

Seqüências deposicionais de 3ª ordem em riftes continentais: um modelo de tratos de sistemas para grábens assimétricos aplicado ao Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas

Third order depositional sequences in continental rifts: a systems tract model for half-grabens, applied to the Lower Cretaceous of Sergipe-Alagoas Basin

Dario Sousa Nilo Chiossi

resumo

Depósitos sin-rifte derivados de margens flexurais de semi-grábens foram analisados com base nos conceitos da Estratigrafia de Seqüências. As seqüências deposicionais foram classificadas como seqüências de 3ª ordem e sua origem associada a ciclos tectônicos. Variações nas taxas de subsidência e nas de aporte sedimentar são responsáveis pelo padrão estratal destas seqüências. Com base na análise detalhada de testemunhos, perfis elétricos e dados isotópicos foi construído um modelo de tratos de sistemas para estas seqüências, composto por dois tratos de sistemas regressivos separados por um trato transgressivo. O trato regressivo inicial é depositado durante a fase mais ativa do ciclo tectônico e os demais durante a fase de quiescência, quando os ciclos climáticos de maior frequência ficam mais evidentes.

(originais recebidos em 08.06.2005)

Palavras-chave: Estratigrafia de Seqüências | rifte
| Bacia de Sergipe/Alagoas | seqüências deposicionais
| ciclos tectônicos de 3ª ordem

abstract

Flexural-margin derived syn-rift deposits were analyzed using a Sequence Stratigraphy approach. Depositional sequences were classified as third order sequences with their origin associated with tectonic cycles within a half-graben framework. Changes in displacement rate along individual border faults segments as well as variations in sedimentary supply and creation of accommodation space were responsible for the stratal pattern of these sequences. A system tract model was built using detailed core analyses, electrical logs and isotopic data. The stratigraphic signature of these third order sequences is composed by two regressive systems tracts interposed by a transgressive one. The initial regressive tract is deposited during the active phase of the tectonic cycle and the others are related to the quiescent phase, when the high frequency climatic cycles become more evident.

(expanded abstract available at the end of the paper)

Keywords: Sequence Stratigraphy | rift | Sergipe/Alagoas Basin | depositional sequences | 3rd order tectonic cycles

introdução

A Estratigrafia de Seqüências (ES) tem sido utilizada ainda de forma pioneira na análise da estratigrafia de bacias lacustres, em particular daquelas associadas a rifteamento continental. Trabalhos publicados sobre este tema dão ênfase ao reconhecimento de seqüências deposicionais a partir da análise de seções sísmicas, dados de testemunhos e perfilagens elétricas e no estudo de afloramentos (Liro e Pardus, 1990; Della Fávera *et al.* 1992; Chagas *et al.* 1993; Dam e Surlik, 1993; Vakarcz *et al.* 1994; Scholz e Finney, 1994; Gawthorpe *et al.* 1994; Chiossi, 1997).

O pressuposto básico para transpor os conceitos da ES para o contexto lacustre é admitir que: (a) as superfícies dos lagos representem níveis de base locais e (b) as variações do nível de base local interfiram no espaço de acomodação de modo semelhante, em função das variações do nível do mar, ao que ocorre nas bacias marinhas.

o espaço de acomodação nos riftes continentais

Enquanto nas bacias marinhas eustasia, subsidência e aporte sedimentar atuam de forma quasi-independente, nos lagos tectônicos estas variáveis estão intimamente relacionadas, o que dificulta a identificação dos efeitos que cada uma delas produz separadamente no registro estratigráfico. Nos riftes, a subsidência tectônica é o principal parâmetro de controle estratigráfico, pois gera a maior parte do espaço de acomodação. No entanto, como este é definido pelo nível do lago, é necessário que haja um aumento concomitante do volume de água no sistema para que o espaço gerado pela subsidência seja efetivamente transformado em espaço de acomodação. Se não houver um clima adequado que forneça um balanço hídrico positivo, volumes de água e, portanto, espaços de acomodação, serão apenas redistribuídos.

efluentes: limitadores da eustasia

No contexto dos lagos, a subida “eustática” é

limitada pela presença de efluentes naturais (*spill points*), que são os pontos específicos do terreno por onde é escoado o excesso de água que recarrega o lago. A presença ou ausência de efluentes define o **regime hidrológico** do lago. Aqueles com efluentes possuem um **regime aberto**, de modo que, se há um aumento no influxo de água, o excesso é eliminado através do aumento na vazão dos efluxos, mantendo o nível do lago estável. Aqueles sem efluentes possuem um **regime fechado**, no qual flutuações nas taxas de precipitação e evaporação tendem a gerar rápidos movimentos da linha de costa.

Durante sua evolução, os sistemas lacustres dos riftes passam de um regime a outro. No entanto, é possível inferir a situação paleohidrológica predominante a partir dos padrões deposicionais, da mineralogia dos sedimentos e da assinatura isotópica do oxigênio e do carbono preservadas em carbonatos autigênicos.

o aporte sedimentar nos riftes

As taxas de aporte sedimentar nos riftes são aproximadamente duas ordens de grandeza superiores às observadas nos oceanos e representam importante fator de controle estratigráfico, além da subsidência e da eustasia.

O aporte sedimentar sofre os efeitos tanto das variações climáticas quanto do tectonismo. Durante épocas de clima úmido, a vazão dos rios aumenta e um volume maior de sedimentos é transportado para o lago. Nestas épocas, a erosão química predomina sobre a mecânica e tende a ampliar a fração siltica / argilosa transportada para a bacia. Nas épocas de clima seco, o aporte tende a ser mais arenoso e diminuir com a redução da vazão dos rios, passando a ocorrer de forma episódica.

O tectonismo tem um papel importante na distribuição espacial e evolução das redes de drenagem: nas fases de tectonismo ativo, drenagens preexistentes tendem a ser desestabilizadas, reduzindo o aporte sedimentar. Durante épocas de quiescência tectônica, normalmente mais prolongadas, as drenagens se estabilizam e a bacia hidrográfica se expande, aumentando o aporte sedimentar.

contexto geológico e dados utilizados

O rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas - parte integrante do sistema de riftes da margem Leste brasileira - desenvolveu-se de forma pulsante durante cerca de 40 Ma a partir do Neojurássico, resultando numa expressiva sedimentação clástica continental.

A complexidade estrutural criada pela interferência dos diversos ciclos de tectonismo fez com que surgissem diversas hipóteses evolutivas (Ojeda e Fugita, 1974; Lana e Milani, 1983; Guimarães, 1988; Castro Jr., 1988). Chagas *et al.* (1993), com base em discordâncias regionais observadas em linhas sísmicas, reconheceram quatro seqüências tectono-estratigráficas, denominadas de I, IIa, IIb e IIc (fig. 1). Estas seqüências possuem uma duração aproximada de 10 Ma e podem ser classificadas como seqüências tectônicas de 2ª ordem, conforme a hierarquia proposta por Vail *et al.* (1991). **A Seqüência IIa** - objeto deste estudo - foi depositada a partir da idade Aratu até o início da idade Jiquiá e representa o primeiro ciclo (pulso) tectônico do rifte.

ANDAR	ANDAR LOCAL	SEQ. TECTON-ESTRAT.	ESTÁGIO TECTÔNICO	DUR. APROX. (Ma)	LITOESTRATIGRAFIA (FORMAÇÕES)	
ALBIANO		III	REATIVAÇÃO ALBIANA		Riachuelo	
APTIANO	ALAGOAS	II	RIFTE MATURE	3º ciclo	10	Maceió; Ponta Verde; Poção; Muribeca; Tabuleiro dos Martins
	JIQUIÁ			2º ciclo	5	Coqueiro Seco
BARREM.	BURACICA	II	RIFTE JUVENIL	1º ciclo	12	Rio Pitanga; Penedo; Barra de Itiúba (parte superior)
	ARATU					
HAUTERIV			RIFTEAMENTO INICIAL	13	Barra de Itiúba (parte inferior); Serraria; Bananeiras; Candeeiro	
VALANG.	RIO DA SERRA	I				
BERRIAS.						
TITHON.	D.JOÃO					

Figura 1 – Seqüências tectono-estratigráficas do estágio rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas (modificado de Chagas *et al.* 1993). A área em destaque indica o intervalo estratigráfico aqui estudado.

Figure 1 – Tectonostratigraphic sequences of the Sergipe-Alagoas basin rift stage (modified from Chagas *et al.* 1993). Highlighted area indicates the studied stratigraphic interval.

A área de estudo situa-se na porção centro-sul da Bacia de Alagoas (fig. 2) e sua estratigrafia consiste principalmente em sedimentos do Cretáceo Inferior, depositados durante a fase rifte (formações Barra de Itiúba, Penedo, Coqueiro Seco, Maceió, Ponta Verde e Poção), sobrepostos a sedimentos jurássicos (formações Serraria, Bananeiras, Candeeiro) e paleozóicos (formações Aracaré e Batinga). A ausência de sedimentos do Cretáceo Superior e Paleogeno, bem como a erosão de parte das seqüências do Cretáceo Inferior caracterizam um grande hiato deposicional / erosivo que se segue ao rifteamento. Uma fina cobertura pliocênica (Formação Barreiras) a quaternária recobre discordantemente os sedimentos da fase rifte.

A **Seqüência IIa** é composta por sedimentos essencialmente clásticos, depositados em ambientes lacustres, deltaicos e fluviais que correspondem às formações Barra de Itiúba (parte superior) e Penedo. Sua espessura varia entre 1 000 m a 2 200 m e a distribuição vertical das fácies sedimentares indica um progressivo raseamento dos sistemas deposicionais (Della Fávera, 1974). O seu contato inferior com as unidades do Andar Rio da Serra é discordante e representa um hiato de cerca de 4 Ma. Seu contato superior com as unidades do Jiquiá Superior é marcado por uma brusca mudança faciológica/ambiental, representada pela passagem de arenitos grosseiros de origem fluvial / eólica (Formação Penedo) para coquinas e folhelhos negros lacustres (Formação Coqueiro Seco).

Os dados aqui analisados foram obtidos de 12 poços, numerados e localizados na figura 2. A base de dados consiste em perfis elétricos (raios gama, resistividade e sônico), dados bioestratigráficos e litológicos obtidos de amostras de calha, perfis geoquímicos, testemunhos e análises isotópicas de C e O.

análise de fácies e ambientes de sedimentação

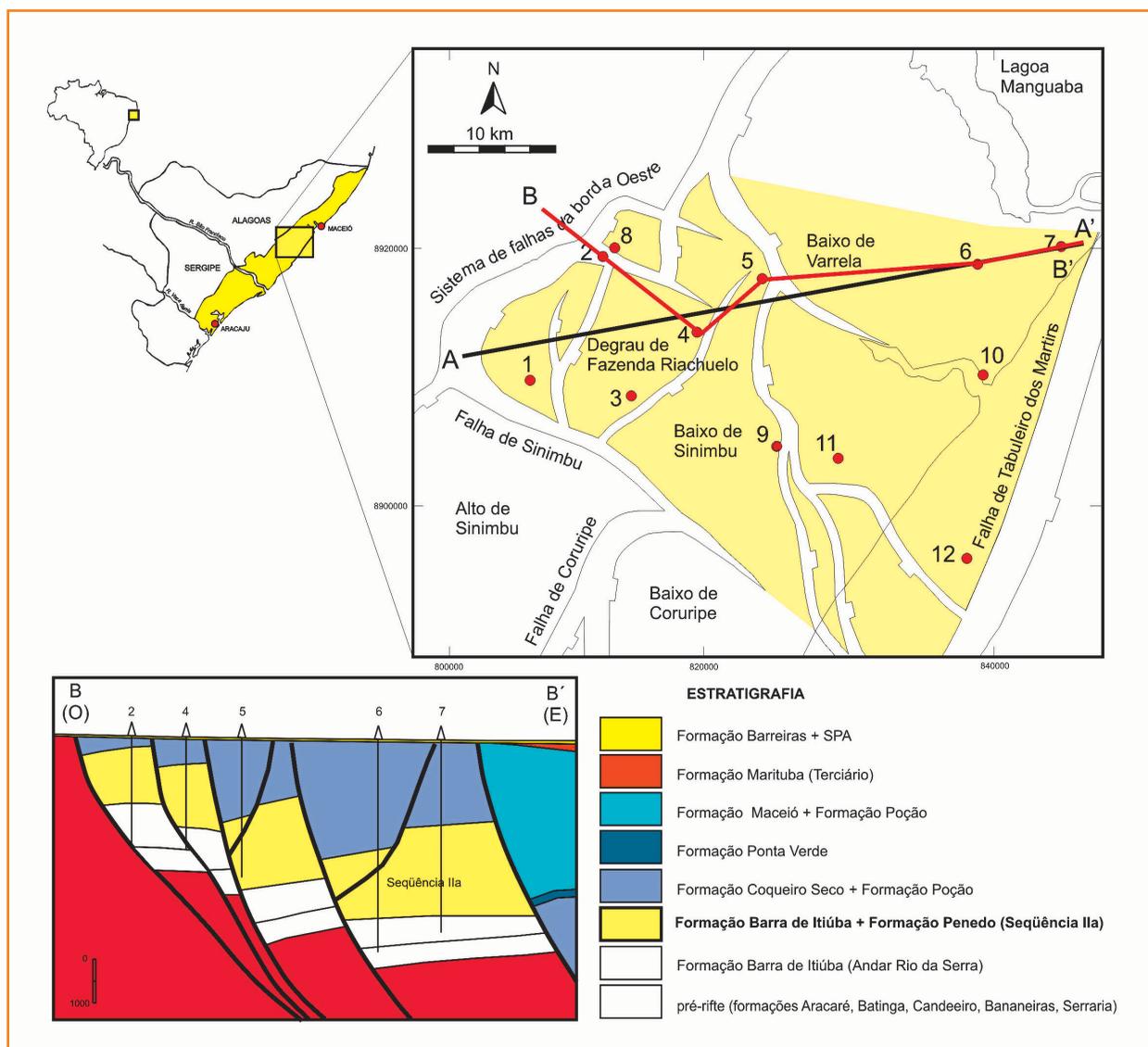
Os sistemas deposicionais da Formação Barra de Itiúba e seus elementos faciológicos foram

