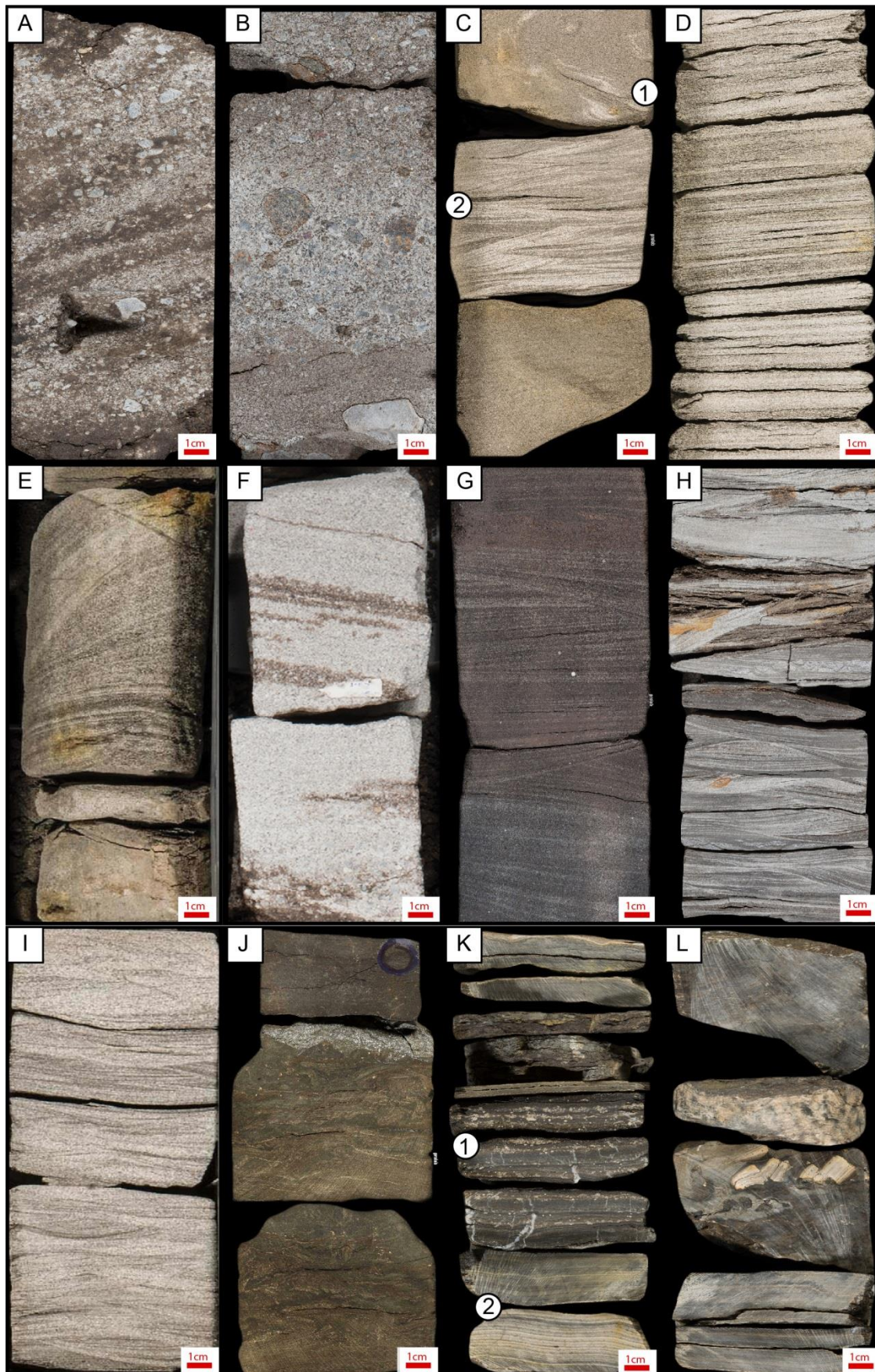


Figure 4. Examples of lithofacies described in Mucuri Member. A) Trough-cross bedded, granule to pebble sandy conglomerate (Gt); B) Massive conglomerate (Gm); C) Massive

sandstone (Sm, 1) and sandstone with wave/current ripples (Swr, 2); D) Horizontally laminated sandstones (Sh); E) Trough cross-bedded sandstone (St); F) Indistinct cross-bedded sandstones (Sx); G) Swalley cross-stratified sandstones (Ssw); H) Fine sandstones with wave ripples (Sw); I) Sandstone with wave-current ripples (Swr); J) Siltstone rich in organic matter (Fm); K) Heterolithic bedding characterized by the dominance of mudstones (2) in relation to nodular anhydrites layers (1)(An); L) Ruptil deformation of anhydrite layers (An).

Facies Associations

The grouping of genetically related facies in Mucuri Member resulted in five facies associations, which range from proximal gravelly fluvial channel to distal offshore lacustrine deposits:

Gravelly fluvial channel

Description: The gravelly fluvial channel (Figure 5) deposits are mainly constituted by clast-supported, pebble to boulder massive conglomerates (Gm), organized in normal graded beds varying from 0.15 to 3 m thick. The clasts are subangular to subrounded, predominantly of garnet - biotite - k-feldspar gneisses. Bed thicknesses of sandstone and conglomeratic sandstone facies vary from 0.30 to 1.7 m. Meanwhile, sub-facies range from massive (Sm), low angle cross-stratified (Sl), rarely horizontally stratified (Sh), occur interlayered with conglomerate, composing thinning- and fining-upward packages (up to 9 m thick). The sandstones can present soft sediment deformation structures (Sd). This facies association is rare in the described cores, totalizing 1%.

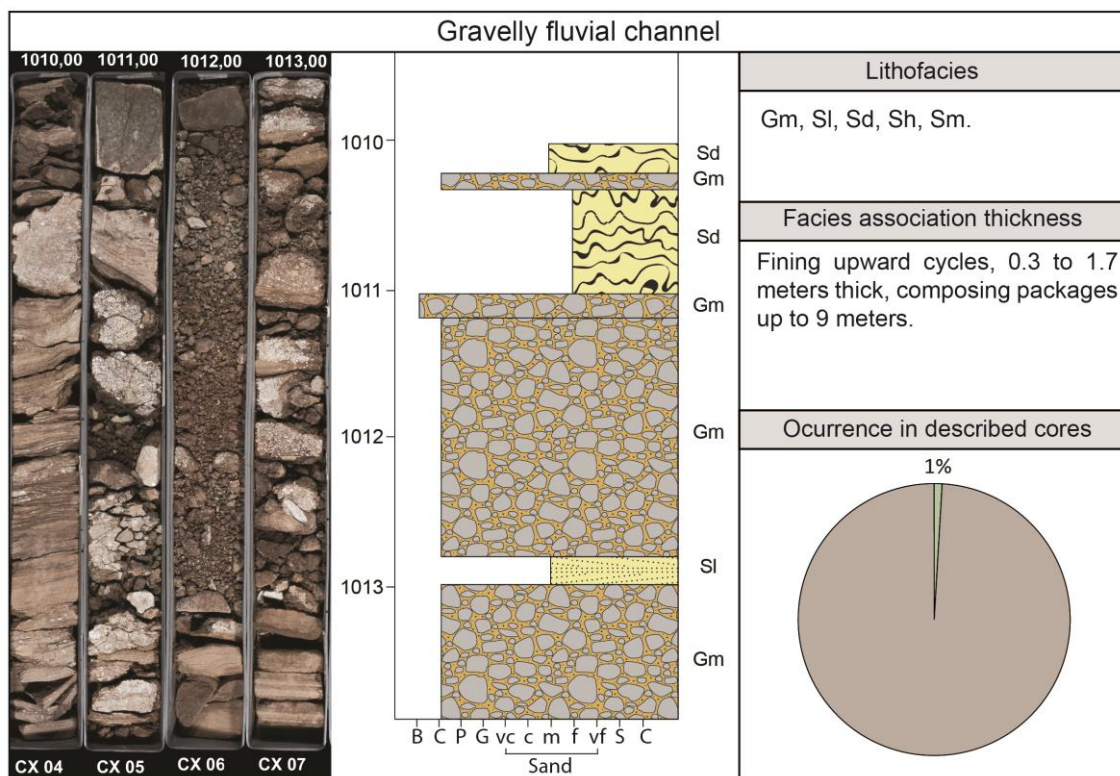


Figure 5. Core photography and vertical log of gravelly fluvial channel facies associations (from MUC-3 core) with the common facies, average thickness and the occurrence of this facies association in all of the described cores.

Interpretation: The thinning and fining-upward successions are interpreted as deposits of gravity flows, represented by pseudoplastic debris flows that are succeeded by hyper-concentrated sandy flows (Blair, 2000). With reduction in the energy of the flow, the dilution of the sediments by water increases, allowing tractive transport and the development of supercritical structures (Blair & McPherson, 1994). This type of deposit represent waning flow-deposits (Nemec & Steel, 1994) accumulated in gravelly fluvial channel and is very common in the proximal portion of alluvial fans.