Figura 2

Mapa de localização e seção geológica esquemática da área estudada (B-B'). Os poços utilizados são numerados de 1 a 12. A seção A-A' foi utilizada na construção do arcabouço cronoestratigráfico.

Figure 2

Location Map and simplified geologic section (B-B') of the studied area with wells indicated by numbers 1 to 12. Cross section A-A' was used to build the chronostratigraphic framework.



pesquisados por diversos autores, entre eles Schaller, 1969; Figueiredo *et al.* 1974; Della Fávera, 1974; Becker, 1987; Cruz e Campos Neto, 1990; Pinho e Costa, 1990, Cruz e Galm (1994).

Para a análise de fácies e ambientes de sedimentação foram descritos cerca de 380 m de testemunhos relativamente contínuos, coletados no poço 8 (fig. 3). Estes testemunhos amostraram sedimentos da Formação Barra de Itiúba, representantes de sucessões cíclicas de associações de fácies de **planície deltaica**, de **frente deltaica** e de **lago**. A calibração dos testemunhos estudados com os perfis de raios gama permitiu estender a interpretação dos ambientes deposicionais para os demais poços da área.

fácies de planície deltaica

Os depósitos da planície deltaica são predominantemente finos e intensamente bioturbados. Podem ser subdivididos em depósitos de preenchimento de canal distributário, de planície interdistributária e de rompimento de diques marginais (*crevasses*).

Os depósitos de **preenchimento de canal distributário** são constituídos de arenitos finos a grosseiros, localmente conglomeráticos e apresentam estratificação cruzada acanalada ou plano-paralela. As camadas em geral são granocrescentes para o topo e localmente têm aspecto maciço. O contato basal é abrupto e normal-

mente ocorrem níveis de seixos com fragmentos de folhelho e carvão.

Os depósitos de **diques e rompimento de diques marginais** (*crevasses*) são constituídos de arenitos muito finos a siltitos, intercalados com lentes argilosas, em geral bioturbados e deformados por fluidização. Estratificação plano-paralela e *climbing ripples* são comuns. Localmente ocorrem marcas de raízes e icnofósseis (*Skolithos*, *Planolites* e *Thalassinoides*). Os níveis são delgados e apresentam uma tendência geral de granocrescência para o topo.

Os depósitos de **baía interdistributária** intercalam-se freqüentemente com depósitos de canal e de *crevasses*. Tratam-se de folhelhos esverdeados, sílticos, raramente laminados, cuja intensa bioturbação resulta às vezes numa textura maciça e homogênea. Localmente apresentam marcas de raízes, fluidização e icnofósseis (*Planolites*).

fácies de frente deltaica

A principal característica dos depósitos associados à frente deltaica é a tendência do aumento gradativo da granulometria em direção ao topo, desde folhelhos de prodelta, passando a siltitos e arenitos muito finos da barra frontal até atingir os arenitos finos a médios das barras de desembocadura.

Os depósitos de **barra de desembocadura** são constituídos de arenitos finos a médios, bem selecionados, freqüentemente fluidizados ou com evidências de escorregamento. Níveis menos deformados apresentam estratificação cruzada sigmoidal a tabular, estratificação plano-paralela e *climbing ripples*. Camadas bioturbadas, bem como filmes de argila e fragmentos de folhelho, ocorrem subordinadamente. Observam-se, também, contatos abruptos entre sedimentos de barra de desembocadura e folhelhos lacustres, indicando forte regressão do sistema deposicional. Nos corpos mais desenvolvidos é comum a associação com camadas de arenitos mais grosseiros de canais distributários da planície deltaica.

Os depósitos de **barra frontal (ou barra distal)** são compostos por siltitos e arenitos muito finos com *climbing ripples*, freqüentemente fluidizados e bioturbados. Níveis mais argilosos são

comuns e, localmente, observam-se estratificações plano-paralelas e cruzadas sigmoidais. Mais raramente, ocorrem níveis com aspecto maciço. A transição em direção ao topo, para os depósitos de barra de desembocadura, é gradacional e, muitas vezes, é difícil separar esses dois ambientes deposicionais. Os depósitos de barra frontal gradam em direção à base para depósitos de **prodelta**, constituídos de folhelhos esverdeados a escuros, sílticos e, em geral, fluidizados.

fácies de lago

As fácies de lago são caracterizadas por folhelhos lacustres laminados e intercalações esporádicas de turbiditos delgados.

São considerados depósitos de **folhelho lacustres** aqueles cuja deposição já não sofre interferência de processos fluviais. A deposição das argilas, neste caso, depende exclusivamente do padrão de circulação lacustre. Taxas de sedimentação mais reduzidas produzem folhelhos mais laminados e as condições anóxicas de fundo reduzem o grau de bioturbação. Esses folhelhos, de tonalidade escura, apresentam-se ora finamente laminados ora com textura papirácea. O conteúdo em carbonato de cálcio é elevado e a ocorrência de nódulos de fosfato é comum.

Camadas delgadas de arenito fino a muito fino, que ocorrem de forma isolada em espessos corpos de folhelhos lacustres são interpretadas como **depósitos turbidíticos** resultantes de remobilização de sedimentos da frente deltaica. Em geral, são corpos com bases abruptas e de aspecto maciço, localmente apresentando fragmentos de folhelho, estratificação plano-paralela, granodecrescência para o topo e rara bioturbação.

análise isotópica: inferências paleoclimáticas e paleoambientais

As composições isotópicas do carbono e do oxigênio foram obtidas a partir de folhelhos coletados em amostras de calha do **poço 2** (fig. 4).

Figura 3a

Estruturas sedimentares, fácies e ambientes deposicionais interpretados a partir dos testemunhos. Foram identificadas fácies de planície deltaica, frente deltaica e de lago.

Figure 3a

Sedimentary structures, facies and depositional environment interpreted from conventional cores.

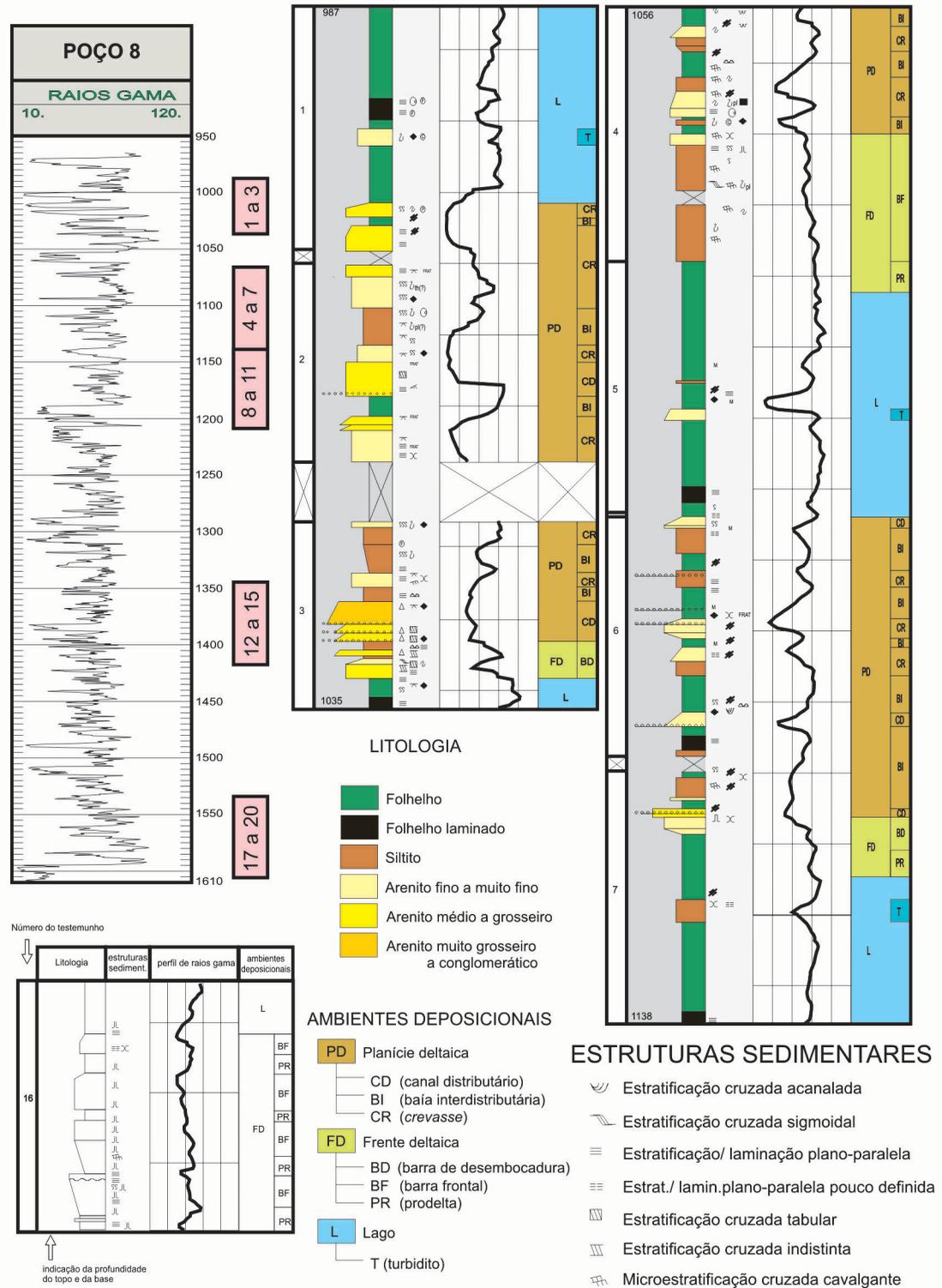
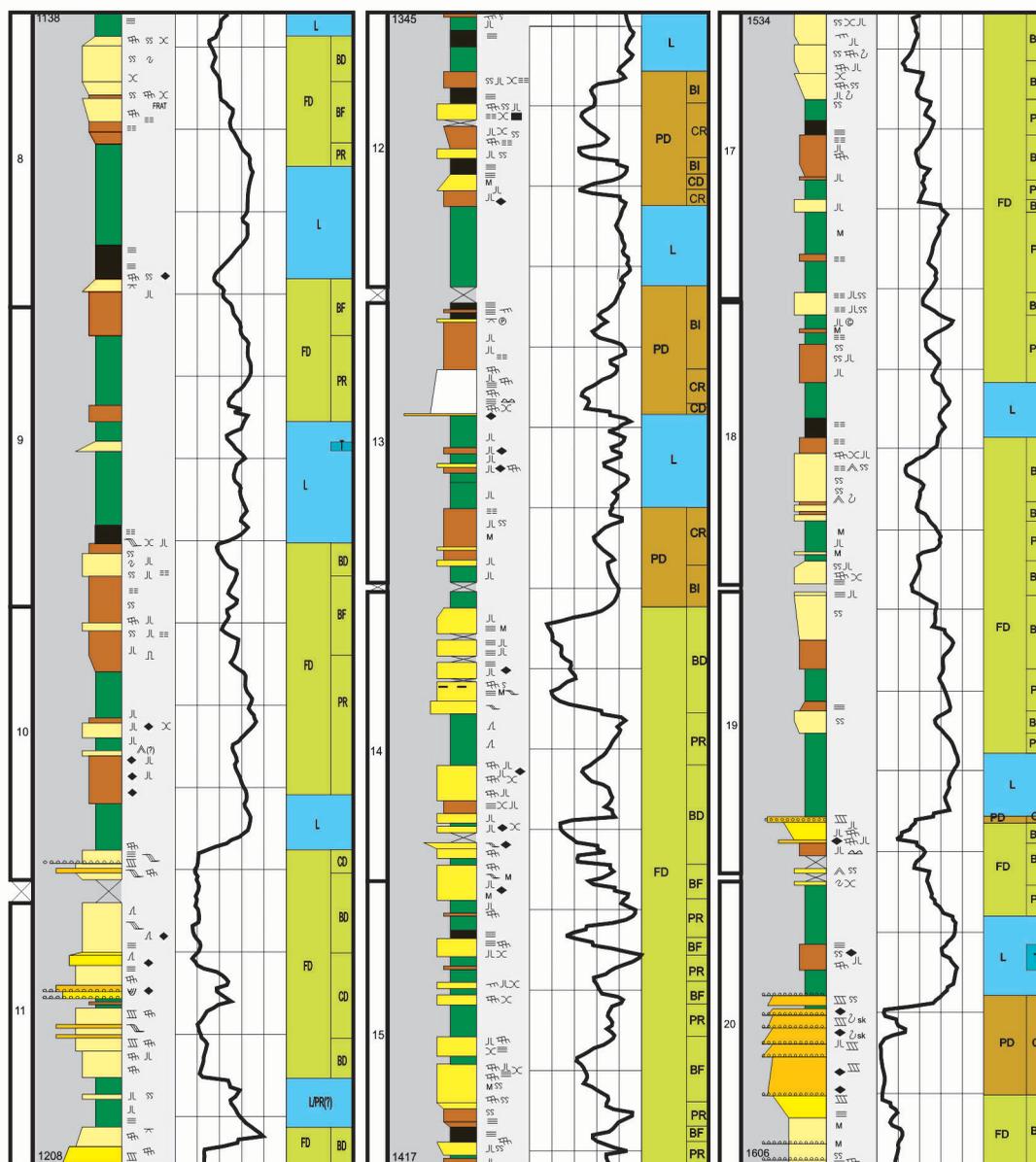