Poorly Confined Fluvial Channel

Description: This facies association (Figure 6) is organized in successions of fining-upward cycles, 0.3 to 1.7 m thick, composing packages up to 9 meters, being the most frequent of the six facies associations (37%). The fining upward cycle combine a variety of facies that rarely occurs all together in

the same cycle. The base of each cycle is characterized by granule to pebble sandy conglomerates, massive (Gm), trough cross-stratified (Gt) or horizontally stratified (Gh). These conglomerates are overlain by poorly or moderately-sorted, medium- to coarse-grained sandstones. The sandstones can be massive (Sm), low-angle cross-stratified (Sl), trough cross-bedded (St) or indistinctly cross-bedded (Sx). Sometimes is observed horizontal lamination (Sh), ripple cross-lamination (Sr) and soft-sediment deformation structures (Sd). At the top of the fining-upward cycle, can occur very fine-grained sandstones and siltstones, gray or red, massive (Fm) or parallelly laminated (Fl). Heterolithic bedding with intercalation of laminated siltstones and sandstones with current ripples (Hrl) is rare. Granules and pebbles of quartz or carbonaceous fragments occur frequently at the base of the sets, concentrated along the stratification planes or scattered in the beds. Mud intraclasts are rare.

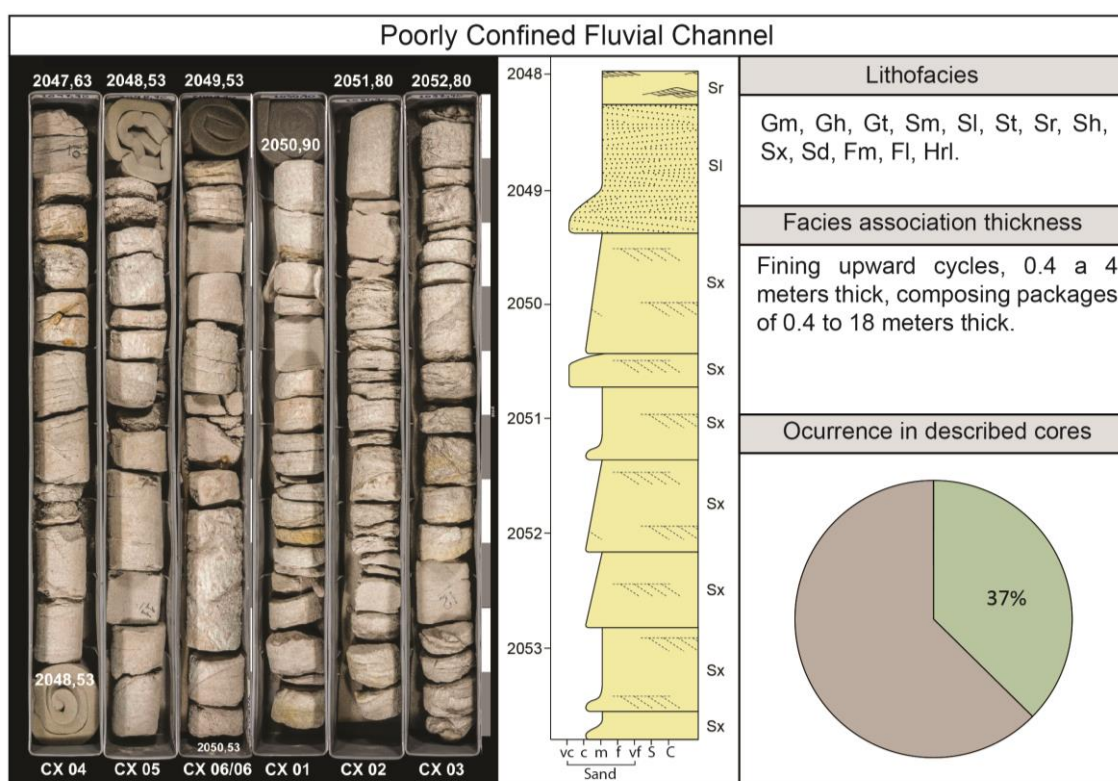


Figure 6. Core photography and vertical log of Poorly Confined Fluvial Channel facies associations (from MUC-12 core) with the common facies, average thickness and the occurrence of this facies association in all of the described cores.

Interpretation: The occurrence of sandstone bodies bounded at the base by erosive surfaces, organized in fining-upward cycles, characterized by

predominance of tractive structures indicates that this facies association represents fluvial streams (Walker & James, 1992; Allen, 1993; Scherer *et al.*, 2007; Ghazi & Mountney, 2009). The dominance of medium- to very coarse-grained sandstones, with small trough cross bedding, low angle cross-stratification and horizontal lamination, together with the absence of large stratifications, indicates that river channels were relatively shallow, representing sheetfloods (Blair, 2000). The intercalation of sandstones with structures indicative of lower (St and Sr), transitional (Sl) and upper (Sh) flow regimes demonstrates high fluctuations in discharges during sheetfloods or changes in depth of water blade (Miall, 1996; Fielding *et al.*, 2006; Scherer *et al.*, 2007). Fine-grained sediment deposition appears indicative of suspension processes linked to the final stages of sheet floods, which predominated over traction processes.

Upper Shoreface

Description: This facies association (Figure 7) is composed of well-to moderately-sorted, very fine-to medium-grained sandstones forming bodies up to 6.5 m thick. Internally, it is organized in sets of current (Sr), wave (Sw) and combined-flow (Swr) ripple cross-lamination, massive (Sm), indistinct cross-stratification (Sx), trough cross-stratification (St), low-angle cross-stratification (Sl), horizontal lamination (Sh) and swaley cross-stratification (Ssw). Bioturbation and soft-sediment deformation structures (Sd) are common. This facies association represents 28% of the occurrences of facies associations in described cores. Carbonaceous fragments commonly occur at the base of the sets or parallel to the stratification. Eventually are described medium- to very coarse-grained sandstones, poorly-sorted, with granules and pebbles of quartz dispersed in low-angle cross-bedded sets (Sl).

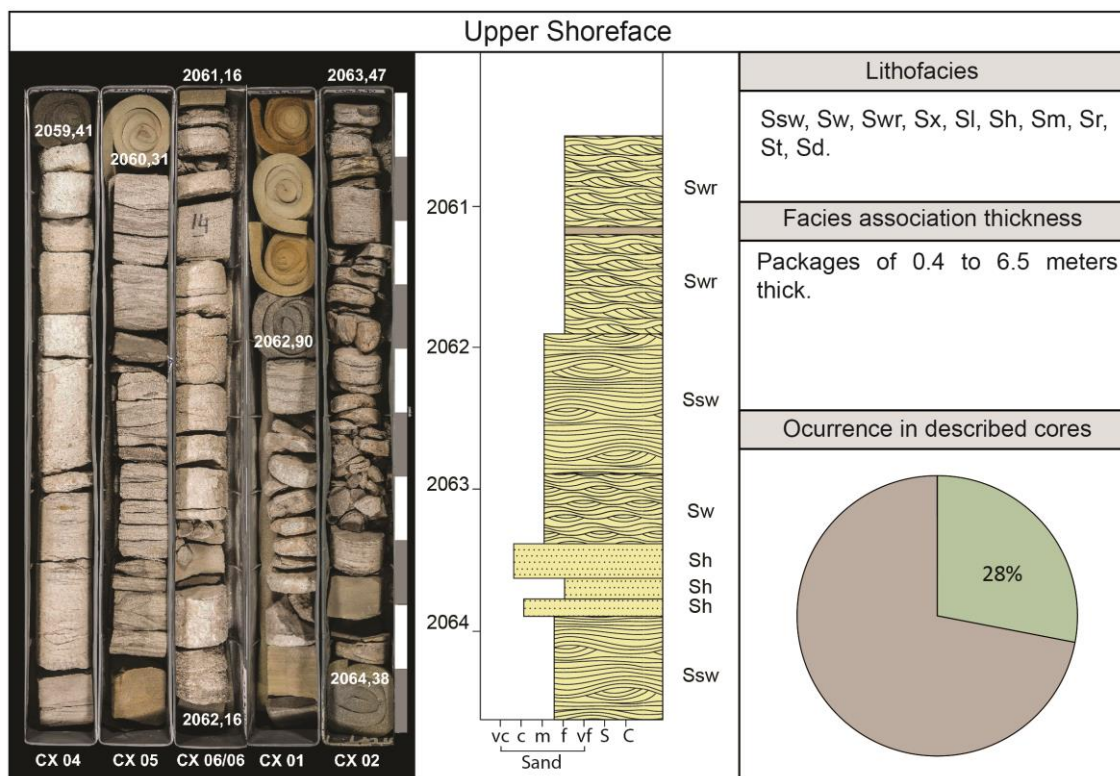


Figure 7. Core photography and vertical log of Upper Shoreface facies associations (from MUC-12 core) with the common facies, average thickness and the occurrence of this facies association in all of the described cores.

Interpretation: Well- to moderately-sorted, fine- to medium-grained amalgamated sandstones with oscillatory (Sw), unidirectional (Sr) and combined-flow (Swr) ripples lamination, horizontal (Sh) to low angle cross-stratification (Sl) and swaley (Ssw) cross stratification indicate deposition in upper shoreface (Clifton, 1976; Walker & Plint, 1992; Dam & Surlyk, 1993; Ainsworth & Crowley, 1994; Clifton, 2006). The occurrence of Sr and Swr is attributed to unidirectional current induced by waves, generating combined flows (Tinterri, 2011). The range of stratification types, varying from ripples to mesoscale bedforms (as dunes as swaley), indicates persistent wave action with considerable energy fluctuations due to the alternation between periods with the dominance of fair weather waves and storms. The medium- to coarse-grained sandstone deposits, poorly-sorted, represent fluvial sediments accumulated in delta mouths reworked by oscillatory flows linked to fair weather and/or storm waves.

Lower Shoreface

Description: This facies association (Figure 8) comprises 19% of the occurrences of facies association in described cores and is characterized by the interlayer between well-sorted, fine- to medium-grained sandstones and micaceous, siltstones to very fine-grained sandstones, compound packages up to 4 meters. The sandstone beds are 10-30 cm thick and they are massive (Sm) or composed of wave ripple-lamination (Sw), horizontal lamination (Sh), low-angle cross stratification (Sl) and indistinct cross-stratification (Sx). Carbonaceous fragments were identified at the base of sets or parallel to the stratification. Bioturbation and soft sediment deformation structures (Sd) are common in sandstones. The fine-grained sediment beds are 5-20 cm thick and can be horizontally stratified (Fl) or massive (Fm). Heterolithic bedding with wave ripple cross lamination (Hwl) can occur.

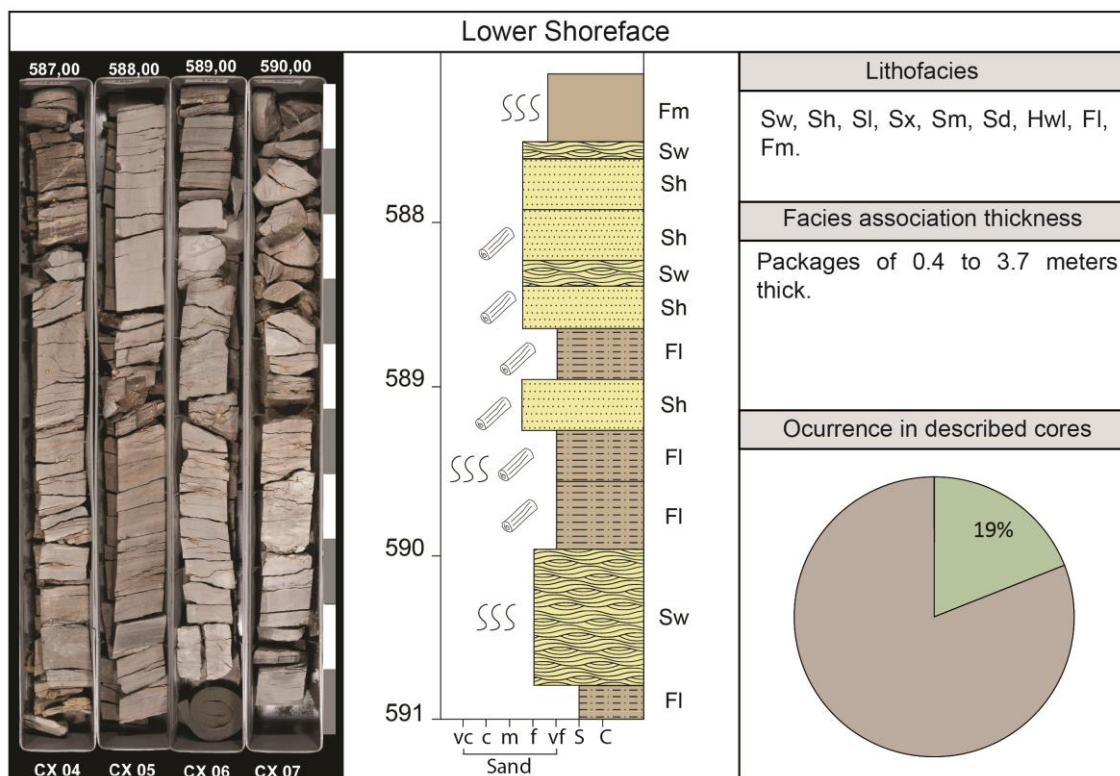


Figure 8. Core photography and vertical log of Lower Shoreface facies associations (from MUC-10) with the common facies, average thickness and the occurrence of this facies association in all of the described cores.

Interpretation: This facies association was deposited between the fair weather wave base and the storm wave base, therefore, at a shoreface-shelf

transition environment (Walker & Plint, 1992; Dam & Surlyk, 1993; Clifton, 2006). The dark grey, massive (Fm) or laminated siltstone (Fl) to very fine-grained sandstones were deposited in quiet water, below fair weather wave base level on a poorly oxygenated substrate (McCormick & Grotzinger, 1993, Chakraborty & Sarkar, 2005). Sandstones with low-angle cross-laminations (Sl) and wave-ripple (Sw) laminations represent oscillatory flows associated with storm waves (Ilgar & Nemeč, 2005; Dumas & Arnott, 2006).

Offshore

Description: Dark gray to black, siltstones to very fine-grained sandstones, rich in organic matter, massive (Fm) or with horizontal (Fl) lamination, with thickness up to 10 m (Figure 9), represent 14% of the total facies associations in described cores. Isolated or coalescing anhydrite nodules (An) are found to have displaced internal laminations. There occur dispersed carbonaceous fragments and fluidization features. Thin beds of sandstones with massive (Sm) and low-angle cross stratification (Sl) are rare. Sometimes occur fining-upward successions, representing 1% of the total facies association, 0.2 to 0.5 m thick compounding packages up to 5 meters, bounded to the base by sharp and erosive surfaces. Internally, the facies succession is composed at the base massive (Sm) or horizontally (Sh) to low angle cross-stratified (Sl) very coarse to medium-grained sandstones, with frequent muddy intraclasts and carbonaceous fragments, overlaid by current ripples (Sr) or wave ripples (Sw) fine-grained sandstones. There exist the occasional occurrences of laminated mudstones facies (Fl) at the top of the fining-upward cycles. Sometimes, one or more facies may be absent in fining-upward cycles.

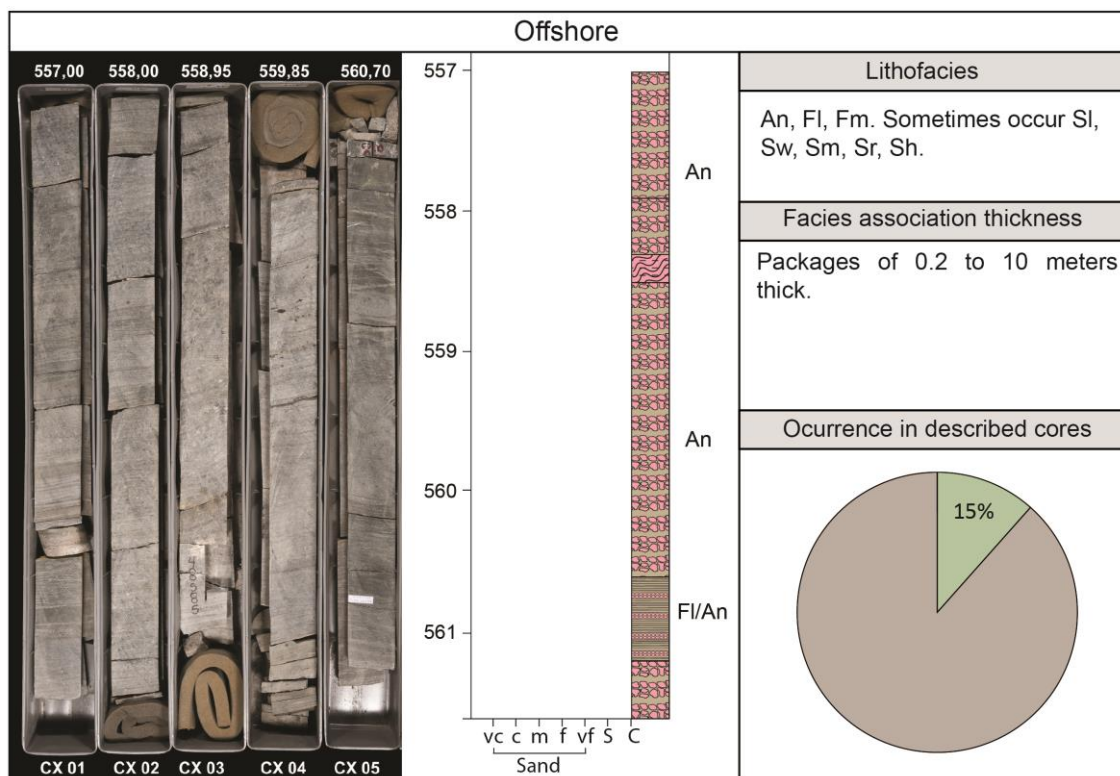


Figure 9. Core photography and vertical log of offshore facies associations (from MUC-10) with the common facies, average thickness and the occurrence of this facies association in all of the described cores.