Figura 3b

Estruturas sedimentares, fácies e ambientes deposicionais interpretados a partir dos testemunhos. Foram identificadas fácies de planície deltaica, frente deltaica e de lago.

Figure 3b

Sedimentary structures, facies and depositional environment interpreted from conventional cores.



- | | | | | | |
|---|--|-----------------|-----------------------------|------|--------------------|
| ▤ | Microestratificação cruzada por corrente | ◆ | Fragmentos de folhelhos | /// | Falhas |
| ⋈ | Microestratificação cruzada por onda | ■ | Fragmentos de carvão | FRAT | Faturas |
| ⋈ | Microestratificação ondular | S | Bioturbação fraca | w | marca de carga |
| △ | Granodrecência ascendente | SS | Bioturbação moderada | JL | Fluidização |
| ⊕ | Nódulos de fosfato | SSS | Bioturbação intensa | JL | Dique de arenito |
| ⊙ | Concreções carbonáticas | ∩ | Escavação (<i>burrow</i>) | Λ | Estrutura em chama |
| ⋈ | Filmes de argila | ∩ th | thalassinoides | ⊙ | Ostracodes |
| ⋈ | Marcas de raízes | ∩ ^{pl} | planolites | ∩ | Escorregamentos |
| | | ∩ ^{sk} | skolithos | | |
| | | M | Textura maciça | | |

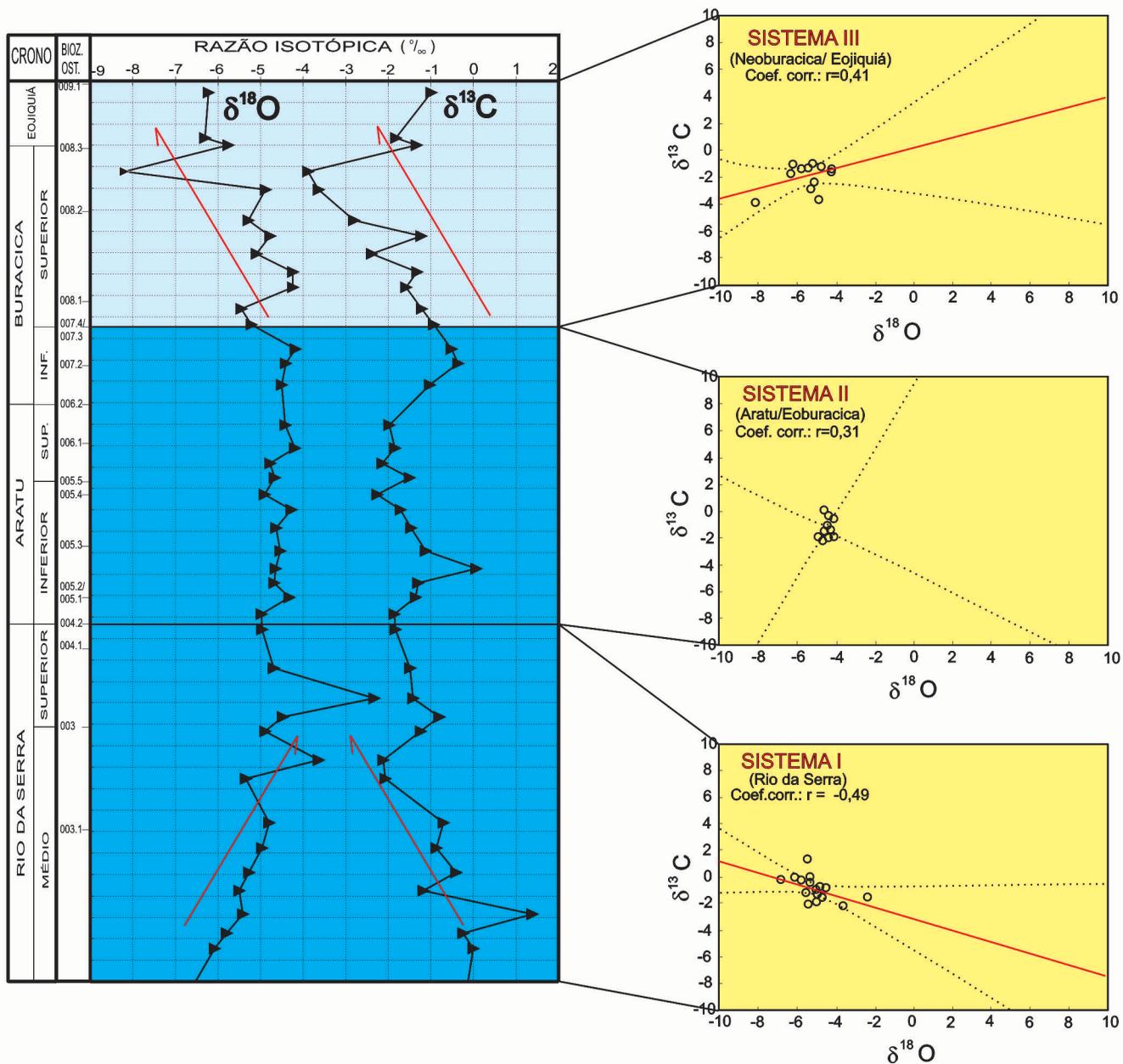


Figura 4

Dados isotópicos do Carbono e do Oxigênio e os sistemas paleohidrológicos interpretados.

Figure 4

Carbon and Oxygen Isotopic data and interpreted paleohydrologic systems.

O intervalo amostrado corresponde a sedimentos de idade Meso-Rio da Serra a Eoiquiá.

Reconstruções paleogeográficas indicam que durante o Eocretáceo a Bacia de Sergipe-Alagoas permaneceu em latitudes tropicais e subtropicais, de modo que as variações de temperatura provavelmente não interferiram de forma significativa na concentração de ¹⁸O das águas. As razões isotópicas do oxigênio devem, portanto, responder mais

diretamente às variações nas taxas de evaporação. De forma simplificada, os valores de δ¹⁸O podem ser associados ao balanço entre as taxas de evaporação (clima seco) e as taxas de influxo de água (clima úmido).

Não há uma correlação clara entre os valores de δ¹³C e os teores de carbono orgânico total (COT) (fig. 5), o que indica que ambos são controlados por processos distintos. As anomalias de δ¹³C pare-

cem responder principalmente às variações na taxa de produtividade e, subordinadamente, à incursão de águas ricas em HCO_3^- "leve" proveniente da alteração da matéria orgânica continental. Teores de COT guardam íntima relação com a litologia: ciclos granocrescentes e granodecrescentes para o topo coincidem com ciclos de decréscimo e enriquecimento dos teores de carbono, respectivamente, o que sugere uma redução desses teores em função do aumento das taxas de aporte clástico. Anomalias mais expressivas ($\text{COT} > 1,5\%$) podem representar, além da redução da taxa de sedimentação, condições mais favoráveis de preservação associadas a águas estratificadas e condições anóxicas de fundo.

co-variância isotópica: sistemas paleohidrológicos

Quando os dados isotópicos de carbono e de oxigênio são analisados de forma conjunta é possível individualizar três sistemas paleohidrológicos distintos (fig. 4).

O **Sistema I**, que abrange o Andar Rio da Serra, caracteriza-se por uma **co-variância negativa**: à medida que o ambiente se enriquece em ^{18}O há uma depleção em ^{13}C . Este comportamento pode estar refletindo a diminuição da paleoprodutividade lacustre na medida em que o clima se torna mais seco e o aporte de nutrientes para o lago se reduz. Os folhelhos lacustres depositados durante esta fase apresentam teores bastante reduzidos de COT e não acompanham a redução observada no conteúdo em $\delta^{13}\text{C}$.

A tendência de positividade dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ sugere que o regime hidrológico esteja evoluindo progressivamente de condições mais abertas para mais fechadas.

O **Sistema II**, que abrange os andares Aratu a Buracica Inferior tem como característica principal a **ausência de co-variância**. Enquanto os valores de $\delta^{18}\text{O}$ permanecem relativamente constantes, os de $\delta^{13}\text{C}$ variam sistematicamente. Segundo Talbot (1990), este comportamento é típico de um sistema lacustre que permanece pela maior parte do tempo sob condições hidrológi-

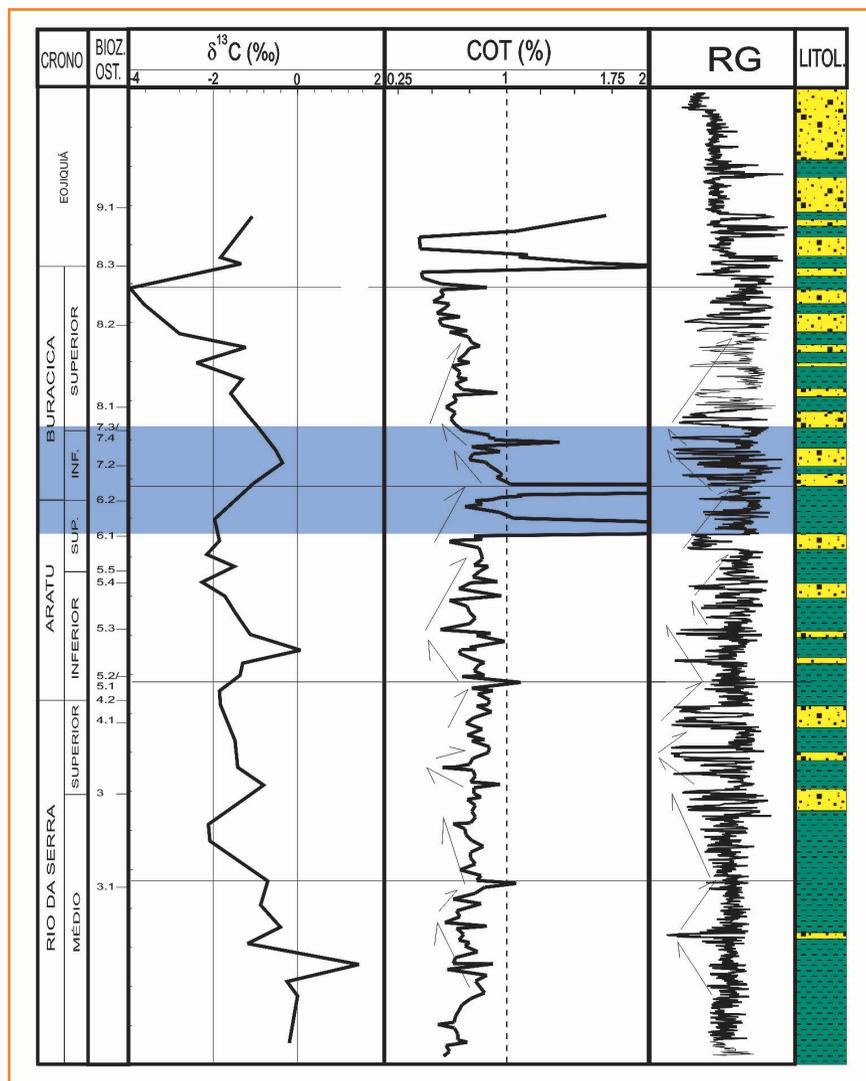


Figura 5

Relação entre $\delta^{13}\text{C}$, COT e litologia (raios gama). Área hachurada indica uma possível fase de anoxia, com altos teores de COT e positividade do $\delta^{13}\text{C}$.