Interpretation: The fine grain size, associated with the absence of subaerial exposure features, indicates a low energy environment, below storm wave base level (Dam & Surlyk, 1993; Ilgar & Nemec, 2005). The nodular anhydrites displacing and replacing fine sediments were formed close to the sediment-water contact (Aleali *et al.*, 2013). The absence of subaerial features indicate that the anhydrites are a product of eodiagenetic precipitation under subaqueous conditions (Mann, 1988; Warren, 2016).

The fining-upward successions bounded by basal erosive surfaces indicate an initial high flow velocity, followed by gradual waning. Asymmetrical ripples (Sr) and low-angle cross-stratification (Sl) in the sandstone beds are diagnostic of unidirectional flow. The common association with shoreface and offshore deposits suggests that these beds represent hyperpycnal flows (Zavala *et al.*, 2011). The poor-sorting of the medium- to coarse-grained sandstones and the abundance of carbonaceous fragments, indicate that the flows were fed by river discharge (Plink-Björklund & Steel, 2003). Since the top of some high density flow succession display oscillatory ripples, the original deposits in such

cases were probably wave modified. A storm event, potentially the same responsible for start the current, may have subsequently reworked the top of the deposits in shallow water context (Keighley, 2008).

High frequency cycles

Based on the vertical stacking pattern of facies associations, it was possible to establish high-frequency transgressive-regressive intervals. The stacking patterns (retrogradation and progradation) allowed the definition of four cycle anatomies (Zecchin, 2007; Catuneanu & Zecchin, 2012): transgressive (T), transgressive-regressive (T-R), normal regressive (normal R) and forced regressive (forced R) cycles (Figure 10).

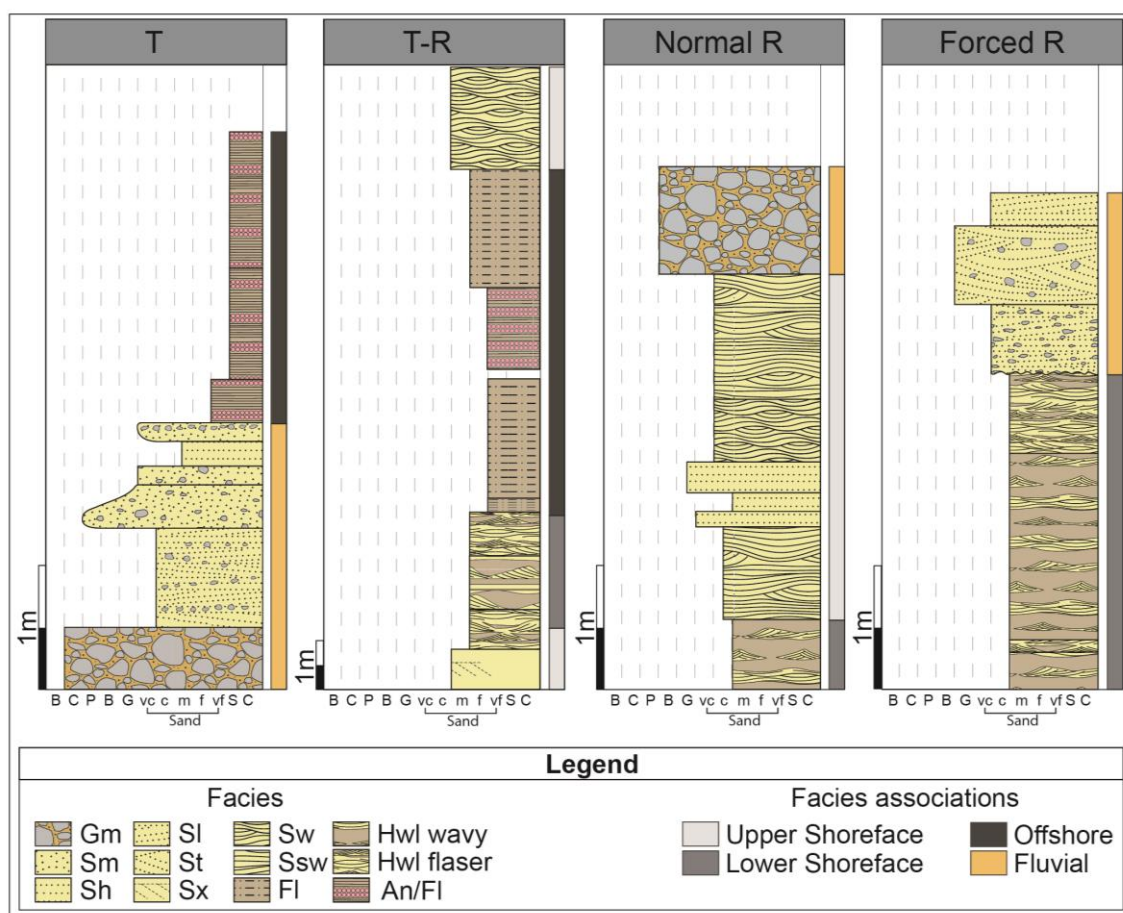


Figure 10. Cycles identified in Mucuri Member.

The T Cycles are 3 to 19 meters thick, defining a retrogradational pattern that can be expressed by the following facies associations sequences: fluvial => upper shoreface => lower shoreface => offshore. One or two of these facies associations may be absent.

The T-R cycles are 3 to 10 meters thick, being characterized at the base by a retrogradational pattern followed by a progradational pattern, both intervals presenting similar thicknesses. Internally, T-R cycles are composed of distinct facies successions, including fluvial => lower shoreface => upper shoreface or lower shoreface => offshore => lower shoreface, indicating more proximal or distal depositional contexts, respectively.

The R cycles are 1.5 to 24 meters thick, and they can be either the normal or forced type, both presenting a progradational pattern, although marked by distinctive facies successions. Normal R cycles are characterized by facies succession indicating a gradual transition between laterally adjacent facies association. Normal R cycles accumulated in more proximal context are characterized by upper shoreface => fluvial, while those accumulated in more distal regions present offshore => lower shoreface or lower shoreface => upper shoreface. The forced R cycles, in turn, are characterized by progradational successions that show facies associations of fluvial channel directly overlying deposits of lower shoreface or offshore.

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in anhydrite layers

Isotopic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios were obtained for five selected samples from anhydrite layers of offshore facies associations, distributed in four different wells. The results are presented in Table 3, together with the location and a brief description of the sample.

Table 3. Isotopic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios from anhydrite samples of Mucuri Member.

Well	Depth (m)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Description
MUC-7	1439.25	0.70863	Mosaic/massive microcrystalline fibrous anhydrite displacing and replacing host argillaceous sediment.
MUC-10	559.75	0.70906	Poikilotopic and prismatic gypsum with anhydrite and calcite inclusions.
MUC-12	2026.00	0.70871	Massive, fibrous anhydrite replacing unidentified host (replaced by microcrystalline pyrite and calcite).
MUC-12	2080.30	0.70874	Massive fibrous anhydrite replacing muddy

sediment.

MUC-13	1101.38	0.70856	Coalescent nodules of fibrous anhydrite displacing and replacing argillaceous mud.
--------	---------	---------	--

Burke et al. (1982) established the curve of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus geological time using data from 142 samples to define the interval of the Cretaceous (Koepnick et al, 1985). Comparing with Burke's curve, all the analyzed samples from this study plotted above the curve for Cretaceous marine waters (Figure 11), with isotopic ratio variation from 0.70856 to 0.70906.

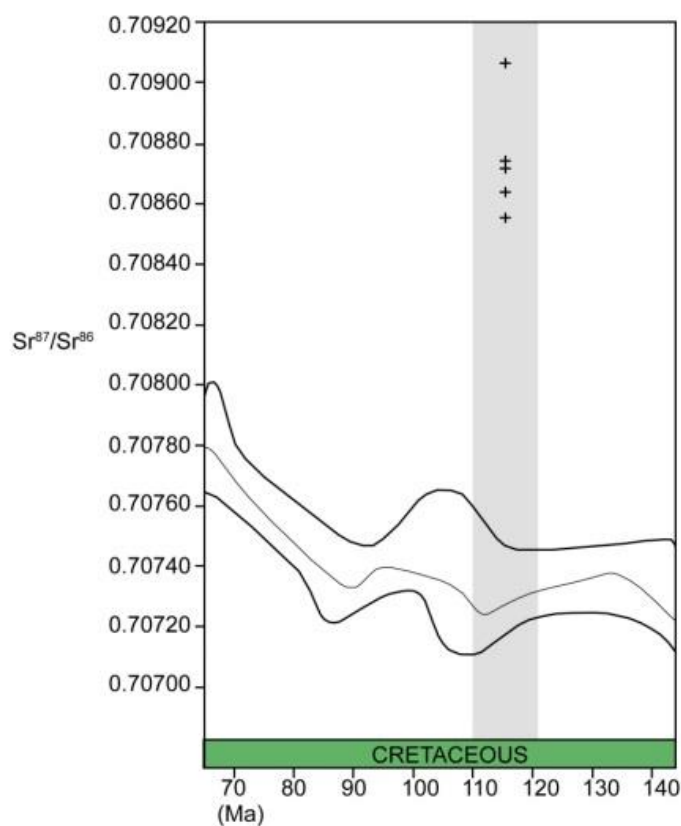


Figure 11. Analyzed samples plotted above the curve of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus geological time (modified from Koepnick et al, 1985).

The isotopic ratio values of the analyzed anhydrites indicated limited interaction with continental crustal materials, but still substantially higher than those of Cretaceous seawater (Burke et al., 1982). The sample MUC-10 show substantial hydration of the original anhydrite to gypsum, and its shallow depth and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value slightly more radiogenic than those of the anhydrites agrees with an origin related to meteoric fluids. Dias (1998) analyzed two samples of

anhydrite layers and obtained similar results (0.7088 and 0.7089), but associated this to a marine origin with a continental influence based on Elderfield (1986), and consequently with the first marine incursion into the basin. Vieira (1998) interpreted these anhydrites to be formed at sabkhas. However, the absence of subaerial sedimentary structures, the intercalation within offshore facies, displacing and replacing the fine-grained sediments, and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio, suggest an eodiagenetic lacustrine environment for the formation of the anhydrites intercalated in the Mucuri Member (Burke et al., 1982; Mann, 1988; Warren, 2016).

DISCUSSION

Depositional systems

The presence of gravelly fluvial channel and poorly confined fluvial channel facies associations laterally and vertically interlayered with upper shoreface, lower shoreface and offshore deposits indicates a transitional depositional environment between an alluvial plain and an adjacent lacustrine or marine basin. In many cases the distinction between marine and lacustrine environments is difficult due to the similarity of the active depositional processes, since facies generated by waves can occur in both environments (Walker & Plint, 1992; Chakraborty & Sarkar, 2005; Ilgar & Nemec, 2005; Clifton, 2006; Keighley, 2008). Although the sedimentological features are not diagnostic of the depositional environment, the high of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratio values measured in the anhydrite layers are substantially higher than those of Cretaceous seawater (Burke et al., 1982), suggesting a lacustrine setting.

Therefore, the sedimentological and geochemical evidences indicated gravelly fluvial channel and ephemeral fluvial that are laterally and vertically interlayered with lacustrine shoreface-offshore deposits (Figure 12). The absence of fluvial dominated delta front deposits suggest that all sediment deposited by river in mouth bars was reworked by waves, which distributed the sediment laterally by the longshore drift process, generating extensive coastal plains (Chakraborty & Sarkar, 2005; Ilgar & Nemec, 2005; Nutz et al., 2016). This low sedimentary supply is due to the ephemeral character of the fluvial streams. A large volume of sediments is transported in a short interval of time,

alternating with periods where the fluvial discharge is minimal. As a result, all the sediment brought by the rivers was reworked and redeposited by the waves. This episodic discharge pattern is reinforced by the presence of hyperpycnal flows deposits interbedded with lower shoreface/offshore deposits. Hyperpycnal flows are generated by rivers discharges during floods with sufficient energy to cross the wave energy fence (Plink-Björklund & Steel, 2003; Zavala *et al.*, 2011). In this way the sediments are transported to internal regions of the lake, where the action of the wave is smaller, not being able to rework the sediments brought by the rivers.

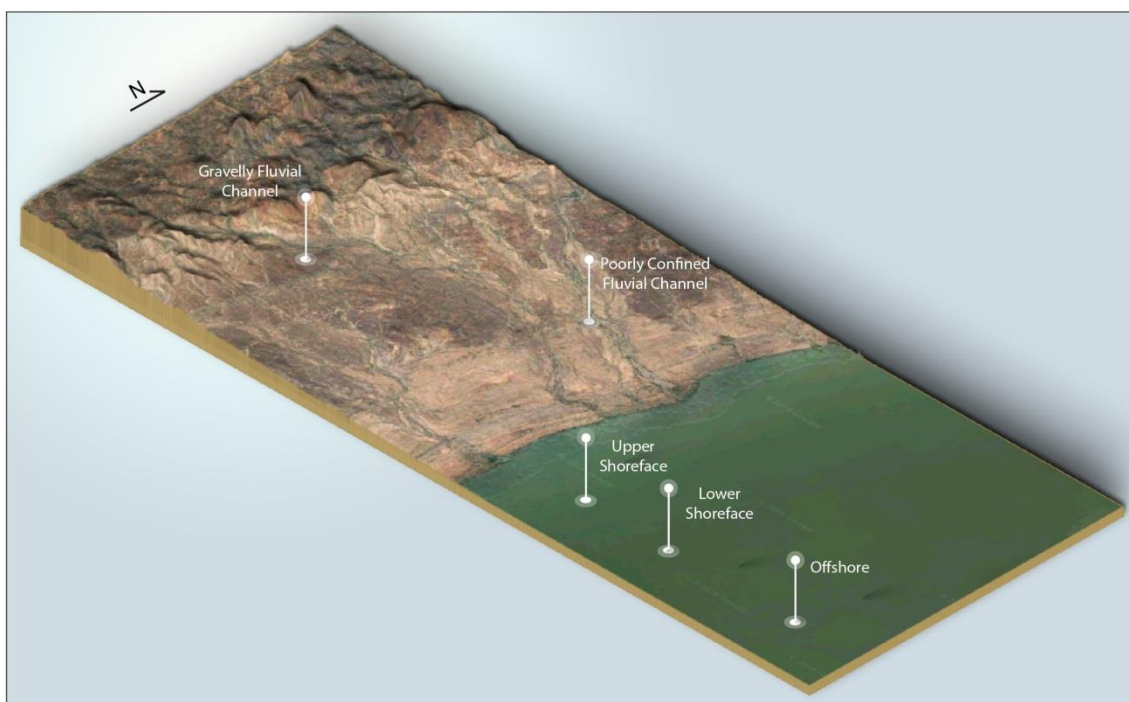


Figure 12. Depositional model of Aptian lacustrine sag margin (Mucuri Member), based on image of Turkana Lake (Google Earth).

Depositional models of lakes rarely take into account the coastal processes because the sedimentation were considered to be simple, stagnant, with dominance of fluvial systems in the margin and low energy process in the deep areas (Nutz *et al.*, 2016). However, there are many lakes and paleolakes which exhibit sedimentary features indicative of high-energy process originated by wind stress, that generate waves which act along their shores and result in significant surface and bottom currents (Schuster & Nutz, 2017; Nutz *et al.*, 2016; Chakraborty & Sarkar, 2005). The deposition of the Mucuri Member at the margins of the lacustrine system where the pre-salt carbonate reservoirs were

generated, reinforce the importance of coastal processes in the paleoenvironmental reconstructions, because the wave-dominated clastic shorelines can represent a significant portion of coastal zone of lakes (Nutz et al., 2016).

The Turkana Lake, placed in the East African rift system, can be considered a recent analogous depositional model to the lacustrine coastal deposits of the Mucuri Member. Although the Turkana Lake is linked with a rift basin and the pre-salt Mucuri lake is linked with a *sag* basin, their facies associations and depositional systems have similarities. The Turkana Lake is about 250 km long and 30 km wide, with a maximum depth varying between 35 and 115 meters, being considered a shallow lake when compared to other lakes formed in rifts (Schuster & Nutz, 2017). The system of winds comes mainly from south and east, resulting in a wave trend that migrates northwestward and develops in the western coastal margin features indicative of wave action (Schuster & Nutz, 2017). At the end of early Cretaceous, the age of Mucuri Member, the wind had a general preference to west in the low and mid-latitudes (Mello et al., 2018), corroborating to development of a wave-dominated shoreline along the west portion of paleolake where Mucuri Member was located.

Ephemeral rivers reach the Turkana Lake margin forming discrete deltaic protuberances (Figure 13 A) in the coast line and bringing sediments that are reworked by waves, resulting in the formation of extensive beach ridges (Figure 13 B) and spits (Schuster & Nutz, 2017). In a larger scale, we can observe coastal dunes, deltas, washover fans and deposits relatives to foreshore and shoreface.



Figure 13. A) Discrete deltaic protuberance in the coast line and beach ridges; B) Sediments from ephemeral rivers reworked by waves, forming a beach ridges (Turkana Lake - Google Earth).

Correlation of the high-frequency cycles

As discussed in item 4.3, four different high-frequency cycles can be defined in the Mucuri Member: T, T-R, normal R and forced R cycles. The cycles discussed in item 4.3 are easily recognizable in the cores, but their correlation between wells was not possible. This impossibility of correlation arises from three associated factors: (i) absence of signature pattern in gamma-ray logs, (ii) lateral variation in the anatomy of the cycles and (iii) erosion of cycles during lake level fall. The stacking patterns are not discriminable in any geophysical profile. The sandstones present high gamma ray values, due to the k-feldspar and biotite abundance, making it impossible to interpret grain size in logs. However, even considering only cored wells, it is not possible to correlate the high frequency cycles due to their anatomy and lateral variations in the thickness (Figure 14).