Figure 5

Relationship between $\delta^{13}\text{C}$, TOC and lithology (gamma ray log). Hachured area indicates a possible anoxic phase, with high TOC and more positive $\delta^{13}\text{C}$ values.

cas abertas (fig. 4), o que sugere a presença de um efluente ativo.

Enquanto prevalecem as condições hidrológicas do Sistema II, as anomalias positivas de $\delta^{18}\text{O}$, apesar de pouco expressivas, tendem a se relacionar com entradas de areias, e devem estar associadas a épocas de rebaixamento do nível do lago.

A passagem do pacote Buracica inferior para o Buracica superior é marcada por uma anomalia negativa de $\delta^{18}\text{O}$, associada a uma forte diminuição nos teores de COT e a um decréscimo dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Nessa época passam a predominar depósitos fluviais no registro sedimentar.

O novo sistema que se instala (**Sistema III**) desenvolve-se durante as idades Neoburacica a Eojiquiá e apresenta uma tendência **de co-variância positiva** (fig. 4). Tanto os valores de $\delta^{18}\text{O}$ quanto

os de $\delta^{13}\text{C}$ tornam-se progressivamente mais **negativos**. Climas mais úmidos, responsáveis pela redução dos teores de $\delta^{18}\text{O}$, permitiriam um aumento de cobertura vegetal e aumentariam a quantidade de HCO_3^- "leve" proveniente da degradação da matéria orgânica vegetal das áreas emersas.

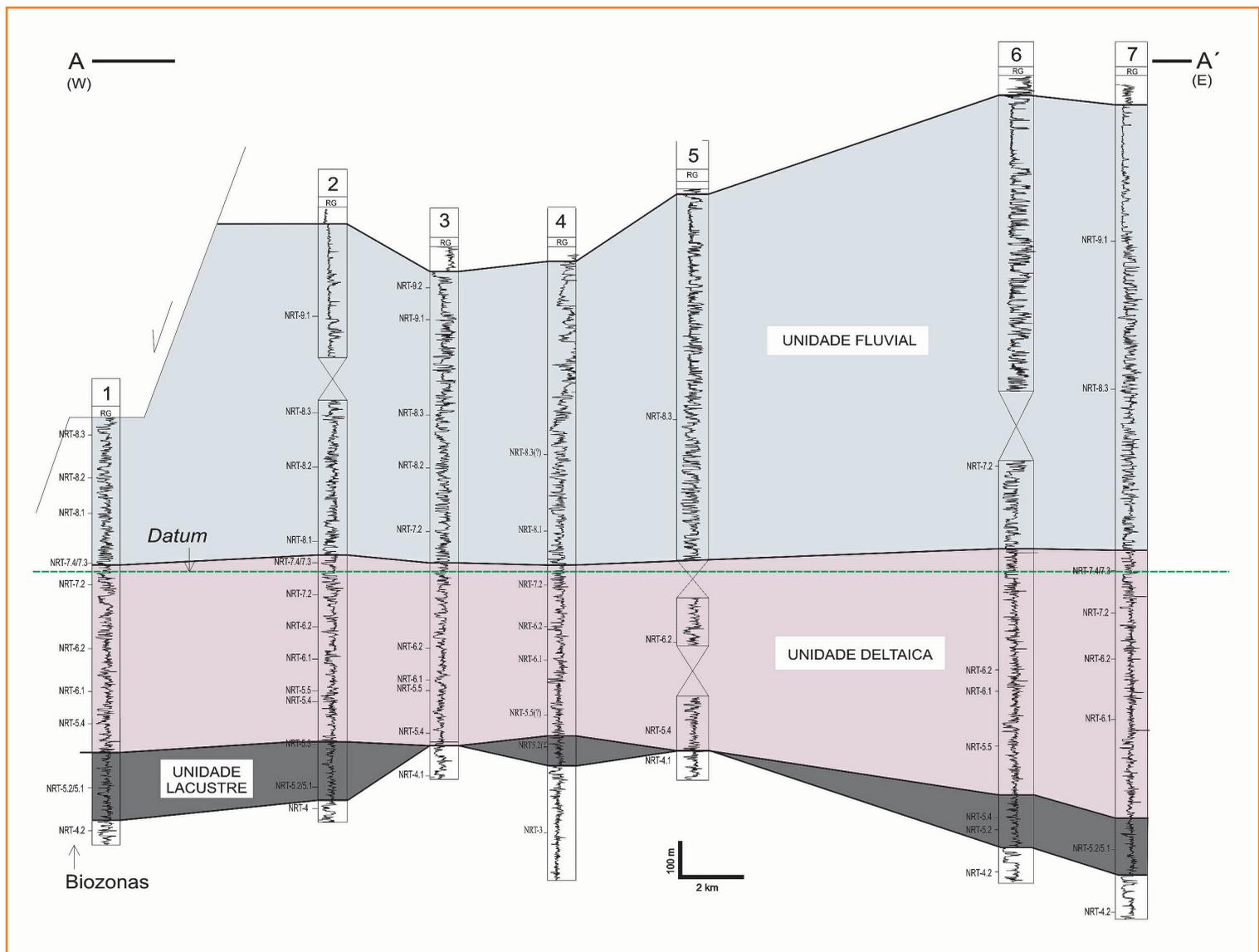
te em função das variações nas **taxas de subsidência** e de **aporte sedimentar**. Com base no **predomínio** de determinado ambiente deposicional, foi possível subdividi-la em três unidades distintas: uma inferior, **lacustre**, uma intermediária, **deltaica**, e uma superior, **fluvial** (fig. 6).

A maior heterogeneidade litológica, assim como o aumento da resolução bioestratigráfica da **unidade deltaica**, permitiram uma melhor definição dos ciclos sedimentares e uma abordagem mais detalhada da sua história deposicional. Nesta unidade predominam paraseqüências granocrescentes para o topo, que se organizam em conjuntos tipicamente progracionais. Arenitos finos a muito finos são os constituintes mais comuns, formando camadas contínuas e

unidades deposicionais da Seqüência IIa e contexto paleofisiográfico

Durante a deposição da Seqüência IIa os padrões deposicionais alteraram-se freqüentemen-

Figura 6
Unidades deposicionais da Seqüência IIa.
Figure 6
Sequence IIa
Depositional Units.



espessas, algumas delas com mais de 50 m de espessura. Os dados isotópicos indicam um regime hidrológico predominantemente aberto (Sistema Paleohidrológico II) durante a deposição desta unidade.

O mapa das isópacas totais da Seqüência IIa (fig. 7a) mostra uma assimetria acentuada, com

um depocentro situado a leste da área de estudo. Corroborando esta hipótese, verifica-se que as maiores isólicas de folhelhos das unidades lacustre e deltaica também ocorrem naquela região (fig. 7b). Essas características indicam um contexto paleogeográfico representado por uma rampa com mergulho geral para leste (fig. 8).

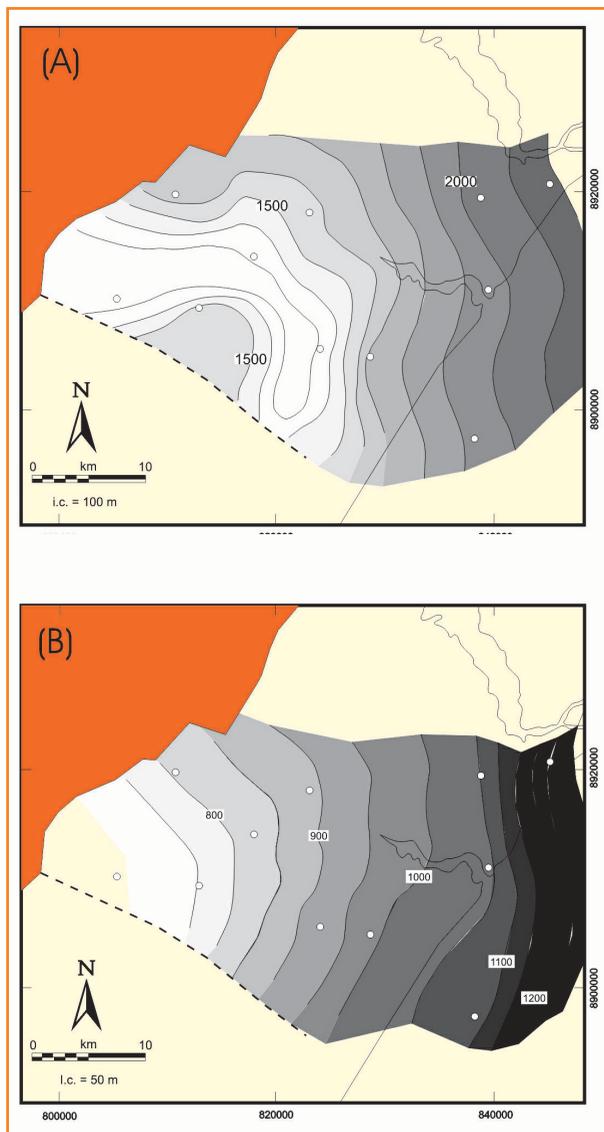


Figura 7 – Seqüência IIa: (a) mapa de isópacas totais; (b) mapa de isólicas de folhelho das unidades lacustres e deltaica. Ambos indicam uma assimetria acentuada, com um depocentro situado a leste da área de estudo.

Figure 7 – Sequence IIa: (a) Total isopach map; (b) shale percentage map of Lacustrine and Deltaic Units.

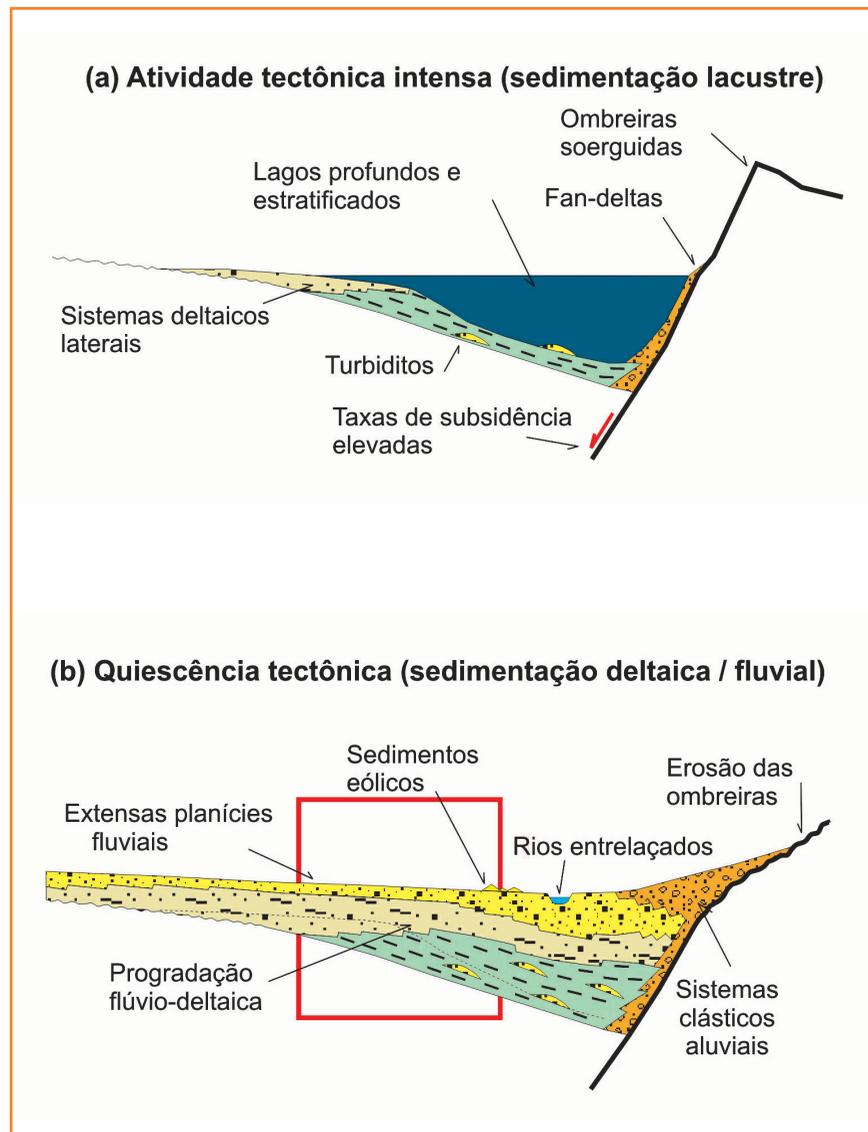


Figura 8 – Esquema de preenchimento sedimentar de um semi-gráben durante um ciclo tectônico de 2ª ordem, composto por um estágio inicial de forte atividade tectônica e sedimentação lacustre e um estágio final de quiescência tectônica e sedimentação fluvial. O quadrado indica o contexto fisiográfico mais provável da área estudada.

Figure 8 – Filling of a half-graben during a 2nd order tectonic cycle composed by an initial phase of strong tectonism and lacustrine sedimentation and a final phase of tectonic quiescence and fluvial deposition. The square area represents the most probable physiographic context of the studied area.

o arcabouço estratigráfico da unidade deltaica: seqüências deposicionais de 3ª ordem

O arcabouço estratigráfico da unidade deltaica (fig. 9) foi montado com base numa seção es-

tratigráfica W-E, orientada segundo o principal sentido deposicional. Folhelhos com teores mais elevados de COT foram associados a épocas de expansão lacustre e de ampliação do espaço de acomodação, e identificados como folhelhos de máxima inundação. Esses folhelhos, na sua maior parte intimamente relacionados com topos de biozonas, serviram como marcos cronoestratigráficos.

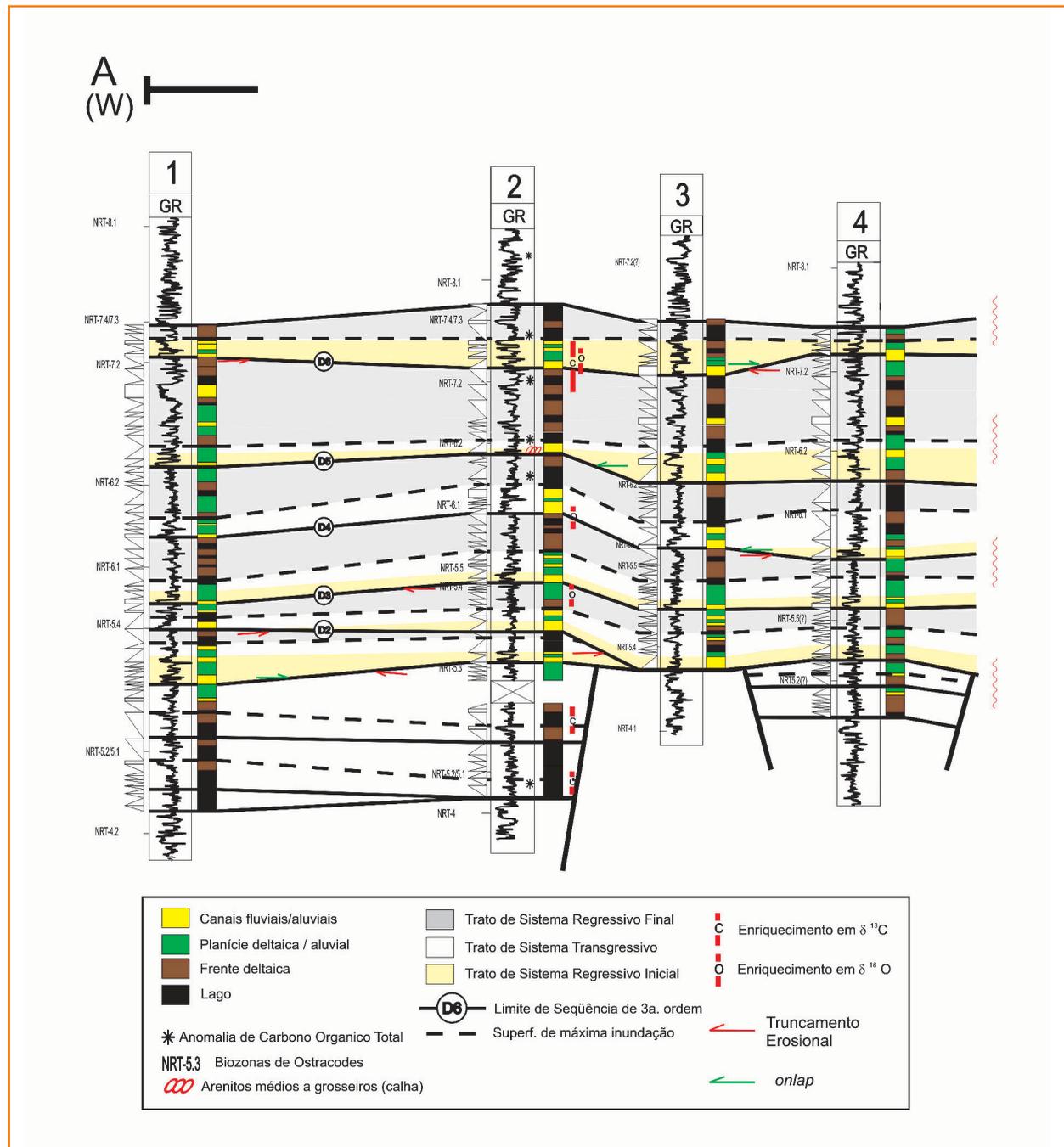
A interpretação dos limites de seqüência levou em consideração diversos fatores, entre eles:

Figura 9

Arcabouço estratigráfico da unidade deltaica mostrando as seis seqüências deposicionais de 3ª ordem e sua subdivisão em tratos de sistemas.

Figure 9

Deltaic Unit stratigraphic framework showing the six 3rd order depositional sequences and their system tract subdivision.



o espaço de acomodação nos ciclos tectônicos de bacias com subsidência assimétrica

Assume-se, aqui, que as seqüências de 3ª ordem representem ciclos tectônicos e admite-se que a distribuição **temporal** e **espacial** da subsidência destes ciclos seja **assimétrica**.

A maior parte da subsidência tectônica ocorre no início dos ciclos e induz mudanças significativas na sedimentação. O forte tectonismo modifica os gradientes de relevo, desestabilizando as drenagens e alterando a capacidade e a competência dos rios. No restante do ciclo, numa fase mais prolongada de quiescência tectônica, as drenagens se estabilizam e se ampliam. Nesta fase de reduzida subsidência tectô-

nica, os ciclos climáticos de maior freqüência ficam mais evidentes.

A subsidência tectônica atua no sentido de ampliar continuamente o volume bacinal (Schlishe, 1991) e, portanto, forçar a queda do nível dos lagos. No entanto, a distribuição assimétrica da subsidência faz com que o espaço de acomodação também seja distribuído de forma assimétrica durante um ciclo tectônico.

Na figura 10 mostra-se, esquematicamente, o efeito da ampliação do volume da bacia, admitindo-se um volume constante de água (V) antes e após um evento tectônico. Em função da subsidência **assimétrica**, a superfície deposicional após o evento ($L2$) é maior do que a superfície inicial ($L1$). A queda do nível (Q) será a mesma em toda a bacia, porém as áreas mais subsidentes irão captar um volume maior de água e, conseqüentemente, terão seu espaço de acomodação ampliado. Áreas que sofrem menor subsidência perdem volumes de água, tornam-se mais rasas e, eventualmente, são expostas.

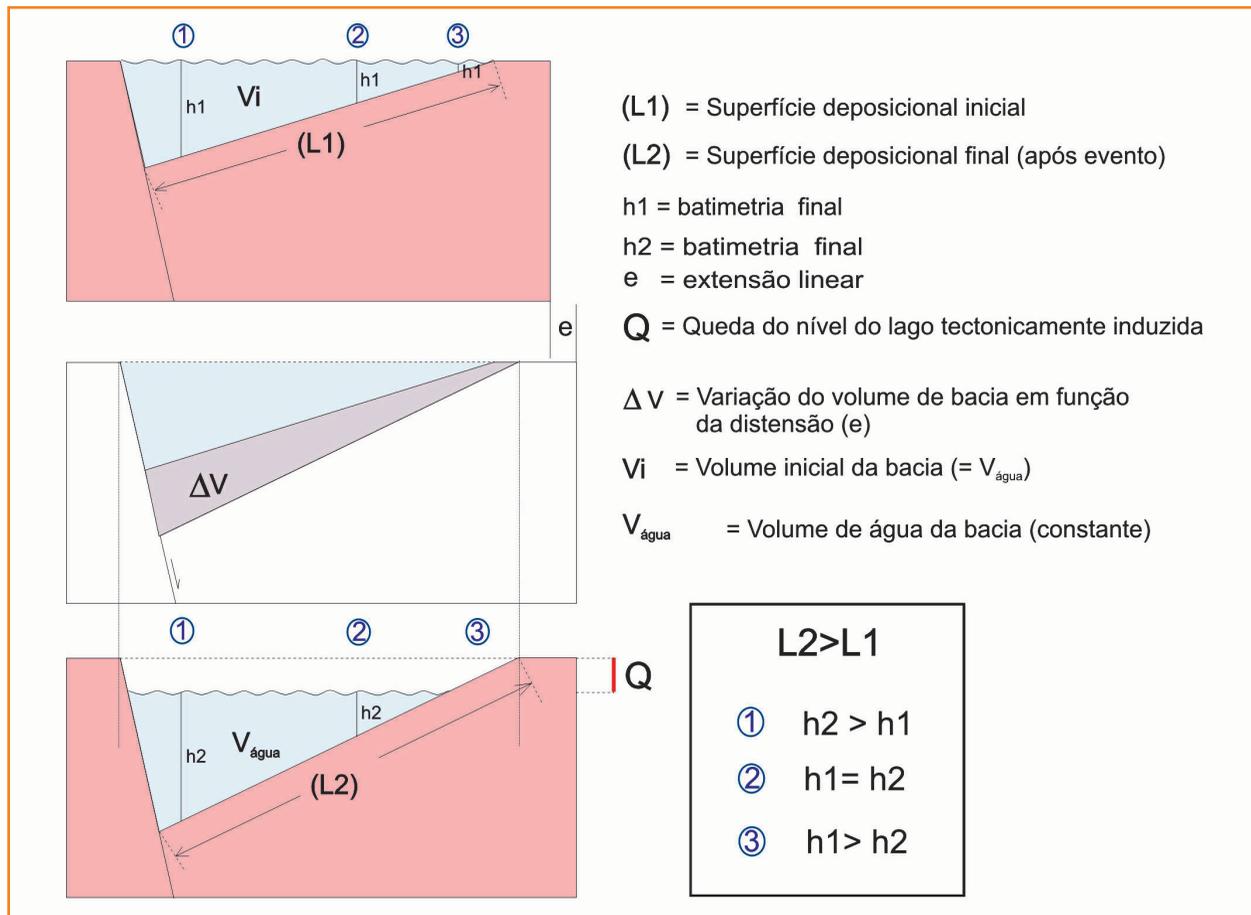


Figura 10
Queda tectonicamente induzida do nível do lago e o seu efeito sobre a batimetria, assumindo um volume constante de água numa bacia assimétrica (explicação no texto).

Figure 10
Tectonically induced lake level fall and its effect on bathymetry, assuming a constant water volume and an asymmetric basin (details in the text).

É comum a noção de que a subsidência nos riftes gera espaço de acomodação. Na verdade, como o espaço de acomodação é definido pelo nível do lago, não há criação de espaço de acomodação sem o aumento concomitante do volume de água na bacia. É mais correto afirmar, portanto, que a subsidência é **potencialmente** capaz de aumentar o espaço de acomodação. Assim, após cada evento tectônico, o efeito da subsidência sobre o nível dos lagos e consequentemente sobre a acomodação deve ser avaliado juntamente com as condições climáticas que controlam o balanço hídrico (fig. 11).

Se o **balanço hídrico for positivo**, a queda do nível originada pela subsidência é rapidamente superada pela subida em função da disponibilidade de água no sistema. Todo o espaço adicional criado pela subsidência pode ser efetivamente transformado em espaço de acomodação. Extensas áreas tendem a ser afogadas nestas condições, inclusive aquelas onde a subsidência foi menor. Se for **negativo**, a queda do nível causada pela subsidência é amplificada pela queda em função do clima. Neste caso, mesmo as áreas mais subsidentes podem apresentar redução da acomodação. As áreas menos subsidentes irão sofrer erosão expressiva. Se o **balanço hídrico for nulo**, os volumes de água antes e depois dos eventos tectônicos não se alteram, apenas são redistribuídos. O nível absoluto do lago cai acompanhando a subsidência, porém em termos totais não há redução nem criação de espaço de acomodação. No entanto, em função da subsidência assimétrica, as áreas que sofrem maior subsidência tendem a concentrar um volume maior de água em relação às áreas de menor subsidência. Portanto, o espaço de acomodação se amplia nas áreas de maior subsidência e se reduz nas áreas com menor subsidência.

modelo de trato de sistemas das seqüências de 3ª ordem da unidade deltaica

O modelo de trato de sistema aqui apresentado aplica-se a um contexto paleofisiográfico

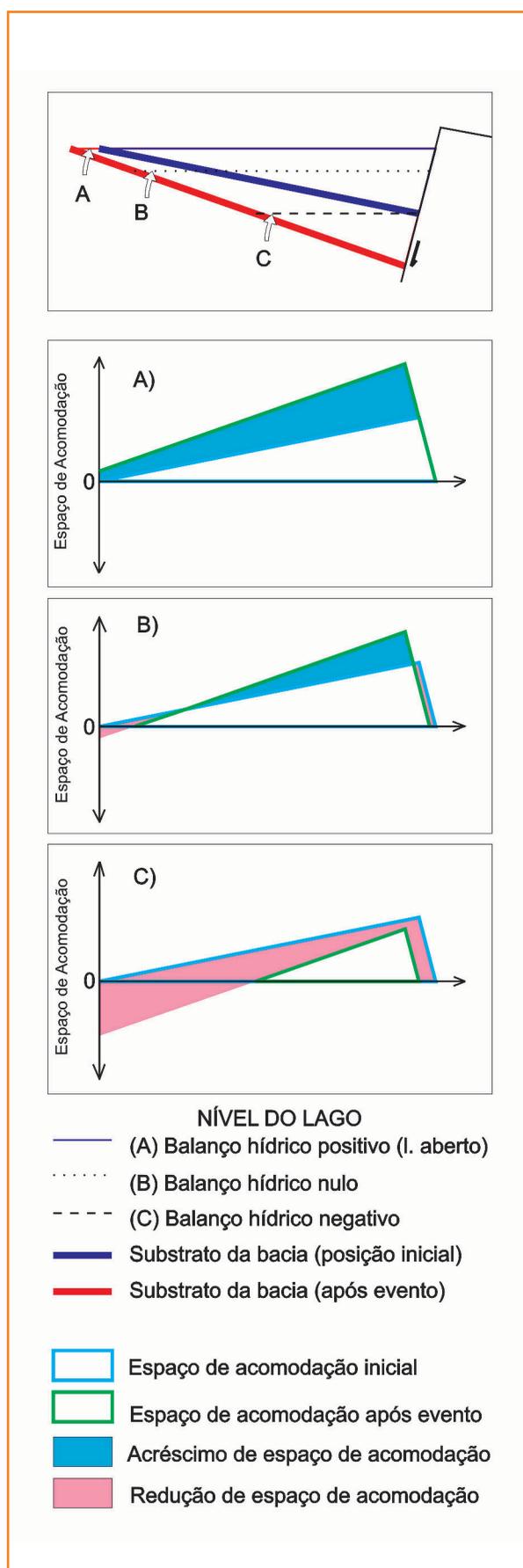


Figura 11

Variation do espaço de acomodação em função da subsidência assimétrica e do balanço hídrico: (a) balanço hídrico positivo; (b) balanço hídrico nulo; (c) balanço hídrico negativo (explicação no texto).

Figure 11

Variations in accommodation space related with asymmetrical subsidence and hydrological balance (a) positive hydrologic balance (b) null hydrologic balance (c) negative hydrologic balance (details in the text).

de **rampa flexural** e paleogeográfico de baixa latitude com **clima tropical/subtropical, úmido/semi-úmido**.

A partir da identificação de folhelhos de máxima inundação e limites de seqüência, foi possível caracterizar, em cada uma das seqüências, três diferentes tratos de sistemas, que foram denominados de **trato regressivo inicial (TSRI)**, **trato transgressivo (TST)** e **trato regressivo final (TSRF)**. Propõe-se que durante a fase ativa

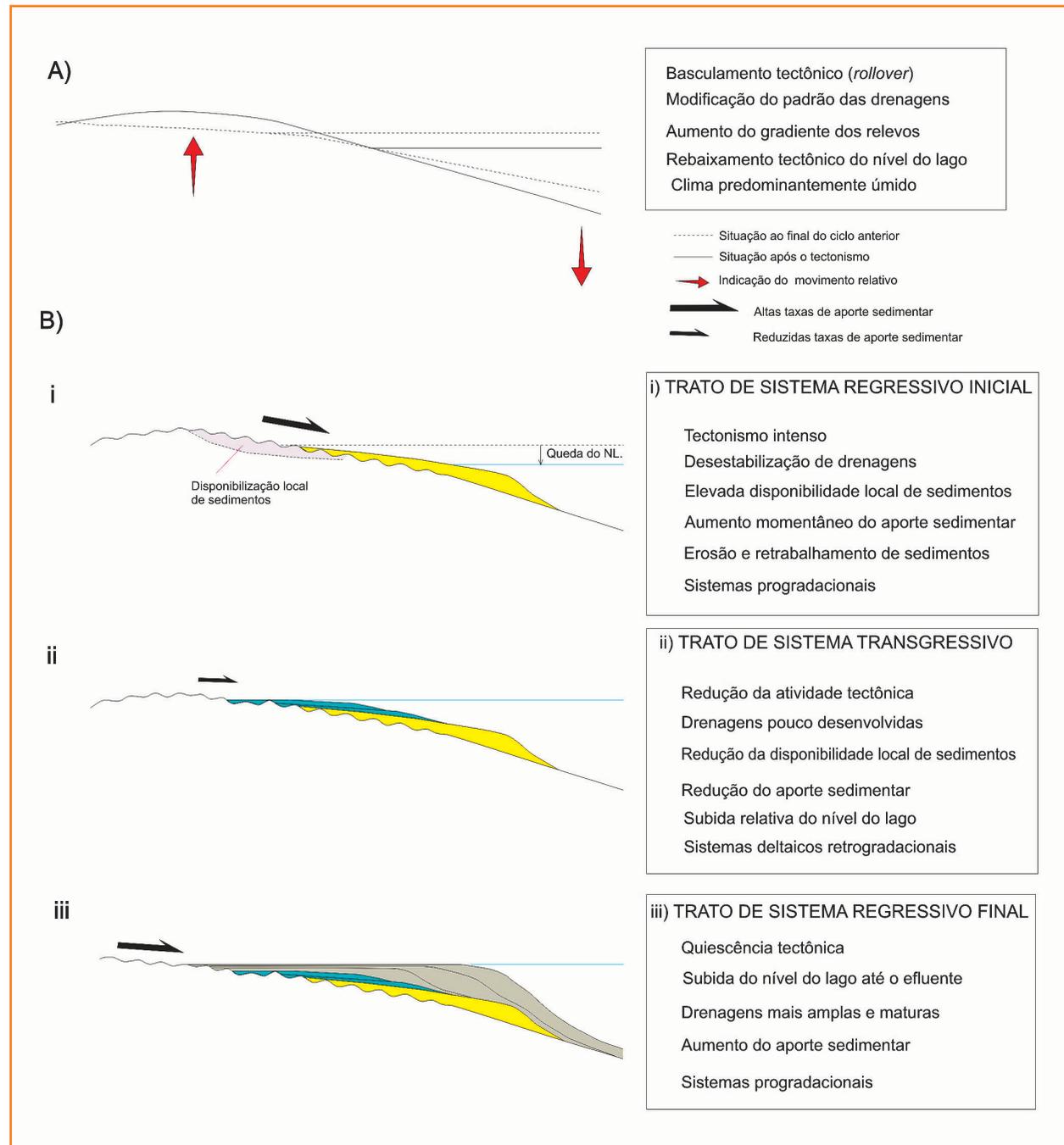
de um ciclo tectônico a acomodação seja predominantemente controlada pelo tectonismo e, durante a fase quiescente, pelo clima. Assim, apenas o primeiro trato (TSRI) estará predominantemente associado à atividade tectônica. Nos demais, o efeito do tectonismo estará refletido no controle deste sobre as taxas de aporte sedimentar, porém o clima passa a ter um efeito mais evidente. A assinatura estratigráfica destes estágios é representada resumidamente na figura 12.

Figura 12

Assinatura estratigráfica de um ciclo tectônico de 3ª ordem. (a) efeitos do tectonismo; (b) modelo de tratos de sistema: (i) trato de sistema regressivo inicial; (ii) trato transgressivo e (iii) trato de sistema regressivo final (ver detalhes no texto).

Figure 12

Stratigraphic signature of a 3rd order tectonic cycle. (a) Effects of a tectonic event on a ramp; (b) System Tracts Model: (i) initial regressive system tract; (ii) transgressive tract; (iii) final regressive system tract (See details in the text).



No contexto paleofisiográfico considerado, há uma tendência geral de redução da acomodação no início dos ciclos tectônicos em função da subsidência diferencial e da movimentação da água para as regiões mais subsidentes, localizadas a leste. Ao mesmo tempo, o predomínio de condições climáticas **úmidas** tende a fornecer um incremento positivo de volume de água ao longo do ciclo tectônico, de modo que o espaço volumétrico acrescido pelo tectonismo se transforma efetivamente em espaço de acomodação. Eventualmente, o efluente é atingido e o nível do lago se estabiliza.

trato de sistema regressivo inicial (TSRI)

Na fase ativa do ciclo tectônico, o basculamento assimétrico força a queda eustática do nível do lago, reduz o espaço de acomodação nas

áreas mais proximais das rampas e gera uma fase de erosão e de sedimentação regressiva a partir das margens flexurais (fig. 12). No entanto, o forte tectonismo também leva à desestruturação dos sistemas de drenagens e tende a reduzir o transporte sedimentar de longa distância. Portanto, é provável que o aumento das taxas de aporte sedimentar no início dos ciclos só ocorra enquanto há **disponibilidade local** de sedimentos. À medida que a disponibilidade diminui, as taxas de progradação se reduzem. Os deltas do TSRI das seqüências aqui descritas possuem um relevo deposicional da ordem de algumas dezenas de metros (fig. 13).

trato de sistema transgressivo (TST)

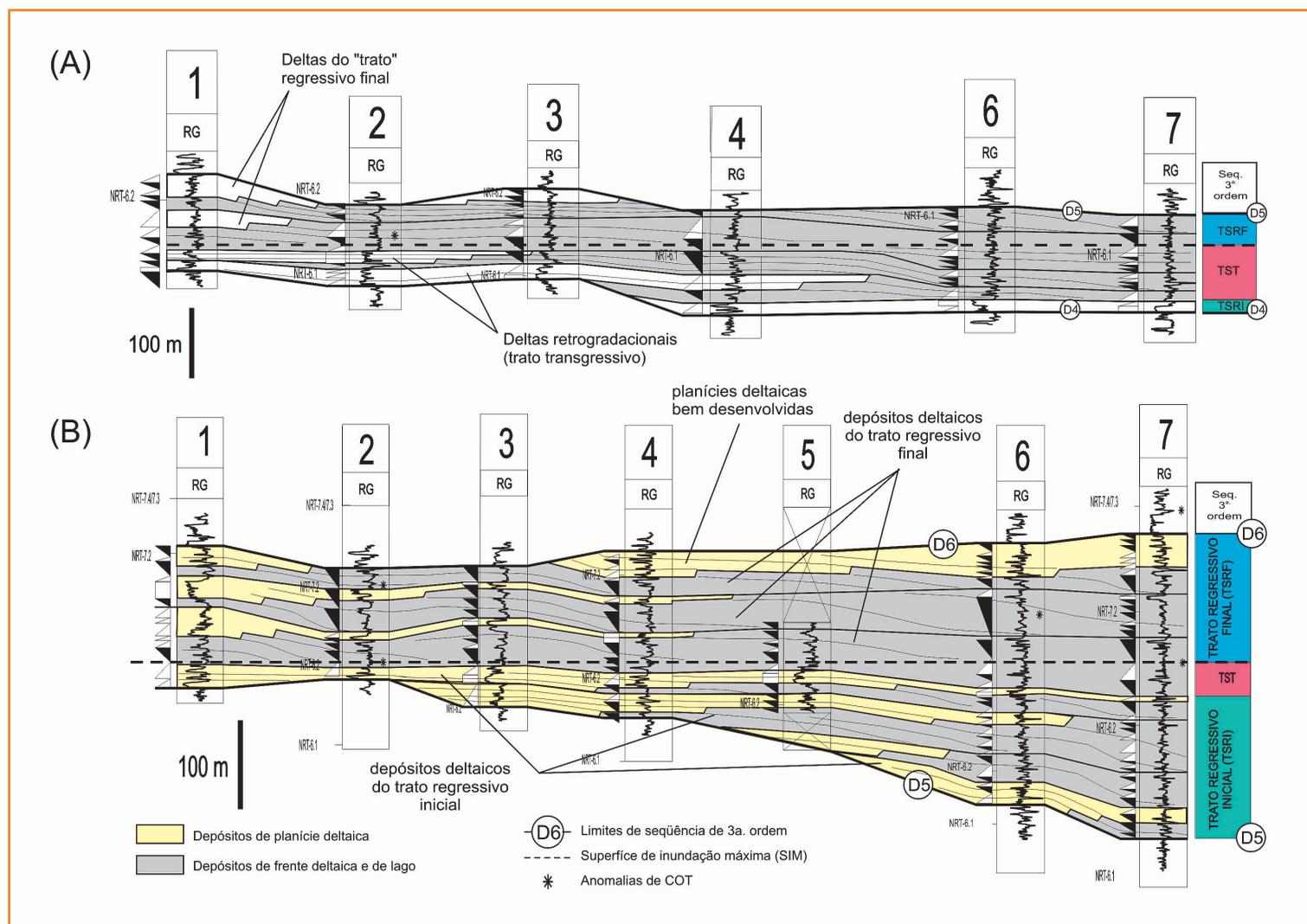
Terminada a fase tectônica, as flutuações do nível passam a depender principalmente das con-

Figura 13

Detalhe da organização estratal das seqüências mostrando o desenvolvimento de diversos episódios deposicionais que compõem o trato regressivo inicial e o trato regressivo final. (A) Seqüência D4; (B) Seqüência D5.

Figure 13

Detail of sequence stratal patterns showing several depositional episodes in the IRST and FRST (A) D4 Sequence; (B) D5 Sequence.



dições climáticas, no entanto o aporte sedimentar ainda estará fortemente condicionado à evolução do relevo e ao padrão das drenagens herdados da fase tectônica. O contexto climático úmido pressupõe condições de balanço hídrico positivo, de modo que há uma tendência contínua de subida climaticamente induzida do nível do lago durante o desenvolvimento do ciclo tectônico (fig. 12).

Nesta fase, as drenagens ainda estão desestruturadas e, após o rápido evento deposicional inicial, há uma tendência de redução do aporte sedimentar, que provoca a retrogradação dos sistemas deposicionais, intensificada pelo efeito da subida eustática.

Na maior parte dos casos observados, a sedimentação durante o TST continua a ser efetuada através de sistemas deltaicos, o que sugere taxas de aporte sedimentar ainda significativas. No entanto, a organização espacial destes deltas é fortemente retrogradacional e culmina com a deposição de folhelhos lacustres de máxima inundação (fig. 13). Nas áreas mais proximais da rampa flexural do exemplo aqui analisado, camadas relativamente espessas e contínuas de arenitos foram depositadas sobre limites de seqüências e podem estar associadas a esses deltas transgressivos (fig. 13).

trato de sistema regressivo final (TSRF)

A redução das taxas de criação de espaço de acomodação permite a retomada da progradação dos sistemas deltaicos, os quais constituem o **Trato de Sistema Regressivo Final**. Estes deltas caracterizam-se pelo desenvolvimento de extensas planícies deltaicas que, se comparadas com aquelas dos deltas do trato regressivo inicial, são mais argilosas e seus depósitos de canal distributário mais raros. Isto pode estar associado ao fato destas planícies deltaicas tenderem a ser menos confinadas, reduzindo a possibilidade dos sedimentos finos serem retrabalhados por canais distributários (fig. 13).

O tempo de deposição deste trato representa a maior parte do ciclo e é caracterizado por relativa quiescência tectônica e subsidência reduzida. Os relevos são atenuados e a proporção de constituintes grosseiros na carga sedimentar dos

rios diminui. Nesta fase, as drenagens tornam-se gradativamente mais amplas e maduras e aumentam o volume de sedimentos trazidos para a bacia, intensificando a progradação dos sistemas deposicionais (fig. 13).

Somadas as espessuras, os TSRF representam mais da metade de todo o registro sedimentar da unidade deltaica, indicando que as condições tectono-climáticas favoreciam a manutenção, por períodos mais prolongados, de níveis relativamente estabilizados. Chega-se à mesma conclusão a partir da análise isotópica, que indica um predomínio de sistemas lacustres abertos com a presença de um efluente ativo.

discussão

A unidade deltaica da Seqüência Ila consiste num laboratório interessante para se tentar modelar o efeito superimposto do clima sobre o tectonismo. Esta interação entre ciclos de diferentes ordens é esquematizada na figura 14, onde se analisam os efeitos do tectonismo e do clima sobre o espaço de acomodação e o aporte sedimentar em um determinado ponto da margem flexural.

O predomínio de condições climáticas úmidas fornece um incremento positivo de volume de água ao longo dos ciclos de 3ª ordem. Pode-se caracterizar este comportamento como resultante da somatória de ciclos climáticos nos quais a **duuração** das fases de clima mais úmido é **mais prolongada** do que a das de clima mais seco. Os efeitos conjuntos da queda tectônica do nível e das variações climáticas cíclicas resultam em uma fase de queda “eustática” seguida por uma fase de subida contínua do nível, pontuada por quedas “eustáticas” originadas pelo clima (fig. 14a). Durante a fase de subida “eustática”, o incremento volumétrico de água após cada ciclo climático tende a transformar efetivamente todo o espaço criado pela subsidência em espaço de acomodação. Nos momentos em que o efluente é atingido o nível do lago se equilibra (fig. 14a e 14c), pois todo o excesso de água passa a ser escoado. Em função do predomínio de condições climáticas úmidas, espera-se, nas fases finais do ciclo tectônico, um predomínio de **regimes hidrológi-**

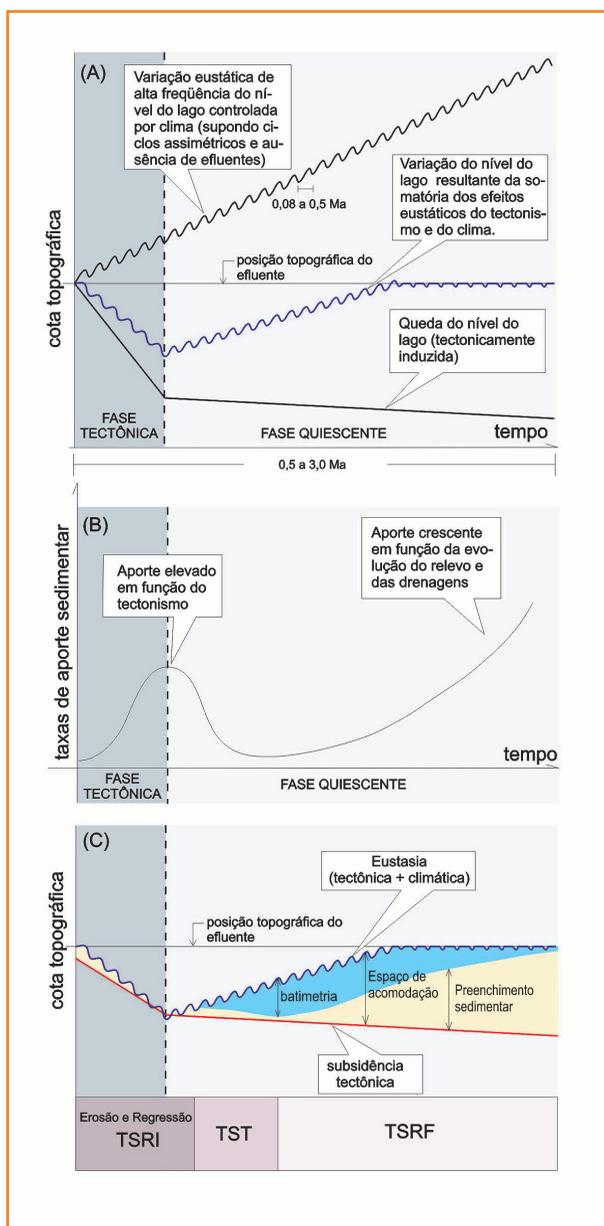


Figura 14 – Esquema dos efeitos do tectonismo e do clima nas seqüências de 3ª ordem num contexto de rampa flexural e clima predominantemente úmido. (a) variação do nível do lago resultante da somatória dos efeitos “eustáticos” do tectonismo e do clima, na presença de efluentes; (b) variações na taxa de aporte sedimentar; (c) eustasia, espaço de acomodação, batimetria e preenchimento sedimentar ao longo do ciclo tectônico.

Figure 14 – Tectonic and climatic effects on 3rd order sequences in a half-graben ramp-like margin. (a) Sum of (i) tectonically-driven lake level fall and (ii) climatically driven eustatic variations, admitting the presence of effluents and mainly wet climatic conditions; (b) Sedimentary supply vs. Time; (c) Eustasy, accommodation space, bathymetry and sedimentary supply during the tectonic cycle.

cos abertos. Este período mais prolongado de níveis estabilizados favorece a progradação dos sistemas deposicionais (TSRF).

As duas fases regressivas deste modelo estão associadas a taxas de aporte sedimentar elevado (fig. 14b). A fase regressiva inicial é controlada diretamente pelo tectonismo, quando os efeitos superimpostos da redução do espaço de acomodação e do aumento das taxas de aporte sedimentar favorecem a progradação. Quando quedas eustáticas climáticas do nível dos lagos ocorrem durante esta fase, amplificam-se as taxas de redução de acomodação (fig. 14c). Por outro lado, não há quase acomodação, pois as subidas do nível resultantes do clima são contrabalançadas pelo contínuo escoamento de volumes de água para fora das margens flexurais em direção às áreas de maior subsidência.

A fase de regressão final, durante a quiescência tectônica, está associada a taxas reduzidas ou nulas de acomodação e ao aumento do aporte sedimentar à medida que as drenagens se tornam mais estabilizadas e amplas. A superimposição comum com épocas de clima úmido amplia ainda mais o aporte sedimentar e favorece a progradação e a redução das paleobatimetrias (fig. 14c).

conclusões

A Estratigrafia de Seqüências mostrou ser uma ferramenta bastante útil na análise da estratigrafia de depósitos continentais associados a rifteamento. No entanto, a correta aplicação dos seus conceitos envolve a análise da interação das principais variáveis do processo: paleofisiografia, subsidência, eustasia e aporte sedimentar. A discussão aqui apresentada indicou diversas relações de causa e efeito entre estas variáveis, sendo a mais importante, no ponto de vista deste estudo, o controle da subsidência tectônica exercido sobre a “eustasia” lacustre. Pode-se afirmar que quanto maior for a assimetria da subsidência mais significativa será esta relação.

Salienta-se ainda que as variações nas taxas de aporte sedimentar são tão importantes quanto as variações nas taxas de acomodação, no que diz respeito à organização estratal das seqüências.

Qualquer análise que se faça deve considerar que as taxas de sedimentação nos riftes são extremamente variáveis e controladas tanto pelo tectonismo como pelo clima. No modelo, assume-se que o tectonismo durante o início de um ciclo de 3ª ordem pode desorganizar redes de drenagens e reduzir a disponibilidade de sedimentos. O restabelecimento dessas redes durante o restante do ciclo volta a ampliar o aporte sedimentar. Outro fator que deve ser também levado em conta é a presença dos efluentes que limitam a subida “eustática” dos lagos. Os estudos sobre as variações do nível dos lagos poderão ser implementados se for possível interpretar também as variações nos regimes paleohidrológicos ao longo do tempo. Estes regimes são caracterizados por diferenças marcantes, tais como ritmicidade e simetria dos ciclos, constituintes sedimentares e, principalmente, pela assinatura isotópica.

referências bibliográficas

- BECKER, P. **Estudo petrológico dos reservatórios da Formação Barra de Itiúba no Campo de Furado, Bacia de SE/AL.** Ouro Preto : Universidade Federal de Federal de Ouro Preto, 1987. 111 p. Dissertação (Mestrado).
- CASTRO JR., A. C. M. **Structural evolution of the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil.** Texas : University of Rice at Houston 1988. 183p. Tese (Doutorado).
- CHAGAS, L. S.; CHIOSSI, D. S. N.; CERQUEIRA, R. M.; HAMS JR., G. P.; MARQUES, G.; LISBOA, G. **Evolução tectono-estratigráfica do rifte da Bacia de Sergipe/Alagoas e novas perspectivas exploratórias.** Aracaju : PETROBRAS.DENEST.DIREX.SERINT. 1993. Relatório interno.
- CHIOSSI, D. S. N. **Estratigrafia de Seqüências e Condicionamento Tectono-climático num rifte continental (Bacia de Sergipe-Alagoas).** Porto Alegre : Universidade Federal do Rio Grande do Sul . 1997. 205p. Dissertação (Mestrado).
- CRUZ, F. E. G.; CAMPOS NETO, O. P. **Geometria dos reservatórios BIT 9A da Formação Barra de Itiúba: Campo de Furado, Bacia de SE/AL.** In.: SEMINÁRIO DE GEOLOGIA DE DESENVOLVIMENTO E RESERVATÓRIO, 4., 1990, Natal. **[Trabalhos apresentados...]** Rio de Janeiro : PETROBRAS. DEPEX, 1990, 604p. p.443-452.
- CRUZ, F. E. G.; GALM, P. C. Correlação das fácies sedimentares com as formas de ostracodes não-marinhos dos andares Aratu e Buracica em sedimentos deltáicos da Formação Barra de Itiúba, Bacia de Sergipe/Alagoas, NE do Brasil. In.: Simpósio sobre o Cretáceo, 3., 1994, Rio Claro. **Boletim...** Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 1994. 213p. p.47-48.
- DAM, G.; SURLIK, F. Cyclic sedimentation in a large wave and storm-dominated anoxic lake; Kap Stewart Formation (Rhaetian–Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. In.: POSAMENTIER, H. W.; SUMMERHAYES, C. P.; HAQ, B. U.; ALLEN, G. P. (Eds.). **Sequence stratigraphy and facies associations.** Copenhagen : International Association of Sedimentologists, 1993. p. 419–448. (International Association of Sedimentologists. Special Publication, 18).
- DELLA FÁVERA, J. C. **Sedimentação deltaica na Formação Barra de Itiúba, Bacia de Alagoas:** determinada a partir de testemunhos de poços das áreas de Furado e São Miguel dos Campos. Salvador: PETROBRAS. RPBA. DIREX. SERSTRAT. 1974. 41 f. Relatório interno.
- DELLA FÁVERA, J. C.; ROSSETI, E.; SOARES, U. **Estratigrafia de seqüências da Formação Pendência, Bacia Potiguar.** Rio de Janeiro : PETROBRAS.CENPES.DIVEX. 1992. 2v. Relatório interno.
- FIGUEIREDO, A. M. F.; BELTRAMI, C. V.; DELLA FÁVERA, J. C.; FERREIRA, J. C.; QUADROS, L. P.; RODRIGUES, R. **Sistema deposicional da Formação Barra de Itiúba e sua relação com acumulações de óleo e gás na Bacia de Alagoas.** PETROBRAS. DEPEX. 1974. Relatório interno.
- GAWTHORPE, R. L.; FRASER, A. J.; COLLIER, R. E. L. Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills. **Marine and Petroleum Geology**, Guildford, v.11, n. 6, p. 642-658, 1994.
- GUIMARÃES, P. T. M. **Basin analysis and structural development of the Sergipe-Alagoas Basin, Brazil.** Austin : University of Texas at Austin, 1988. Tese (Doutorado).

- LANA, M. C.; MILANI, E. J. **Modelo preliminar da evolução estrutural da Bacia de Sergipe/Alagoas**. Rio de Janeiro: PETROBRAS. CENPES. DIVEX. 12p. 1983. Relatório Interno.
- LIRO, L. M.; PARDUS, Y. C. Seismic facies analysis of fluvial-deltaic lacustrine systems - Upper Fort Union Formation (Paleocene), Wind River Basin, Wyoming. In.: KATZ, B. J. (Ed.) **Lacustrine Basin Exploration: case studies and modern analogs**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990. p.225-242. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, n. 50).
- OJEDA, H. A. O.; FUGITA, A. M. Bacia Sergipe-Alagoas: tectônica, evolução tecto-sedimentar e perspectivas petrolíferas. In.: Congresso Brasileiro de Geologia, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais...** São Paulo : Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, p.137-158.
- PINHO, G. C.; COSTA, M. N. C. Fácies eólica na Formação Barra de Itiúba: exemplo de potencial reservatório profundo. **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro, v. 4, p.489-507, 1990.
- SCHALLER, H. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. **Boletim Técnico da Petrobras**. Rio de Janeiro, v. 12, n. 1, p. 21-86, 1969.
- SCHLISCHE, R. W. Half-graben basin filling models: new constrains on continental extensional basin development. **Basin Research**. Oxford, v. 3, p.123-141, 1991.
- SCHOLZ, C. A.; FINNEY, B. P. Late Quaternary sequence stratigraphy of Lake Malawi (Nyasa), Africa. **Sedimentology**, Oxford, v. 41, p.163-179, 1994.
- TALBOT, M. R. **A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates**. New York : Geological Society of America, 1990. p. 261-279. (Chemical Geology Isotope Geoscience Section, v. 80).
- VAIL P. R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S. A.; EISNER, P.N.; PEREZ CRUZ, C. The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology. In.: EINSELE, G. W. RICKEN, SEILACHER, A. (Eds.) **Cycles and events in stratigraphy**. Berlin : Springer, 1991. 955p.
- VAKARCS, G.; VAIL, P. R.; TARI, G.; POGÁCSÁS, G. Y.; MATTICK, R. E.; SZABÓ, A. 1994. Third-order Middle Miocene-Early Pliocene depositional sequences in the prograding delta complex of the Pannonian Basin. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 240, p.81-106, 1994

expanded abstract

Sequence stratigraphy methodology was used to define and discuss continental synrift sequences in the Sergipe/Alagoas Basin, deposited on a flexural ramp-like half-graben margin. Detailed analysis of well-logs, cores, geochemical and isotopic data allowed construction of a stratigraphic framework and a system tract model for those sequences, whose origin is assumed to be related to high frequency tectonic pulses.

Stratigraphy of the studied area consists mainly of synrift Mesozoic sediments deposited over Paleozoic sequences. A thin layer of Pliocenic to Recent sediments unconformably covers the synrift deposits. Chagas et al. (1993) subdivided the Sergipe-Alagoas rift phase into four tectono-stratigraphic sequences based on regional unconformities observed on reflection seismic data. The stratigraphic interval analyzed in this paper is Sequence IIa, which was deposited during the Aratu, Buracica and early Jiquiá stages and represents the first expressive tectonic pulse in the basin. Based on depositional facies analysis, Chiossi (1997) subdivided this sequence into three different depositional units: lacustrine, deltaic and fluvial. Well preserved ostracoid fossil record of the deltaic unit allowed a better definition of its depositional history. Isopachs and isoliths maps of Sequence IIa in the studied area suggest a paleophysiographic context of an eastward dipping flexural ramp. The absence of syntectonic conglomerates and turbidites and reduced thickness of typical lacustrine deposits suggest a proximal depositional context for the area.

Six depositional sequences were individualized (D1 to D6) - roughly 100 to 200 m thick - with mean duration of 900 Ka. These sequences were interpreted as 3rd order sequences according to Vail et al. (1991) classification and a strong tectonic control on their deposition modulated by high frequency climatic cycles was postulated. Following the identification of maximum flood surfaces and sequence boundaries three different system tracts were characterized in each sequence. They were called initial regressive, transgressive and final regressive system tracts.

This system tract model infers that the tectonism affects not only the accommodation space, but also the sedimentary supply and that the climatic driven lake level rise may be limited by the presence of effluents (spill points).

The Initial Regressive System Tract (IRST) is characterized by well-distributed fluvial-deltaic sandstone

deposits. IRST deltas have depositional relief on the order of some dozens of meters and in some cases an overlap of two or more regressive pulses is found comprising the system tract. The IRST is associated with the beginning of a tectonic cycle when changes in drainage patterns are common and the differential subsidence leads to a lake level fall over the half-graben flexural margins. This reduces the accommodation space in these areas, thus resulting in erosion and regressive sedimentation. The progradational character of the sedimentation during this phase is associated with an increase in sedimentary supply related to an increase in river capacity and competence. However the intense tectonism also results in ineffective drainage nets; which tend to reduce the long distance sedimentary transport. Therefore, the progradational sedimentation should be influenced by local sedimentary sources, while also being associated with erosion and reworking of sediments deposited during previous cycles. As the local availability of sediments decreases, progradation rates are reduced.

The Transgressive System Tract (TST) is also dominated by deltaic sedimentation. However, the stratal organization of these deltas is strongly retrogradational and culminates with the deposition of maximum flood lacustrine shales. In a predominantly humid climate, there is a tendency for more prolonged times of positive hydrologic balance. In these conditions, there will be a continuous tendency of lake level rise, so that the basin volume generated by subsidence during the beginning of the cycle will be indeed transformed in accommodation space over the flexural ramp. After the tectonic phase, the changes in base level primarily depend on climatic conditions. However, sedimentary supply will be strongly conditioned by relief evolution and drainage disposition inherited from the tectonic phase. After the rapid initial deposition (IRST), local availability of sediments is reduced and the depositional systems begin to retrograde. This effect is amplified by climatic induced eustatic rise.

The Final Regressive System Tract (FRST) is composed by several progradational pulses of deltaic sedimentation, in a period of time characterized by relative tectonic quiescence and reduced subsidence rates. The FRST represents most of the time of the cycle when the lake-level tends to be stabilized due to the presence of effluents (or spill points). The excess of water in the system, related with humid climatic conditions, is carried out of the lake, thus character-

izing an open-lake hydrologic condition. As drainages become wider and more mature the volume of sediments brought to the basin is increased and the overall bathymetry tends to become shallower. Relief is attenuated and the proportion of coarse sediments in the river load decreases. Deltas become less confined and develop extensive delta plains, which are muddier than the IRST deltas. Their distributary channel deposits are also rarer, thus reducing the reworking of fine sediments by avulsion.

autor author



Dario Sousa Nilo Chiossi

El Paso do Brasil Ltda.

e-mail : dario.chiossi@elpaso.com

Formado em ciências geológicas pela USP em 1986, foi contratado neste mesmo ano pela Petrobras, onde atuou como geólogo de acompanhamento de poços (1986-89) e de exploração (1990-2001) nas bacias de Sergipe-Alagoas, Recôncavo e Camamu. Obteve pós-graduação em Estratigrafia pela UFRGS em 1997, especializando-se em Estratigrafia de Seqüências. Foi representante técnico de diversos blocos de exploração na Bacia de Camamu e participou da descoberta do campo de gás de Manati. Em 2001 foi contratado pela El Paso do Brasil, onde atualmente coordena projetos de exploração e de desenvolvimento da produção nas bacias de Camamu, Potiguar e Espírito Santo.