These changes may reflect significant erosions associated with abrupt changes in lake level or spatial changes in the sediment supply/accommodation ratio resulting from the variability of the sediment load brought by the rivers along the coast, since changes in transport pattern and distribution of sediments may influence the coastline trajectory (Amorosi et al, 2005; Stefani & Vincenzi, 2005; Catuneanu & Zechin, 2013).

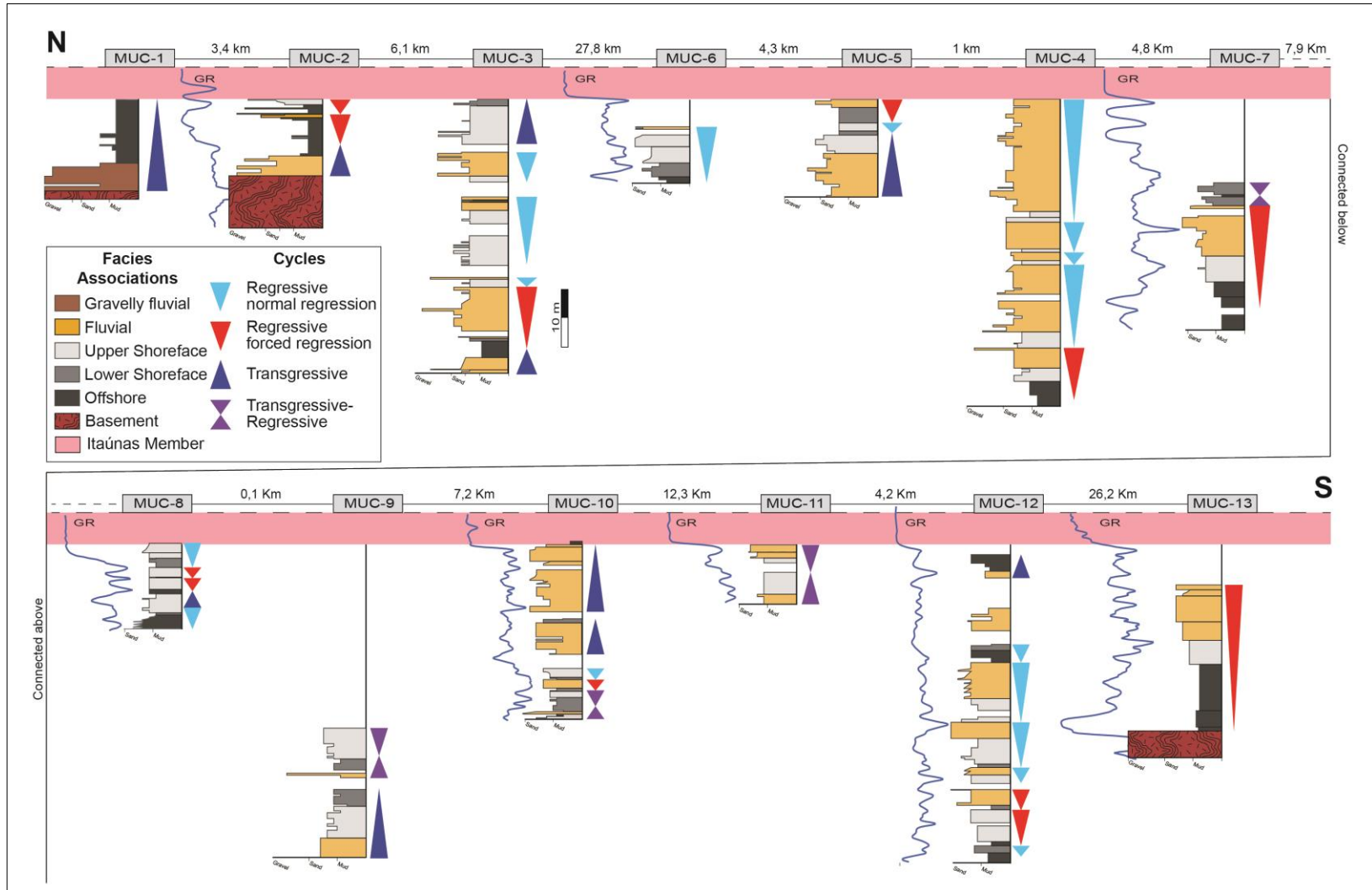


Figure 14. Strike correlation section of described cores and respective identified cycles.

Barremian to Aptian marine incursions

Different works have defended the existence of marine incursions in the Brazilian east margin basins during the Lower Cretaceous. According to Mello & Hessel (1998), micropaleontology data and biological markers indicate that first marine incursions occurred during the early Barremian. From Barremian to Aptian different beds with marine biota are identified indicating intermittent marine transgressions into the *sag* basin. Silva-Telles Jr. et al. (1994) identified the presence of trochospiral foraminifera in mudstones interbedded with coquinas (Coqueiros Member – Lagoa Feia Formation) in the Campos Basin. In this same line, Thompson (2013) and Thompson et al. (2015) have described marine bivalve and gastropod in Barremian to Aptian Morro do Chavez Formation (Sergipe-Alagoas Basin). However, despite of the occasional marine incursions occurring in the pre-salt interval, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic data obtained at different stratigraphic levels of the Mucuri Member indicate a non-marine composition for the precipitating fluids, and a lacustrine context. As already pointed out by Silva-Teller Jr. et al. (1994), marine ingressions must have been occasional, probably related to transgressive intervals during third to fourth-order eustatic sea-level change. The definitive implementation of a marine environment in the basin must be associated to the accumulation of the thick evaporitic package in the *sag* basin at the end of the Albiano to Aptian, represented in the Espírito Santo Basin by the Itaúnas Member. It shows high levels of bromine in halites indicating the progressive salinization to the top, and values of strontium ratio in anhydrites compatible with Aptian marine waters (Dias, 1998). Therefore, the Itaúnas Member was deposited in a restrict basin with marine influence under arid climate, culminating in the deposition of anhydrite, halite, shale, calcarenite and dolomite (Dias, 1998).

CONCLUSIONS

The following conclusions have been deduced from the integrated study of the upper portion of Mucuri Member:

- Sixteen depositional facies and three post-depositional facies are identified in the Mucuri Member and are composed mainly of arkosic sandstones and subordinately by conglomerates, mudstones and anhydrite;
- The genetically-related lithofacies defined six facies associations: (i) gravelly fluvial channel, (ii) poorly confined fluvial channels, (iii) upper shoreface, (iv) lower shoreface, (v) offshore;
- Isotopic analyses of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ from anhydrite layers intercalated with sediments from Mucuri Member indicates environment without marine influence. The facies associations added with $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, indicated gravelly fluvial channel and ephemeral fluvial deposits interlayered with shoreface to offshore lacustrine deposits;
- Ephemeral fluvial reached the coast of lake and are reworked by waves forming beach ridges and discrete deltaic protuberances. Sandstones are deposited at upper shoreface and the fine-grained sediments are deposited at lower shoreface and offshore. Hyperpycnal flows deposits interbedded with offshore facies association are generated by river discharges during floods with sufficient energy to cross the wave energy fence;
- Four cycle anatomies are defined in the Mucuri Member: T, T-R, normal R and forced R cycles. These cycles could not be correlated in studied area. This impossibility of correlation arises from three associated factors: (i) absence of signature pattern in gamma-ray logs, (ii) lateral variation in the anatomy of the cycles and (iii) erosion of cycles during lake level fall.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by CNPq, which provided the first author's Master's Degree scholarship. We thank to Carrel Kifumbi support with graphic model. The authors gratefully acknowledge support from Shell Brasil Petróleo Ltda and the strategic importance of the support given by ANP (Brazil's National Oil, Natural Gas and Biofuels Agency) through the R&D levy regulation.

REFERENCES

Ainsworth, R.B., Crowley, S. 1994. Wave-dominated nearshore sedimentation and 'forced' regression: post-abandonment facies, Great Limestone Cyclothem,

Stainmore, UK. *Journal of the Geological Society*, 151(4): 681-695.

- Aleali, M., Rahimour-Bonab, H., Moussavi-Harami, R., Jahani, D. 2013. Environmental and sequence stratigraphic implications of anhydrite textures: a case from the Lower Triassic of the Central Persian Gulf. *Journal of Asian Earth Sciences*, 75: 110–125.
- Allen, J.R.L. 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2: 93-114.
- Allen, J. R. L. 1993. Studies in fluvial sedimentation: Bars, bar-complexes and sandstone-sheets (low-sinuosity braided streams) in the brownstones (L. Devonian), Welsh borders. *Sedimentary Geology*, 33: 237-293.
- Amorosi, A., Centineo, M.C., Colalongo, M.L., Fiorini, F. 2005. Millennial-scale depositional cycles from the Holocene of the Po Plain, Italy. *Marine Geology*, 222-223, 7-18.
- Blair, T. C. 2000. Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-dominated Hell's Gate alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentary Geology*, 132: 233-262.
- Blair, T.C., McPherson, J.G. 1994. Alluvial fan processes and forms. In: Abrahams, A.D., Parsons, A. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman & Hall, London, 354–402.
- Burke, W.H., Denison, R.E., Hetherington, E.A., Koepnick, R.B., Nelson, H.F. & Otto, J.B. 1982. Variation of seawater $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. *Geology*, 10: 516-519.
- Carvalho, A. S. G., Dani, N., De Ros, L. F., & Zambonato, E. E. 2014. The impact of early diagenesis on the reservoir quality of pre-salt (Aptian) sandstones in the Espirito Santo basin, Eastern Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 37(2): 127-141.
- Catuneanu, O., Zechin, M. 2013. High-resolution sequence stratigraphy of clastic shelves II: Controls on sequence development. *Marine and Petroleum Geology*, 39: 26-38.
- Chakraborty, T., Sarkar, S. 2005. Evidence of lacustrine sedimentation in the Upper Permian Bijori Formation, Satpura Gondwana basin: palaeogeographic and tectonic implications. *Journal of Earth System Science*, 114: 303–323.

- Clifton, H.E. 2006. A reexamination of facies models for clastic shorelines, in: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), 293-337.
- Clifton, H.E. 1976. Wave-formed sedimentary structures A conceptual model, in: Davis, R.A., Ethington, H., (Eds.), *Beach and Nearshore Sedimentation*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Special Publication, 24: 126-148.
- Collinson, J.D. 1996. Alluvial sediments, in: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, Third ed. Blackwell Publishing, Oxford, 37–82.
- Dalrymple, M. 2010. Interpreting sedimentary successions: facies, facies analysis and facies models, in: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies models 4*, Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, GEO text, 6: 3–18.
- Dam, G., Surlyk, F. 1993. Cyclic sedimentation in a large wave and storm dominated anoxic lake: Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. *Sedimentological association*, 18: 419-448.
- Denison, R. E., Krouse, H. R., Poulton, T. P. 2001. Isotopic Data (Sr, S and O) from Anhydrites in the Northern Williston Basin, and Pennsylvanian Ages for the Watrous and Amaranth Formations of Saskatchewan and Manitoba. *Summary of investigation*, 1: 77-93.
- Dias, J. L. 1998. *Análise sedimentológica e estratigráfica do andar Aptiano em parte da Margem Leste do Brasil e no Platô das Malvinas: considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Sul Meridional*. 208 p. Tese de doutorado. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1998.
- Dorobek, S., Piccoli, L., Coffey, B., Adams, A. 2012. Evidence for seasonal, abiotic precipitation and accumulation of carbonate sediments in the Pre-salt “Sag” successions of offshore Brazil. *AAPG Bull.*
- Dumas, S., Arnott, R.W.C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification— The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34 (12): 1073-1076.
- Elderfield, H. 1986. Strontium Isotope Stratigraphy. *Palaeogeographic, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51: 71-90.

- Fielding, C. R., Bann, K. L., Mac Eachern, J. A., Tye, S. C., Jones, B. G. 2006. Cyclicity in the nearshore marine to coastal, Lower Permian, Pebbly Beach Formation, southern Sydney Basin, Australia: a record of relative sea-level fluctuations at the close of the Late Palaeozoic Gondwanan ice age. *Sedimentology*, 53: 435-463.
- França, R. L., Del Rey, A. C., Tagliari, C. V., Brandão, J. R., & Fontanelli, P. R. 2007. Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15 (2): 501-509.
- Ghazi, S., Mountney, N.P. 2009. Facies and architectural element analysis of a meandering fluvial succession: the Permian Warchha Sandstone, Salt Range, Pakistan. *Sedimentary Geology*, 221: 99-126.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R., Walker, R.G. 1982. Structures and sequences in clastic rocks. *SEPM Short Course* 9: 161p.
- Ilgar, A., Nemec, W. 2005. Early Miocene lacustrine deposits and sequence stratigraphy of the Ermenek Basin, Central Taurides, Turkey. *Sedimentary Geology*, 173: 233–275.
- Keighley, D. 2008. A lacustrine shoreface succession in the Albert Formation, Moncton. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 56 (4): 235–258.
- Koepnick, R. B., Burke, W. H., Denison, R. E., Hetherington, E. A., Nelson, H. F., Otto, J. B., Waite, L.E. 1985. Construction of the seawater $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ curve for the Cenozoic and Cretaceous: supporting data. *Chemical Geology*, 58: 55-81.
- Lowe, D. R. 1975. Water scape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22: 157-204.
- Mann, S.D. 1988. Subaqueous evaporites of the Buckner Member, Haynesville Formation, Northeastern Mobile County, Alabama. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 38: 187-196.
- McCormick, D.S., Grotzinger, J.P. 1993. Distinction of marine from alluvial facies in the Paleoproterozoic (1.9 Ga) Burnside Formation, Kilohigok Basin, N.W.T., Canada. *J. Sed. Petrology*, 63: 398–419.
- Mello, M. R., & Hessel, M. H. 1998. Biological marker and paleozoological characterization of the early marine incursion in the lacustrine sequences of the Campos Basin. In Brazil: *American Association of Petroleum Geologists 1998 Annual Meeting Expanded Abstracts*.

- Mello, R. G. 2018. *Reconstrução de paleoventos do Gondwana no Juro-Cretáceo*. 50p. Dissertação de mestrado, UFRGS.
- Miall, A.D. 1977. Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers deposits: a summary, in: Miall, A.D. (Ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petrology and Geology Memoir, 5: 597–604.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, New York, 586p.
- Nemec, W. and R. J. Steel. 1994. Alluvial and Coastal Conglomerates: Their Significant Features and Some Comments on Gravelly Mass-Flow Deposits, in: Koster, E.H., Steel, R.J. (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 10: 1-31.
- Nutz, A., Schuster, M., Ghiene, J. F., Roquin, C., Bouchette, F. 2016. Wind-driven waterbodies: a new category of lake within an alternative sedimentologically-based lake classification. *Journal of Paleolimnology*.
- Owen, G. 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. In: Jones, M. E. & Preston, R. M. F. (Eds.), *Deformation of sediments and sedimentary rocks*, Geological Society of London. *Special Publication*, 11-24.
- Plink-Björklund, P., Steel, R.J. 2003. Initiation of turbidity currents: Evidence for hyperpycnal flow turbidites in Eocene Central Basin of Spitsbergen. *Sedimentary Geology*, 165(1-2): 29-52.
- Reading, H.G. 1996. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd edition). Blackwell Science, Oxford.
- Regali, M.S.P., Uesuguei, N. & Santos, A.S. 1974 a. Palinologia dos Sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (I). *Boletim Técnico da Petrobras*, 17(3): 177-190.
- Regali, M.S.P., Uesuguei, N. & Santos, A.S. 1974 b. Palinologia dos Sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (II). *Boletim Técnico da Petrobras*, 17(4): 263-301.
- Reineck, H. E., Sing, I. B. 1973. *Depositional Sedimentary Environments*. New York: Springer-Verlag, 439p.
- Scherer, C.M.S., Lavina, L.E.C., Dias Filho, D.C., Oliveira, F.M., Bongioiolo, D.E., Silva, E. 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial–aeolian–lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 194: 169-193.

- Schuster, M., Nutz, A. 2017. Lacustrine wave-dominated clastic shorelines: modern to ancient littoral landforms and deposits from the Lake Turkana Basin (East African Rift System, Kenya). *Journal of Paleolimnology*, 59 (2): 221-243.
- Silva-Telles, Jr., A.C.; Henz, G.I.; Arai, M. 1994. Evidências das primeiras ingressões marinhas na fase rift da margem leste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8: 409-410.
- Southard, J.B. & Boguchwal, L.A. 1990. Bed configurations in steady unidirectional water flows. Part 2. Synthesis of flume data. *Journal of sedimentary petrology*, 60: 658-679.
- Stefani, M., Vincenzi, S. 2005. The interplay of eustasy, climate and human activity in the late Quaternary depositional evolution and sedimentary architecture of the Po Delta system. *Marine Geology*, 222-223: 19-48.
- Terra, G. J. S., Spadini, A. R., França, A. B., Sombra, C. L., Zambonato, E. E., Juschaks, L. D. S., ... & Matsuda, N. S. 2010. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 18: 9-29.
- Thompson, D. 2013. *The stratigraphic architecture and depositional environments of non-marine carbonates from Barremian-Aptian Pre-Salt strata of the Brazilian continental margin*. Tese de doutorado, Monash University.
- Thompson, D. L., Stilwell, J., Hall, M. 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Research*, 28: 26-51.
- Tinterri, R. 2011. Combined flow sedimentary structures and the genetic link between sigmoidal and hummocky-cross stratification. *Geoacta*, 10: 43-85.
- Todd, S.P. 1989. Stream-driven, high density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, 36: 513-530.
- Vieira, R.A.B. 1998. *Análise Estratigráfica e Evolução Paleogeográfica da Seção Neoaptiana na Porção Sul da Plataforma de São Mateus, Bacia do Espírito Santo, Brasil*. 158p. Dissertação de Mestrado, UFRGS.
- Vieira, R.A.B., Mendes, M.P., Vieira, P.E., Costa, L.A.R., Tagliari, C.V., Barcelar, L.A.P., Feijó, F.J. 1994. Bacia do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de*

Geociências da Petrobras, 8:191-202.

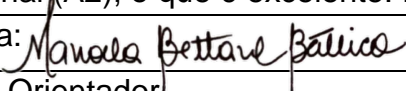
Walker, R.G., James, N.P. *Facies Models: Response to Sea Level Change*: Geological Association of Canada, 532p.

Warren, J.K. 2016. *Evaporites – A Geological Compendium*. 2nd Edition. Springer, 1813p.

Winter, W. R, Jahnert, R. J., França, A. B. 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15: 511-529.

Wright, V. P. 2012. *Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition*. Geological Society, London, Special Publications, 370: 39-47.

Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Gamero Diaz, H., Contreras, C. 2011. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits, in: Slatt, R.M., Zavala.C., (Eds.), *Sediment transfer from shelf to deep water - Revisiting the delivery system*: AAPG Studies in Geology, 61: 31–51.

ANEXO I	
Título da Dissertação/Tese:	
“MARGEM LACUSTRE DOMINADA POR ONDAS DO PRÉ-SAL APTIANO: MEMBRO MUCURI, BACIA DO ESPÍRITO SANTO”	
Área de Concentração: Estratigrafia	
Autor: CAMILA ELIZA ALTHAUS	
Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer	
Examinador: Profa. Dra. Manoela Bettarel Bállico	
Data: 12/03/2020	
Conceito: A	
PARECER:	
<p>A dissertação da aluna Camila versa sobre sistemas lacustres dominados por ondas. Um assunto muito interessante e pouco explorado. O estado da arte está bem elaborado, onde a aluna utilizou vastas referências bibliográficas (boa parte das referências são atualizadas) o que possibilitou ao leitor o pleno domínio do tema pela autora. Com relação à metodologia, a autora discorre sobre os métodos somente no corpo do artigo, o que eu considero que faltou ela discorrer de forma mais detalhada no início do trabalho. Quanto aos objetivos eles são claros e bem definidos e foram cumpridos em sua totalidade. Os resultados, no que tange as litofácies e associações de fácies foram bem descritas, o que não gerou dúvidas com relação ao modelo deposicional. No artigo, eu considero que a autora poderia ter proposto um modelo deposicional próprio, sem utilizar o análogo, para a Fm. Mucuri com os dados adquiridos ao longo do trabalho. Seria interessante também mostrar a seções colunares ao longo do modelo deposicional, o que ilustraria bem essa variação lateral das associações de fácies.</p> <p>De modo geral, o artigo está ótimo. O artigo foi publicado em uma revista internacional (A2), o que é excelente. Parabêniso a autora e os seus co-autores.</p>	
Assinatura: 	Data: 12/03/2020
Ciente do Orientador:	
Ciente do Aluno:	

ANEXO I
Título da Dissertação/Tese:
“MARGEM LACUSTRE DOMINADA POR ONDAS DO PRÉ-SAL APTIANO: MEMBRO MUCURI, BACIA DO ESPÍRITO SANTO”
Área de Concentração: Estratigrafia
Autor: CAMILA ELIZA ALTHAUS
Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer
Examinadora: Dra. Rosalia Barili da Cunha
Data: 27/02/2020
Conceito: A
PARECER:
De modo geral o texto está muito bem escrito, claro, com fluidez e fácil leitura. As figuras são muito bem feitas e ilustrativas.
Algumas correções pontuais quanto à redação ou correções nas figuras são necessárias, mas não comprometem em nada a qualidade do trabalho e podem ser utilizadas para melhorar o artigo posteriormente.
Alguns pontos com repetição desnecessária.
Em relação ao conteúdo, apesar do foco principal do trabalho ser sobre estratigrafia, senti falta de uma revisão mais profunda quanto à utilização do método Sr87/Sr86. Seria interessante relacionar os resultados mais detalhadamente aos trabalhos anteriores e às possíveis dificuldades da aplicação da metodologia.
Não são indicados, por exemplo, os passos utilizados para processamento e abertura da amostra para análise, se em rocha total ou pontual, etc. Apenas nos informam em qual equipamento foi feita a análise, sem indicar nem mesmo o laboratório onde foram realizadas. No caso de escolher pela supressão deste detalhamento no artigo, pode-se indicar que foram utilizados os procedimentos do laboratório X; mas, no caso da dissertação, esse passo a passo é importante de

ser colocado no estado da arte, principalmente se forem realizadas análises não rotineiras.

Apesar da aplicação do *Gamma-Ray* indicado no artigo, este método também não foi suficientemente revisado na introdução, não apresentando o estado da arte, ou mesmo detalhamento da metodologia.

Novamente, apesar de serem metodologias amplamente utilizadas, ainda acredito a revisão das metodologias no corpo da dissertação, com suas aplicações e limitações fazem parte do processo de desenvolvimento do projeto.

Uma dúvida recorrente quando leio trabalhos que tratam sobre a estratigrafia de lagos, mais comuns agora em função do desenvolvimento do conhecimento sobre o Pré-sal, é a relação feita entre a nomenclatura utilizada para ambientes lacustres e marinhos. Qual a razão de não utilizar a nomenclatura das zonas de lagos, os quais sejam: profundo, litoral, sublitoral (ex. Whight, 1990 – capítulo: *Lacustrine Carbonates*)? A leitura de termos como *offshore* associados a interpretação de ambiente lacustre pode confundir o leitor.

Observações pontuais

O detalhamento da metodologia não precisa estar no resumo.

A figura 10 não me parece muito ilustrativa, não entendi qual a função dela. Poderia detalhar melhor na legenda.

Sugiro inserir fotos das lâminas petrográficas utilizadas para escolha das amostras para análise Sr87/Sr86, bem como inserir a indicação dos nódulos de anidrita nas fotos de conjunto.

Na figura 11 do artigo deveriam ser identificadas as amostras com nome destas.

Não é possível montar um bloco diagrama com os dados existentes? Não é possível fazer uma correlação entre os poços, mesmo que localmente com a indicação de setores mais rasos ou profundos, ou com padrões de sedimentação mais similar nestas porções específicas? Apesar de não ser possível uma relação dentro das escalas estratigráficas investigadas, para todos os poços, acredito que a alternativa possa ser a setorização da tua área, são quase 60km entre o MUC13 e o MUC1.

Na figura 14 do artigo não vejo correlação entre os poços, o que é mencionado no

texto, logo isto deve estar escrito na legenda da figura também. Se possível relacionar não apenas a “correlação” lateral, mas a variação em profundidade, que poderia auxiliar na interpretação de padrões localizados, principalmente se puder ser associado à interpretação sísmica e estrutural da região de algum trabalho do grupo.

O sistema de referência geocêntrico adotado pelo oficialmente Brasil é o SIRGAS2000. Desta forma, os mapas deveriam ser padronizados para este sistema de coordenadas, ou, no caso de trabalhos internacionais, WGS84, que não apresenta diferenças significativas com o SIRGAS2000.

Assinatura:

Rosalia Bauili da Costa

Data: 27/02/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno:

ANEXO I

Título da Dissertação/Tese:

**“MARGEM LACUSTRE DOMINADA POR ONDAS DO PRÉ-SAL APTIANO:
MEMBRO MUCURI, BACIA DO ESPÍRITO SANTO”**

Área de Concentração: Estratigrafia

Autor: **CAMILA ELIZA ALTHAUS**

Orientador: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Examinador: Prof. Dr. Ezequiel Galvão de Souza

Data: 21/02/2020

Conceito: A


PARECER:

A aluna está apta a receber o título de Mestra em geociências tendo em vista a dissertação entregue e de acordo com os critérios estabelecidos pelo PPGGEO/UFRGS. O arquivo em pdf anexado a este parecer traz as principais correções a serem feitas em respeito à dissertação, tendo em vista que o artigo já foi aceito e publicado.

A dissertação, bem como o artigo que faz parte da mesma, traz dois pontos pertinentes e atuais no que diz respeito à sedimentologia e estratigrafia: i) o estudo dos depósitos continentais do pré-sal; e ii) sedimentologia dos depósitos lacustres. O conteúdo abordado pela revisão teórica da dissertação supre a demanda de conhecimento necessário para que a aluna elabore o artigo. Destaco que a aluna focou em temas pertinentes e abordou todos de forma clara e concisa, apresentando ainda uma consideração final a respeito do tema. O texto está claro, bem escrito e de fácil leitura, tendo somente alguns parágrafos extensos que devem ser modificados. As figuras estão com boa resolução e ilustram de forma precisa o conteúdo apresentado no texto.

Sem mais a constar, parabéns aos orientadores e a aluna pelo excelente trabalho e fico à disposição para qualquer dúvida no que se referir a minha correção e para possíveis parcerias em trabalhos futuros.

Assinatura:



Data: 21/02/2020

Ciente do Orientador:

Ciente do Aluno: