

O Grupo Brotas da Bacia de Jatobá: sequência de início de rifte do Sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá

The Brotas Group of Jatobá Basin: early rift sequence of the Recôncavo-Tucano-Jatobá System

Gelson Luís Fambrini¹ , Édison Vicente Oliveira¹ , Pamela Caroline Silva de Sousa² ,
Leonardo Marinho de Oliveira² , Renan Gustavo Barbosa Queiroz² , Mariana Silva de Espíndola³ ,
Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann¹ , Alcina Magnólia Franca Barreto¹ 

¹Universidade Federal de Pernambuco, Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, Laboratório Integrado de Petróleo e Gás, Avenida Acadêmico Hélio Ramos, s/n, sala 510, 5º andar, Cidade Universitária, CEP: 50740-530, Recife, PE, BR (gelson.fambrini@ufpe.br; edison.vicente@ufpe.br; virginio.neumann@ufpe.br; alcina@ufpe.br)

²Universidade Federal de Pernambuco, Pós-Graduação em Geociências, Recife, PE, BR (pamela.sousa@ufpe.br; leonardo.moliveira@ufpe.br; renan.queiroz@ufpe.br; marianasilvadeespindola@gmail.com)

³Universidade Federal de Pernambuco, Graduação em Geociências, Recife, PE, BR (marianasilvadeespindola@gmail.com)

Recebido em 21 de agosto de 2023; aceito em 18 de outubro de 2023.

Resumo

O Grupo Brotas representa a fase de início de rifte na evolução tectono-sedimentar das bacias da Depressão Afro-Brasileira (Sequência Início de Rifte). A Formação Aliança compreende argilitos e folhelhos calcíferos castanho-avermelhados, maciços a laminados, siltitos cinza-esbranquiçados a esverdeados e níveis delgados de calcarenitos, arenitos calcíferos e, principalmente, calcários bioclásticos argilosos (*grainstones*), com feições de exposição subaérea (gretas de contração),ossilíferos e com forte diagênese ou localmente silicificados e, mais raramente, níveis centimétricos de evaporitos (gipsita), intercalados nos pelitos (argilitos e folhelhos). As intercalações de rochas carbonáticas são ricas em fósseis de ostracodes, conchostráceos e diversos fragmentos ósseos de peixes como *Mawsonia gigas*, escamas de *Lepidotes sp.*, dentes isolados e espinhos de nadadeira dorsal de tubarão hybodontiforme, bem como *Crocodylomorpha* e abundantes traços fósseis (icnofósseis). A associação de ostracodes é característica de corpos lacustres permanentes de água-doce alcalina (e.g. *Theriosynoecum pricei*, *T. uninodosa* e *Alicenula spp.*). A presença de formas fósseis exclusivamente não marinhas indica sedimentação de água doce. Assim, a paleogeografia da Formação Aliança inclui a presença de sistema lacustre, com aporte de sedimentos trazidos por rios efêmeros, que evaporavam pelas condições climáticas áridas predominantes e pelo tectonismo divergente atuante no Andar Dom João, formando a Depressão Afro-Brasileira. A Formação Sergi corresponde à unidade estratigráfica superior do Grupo Brotas. Caracteriza-se por arenitos, de granulação grossa a fina, por vezes conglomeráticos, com algumas intercalações de siltitos de coloração creme com tons avermelhados, apresentando estratificação cruzada acanalada. Característica importante dessa formação é o abundante conteúdo de lenhos fósseis silicificados e concreções de silexito. Os arenitos dessa unidade são interpretados como depositados em sistemas fluviais entrelaçados de alta energia com retrabalhamento eólico, representando ciclos flúvio-eólicos.

Palavras-chave: Estratigrafia; Formação Aliança; Formação Sergi; Início de Rifte; Depressão afro-brasileira.

Abstract

The Brotas Group represents the Early Rift Sequence in the tectono-sedimentary evolution of the Afro-Brazilian Depression basins. The Aliança Formation comprises reddish-brown claystones and calcareous shales, which range from massive to laminated, grayish-white to greenish siltstones, and thin layers of calcareous sandstones, and predominantly clayey bioclastic limestones (*grainstones*). These limestones exhibit subaerial exposure features like contraction cracks, are fossiliferous, and display strong diagenesis or local silicification. Additionally, occasional centimeter-thick levels of evaporites (gypsum) are intercalated within the pelites (claystones and shales). The carbonate rock intercalations are rich in fossils, including ostracods, conchostracans, and various bone fragments from fish like *Mawsonia gigas*, scales from *Lepidotes sp.*, isolated teeth, and dorsal fin spines from hybodontiform sharks, as well as *Crocodylomorpha* and abundant trace fossils (ichnofossils). The ostracod association is characteristic of permanent alkaline freshwater lacustrine environments (e.g.,

Theriosynoecum pricei, *T. uninodosa*, and *Alicenula* spp.). The presence of exclusively non-marine fossil forms indicates freshwater sedimentation. Therefore, the paleogeography of the Aliança Formation includes the presence of a lacustrine system with sediment input from ephemeral rivers, which evaporated due to prevailing arid climatic conditions and the active divergent tectonism of the Dom João Stage, forming the Afro-Brazilian Depression. The Sergi Formation corresponds to the uppermost stratigraphic unit of the Brotas Group. It is characterized by sandstones, ranging from coarse to fine-grained, occasionally conglomeratic, with some intercalations of cream-colored siltstones with reddish tones, displaying cross-bedding with trough cross-stratification. An important feature of this formation is the abundant presence of silicified fossil woods and chert concretions. The sandstones in this unit are interpreted as deposits in intertwined, high-energy fluvial systems with aeolian reworking, representing fluvio-aeolian cycles.

Keywords: Stratigraphy; Aliança Formation; Sergi Formation; Early Rift; Afro-Brazilian depression.

INTRODUÇÃO

A Bacia de Jatobá tem sido alvo de diversos trabalhos nos últimos anos, notadamente a respeito do acervo paleontológico da Formação Aliança (e.g. Silva et al., 2011; Silva, 2012; Guzmán et al., 2016, 2020; De Oliveira et al., 2022). No entanto, trabalhos que abordem em detalhe a estratigrafia dessa unidade são escassos, assim como a Formação Sergi, que forma o Grupo Brotas. As investigações no geral enfocaram na evolução tectônica da bacia (e.g. Milani e Davison, 1988; Magnavita, 1992; Aragão e Peraro, 1994; Magnavita et al., 1994; Peraro, 1995; Magnavita et al., 2012), ou na estratigrafia regional (e.g. Braun, 1966; Barreto, 1968; Magnavita e Cupertino, 1987; Caixeta et al., 1994; Costa et al., 2007; Fambrini et al., 2006, 2007; Neumann et al., 2010, 2013; Neumann e Rocha, 2014; Guzmán et al., 2015a, 2015b, 2016; Varejão et al., 2016; Fambrini et al., 2019). O Grupo Brotas constitui-se pelas formações Aliança e Sergi, presentes em todo o sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, preenchendo a denominada Depressão Afro-Brasileira (DAB), conjunto de bacias que caracterizaram o Neojurássico (Andar Dom João) no início da fragmentação do Supercontinente Gondwana (De Cesero e Ponte, 1972; Ponte e Asmus, 1978; Garcia e Wilbert, 1994; Da Rosa e Garcia, 2000; Fambrini et al., 2011; Kuchle et al., 2011; Fambrini et al., 2016, 2019). Esse evento acha-se registrado em várias bacias do Nordeste do Brasil, como as bacias do sistema rifte abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá, e as bacias do Araripe, de Sergipe-Alagoas, entre outras menores, bem como do lado africano (Bacia do Gabão — Magnavita e Cupertino, 1987; Mbina Mounguengui et al., 2002, 2008; Teisserenc e Villemin, 1989). O Grupo Brotas representa a tectono-sequência de Início de Rifte na evolução tectono-sedimentar das bacias da DAB (Fambrini et al., 2011, 2013; Guzmán et al., 2015a, 2015b, 2016; Fambrini et al., 2016, 2019), assim como a resposta sedimentar dos primeiros esforços desenvolvidos do estiramento por meio da crosta para a formação do rifte. Essas unidades têm sido posicionadas no andar local Dom João (Biozona 001) de idade Tithoniano? (Neojurássico) (e.g. Viana, 1966; Viana et al., 1971; Guzmán et al., 2020).

A Formação Aliança foi dividida nos membros Afligidos, Boipeba e Capianga, da base para o topo, respectivamente (Viana et al., 1971). Posteriormente, Caixeta et al. (1994) reformularam o grupo excluindo o Membro Afligidos da Formação Aliança e formalizando-o na categoria de formação nas bacias de Recôncavo, Tucano Sul e Camamu. Dessa forma, o Grupo Brotas ficou constituído unicamente das unidades estratigráficas que se acham presentes em todo o Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), as formações Aliança e Sergi.

De acordo com as propostas de Ponte e Asmus (1978), Ponte (1992) e Ponte e Ponte Filho (1996a, 1996b), o Grupo Brotas representaria a fase pré-rifte na evolução tectono-sedimentar das bacias da DAB, conjunto de bacias que caracterizaram o Jurássico Superior no início da fragmentação do Supercontinente Gondwana. Esse evento acha-se registrado em várias bacias do Nordeste do Brasil (Ponte, 1994), como as Bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá, do Araripe e de Sergipe-Alagoas.

Reconhecido como o preenchimento litoestratigráfico da sequência do estágio de Início de Rifte, o Grupo Brotas apresenta-se associado à DAB desenvolvida no andar Dom João nas regiões central e norte de Gondwana, ocorrendo em uma ampla área estendida entre Brasil e África (Fambrini et al., 2010b, 2011; Kuchle et al., 2011; Fambrini et al., 2016, 2019). O andar local Dom João é definido pela Biozona RT-001 da Petrobrás com base em ostracodes (Viana, 1966; Viana et al., 1971), que constitui o Neojurássico (Oxfordiano/Kimmeridgiano? - Tithoniano) (Coimbra et al., 2002; Fambrini et al., 2011).

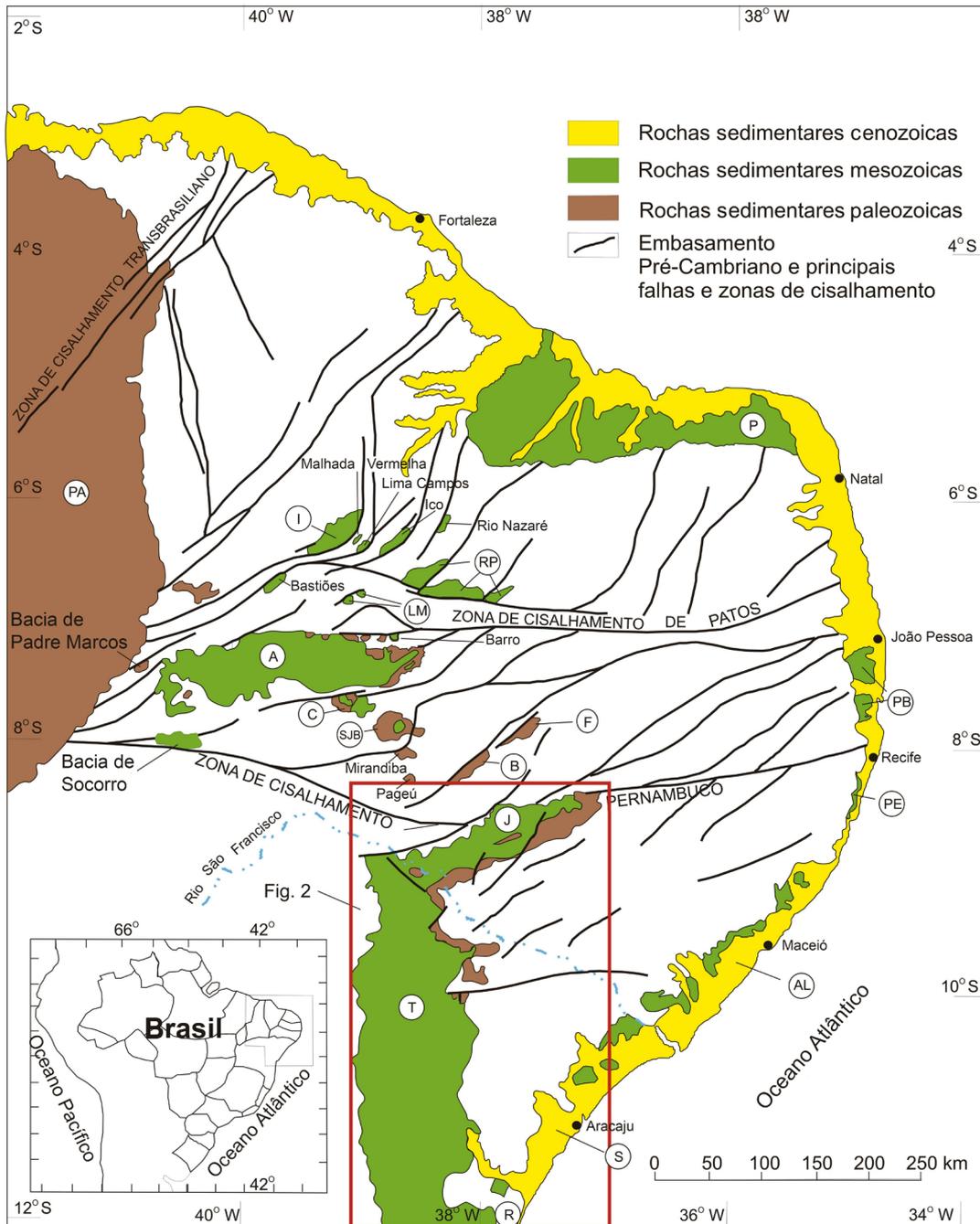
De maneira a contribuir para o melhor entendimento desse grupo, este trabalho enfoca a caracterização estratigráfica do Grupo Brotas por meio das formações Aliança e Sergi na Bacia de Jatobá empregando-se análises de fácies e de sistemas deposicionais, conteúdo paleontológico e análises petrográficas, com vistas a discussão da idade e do significado paleogeográfico do grupo.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Bacia de Jatobá acha-se situada na região Nordeste do Brasil, especificamente no sudoeste do estado de Pernambuco

(Figuras 1 e 2), e ocupa uma área de aproximadamente 5.600 km². A bacia compõe o segmento setentrional do Sistema Rifte RTJ, uma das partes da ruptura, fragmentação e separação do Supercontinente Gondwana, o qual foi abortado, e consequente formação do Atlântico Sul, sendo

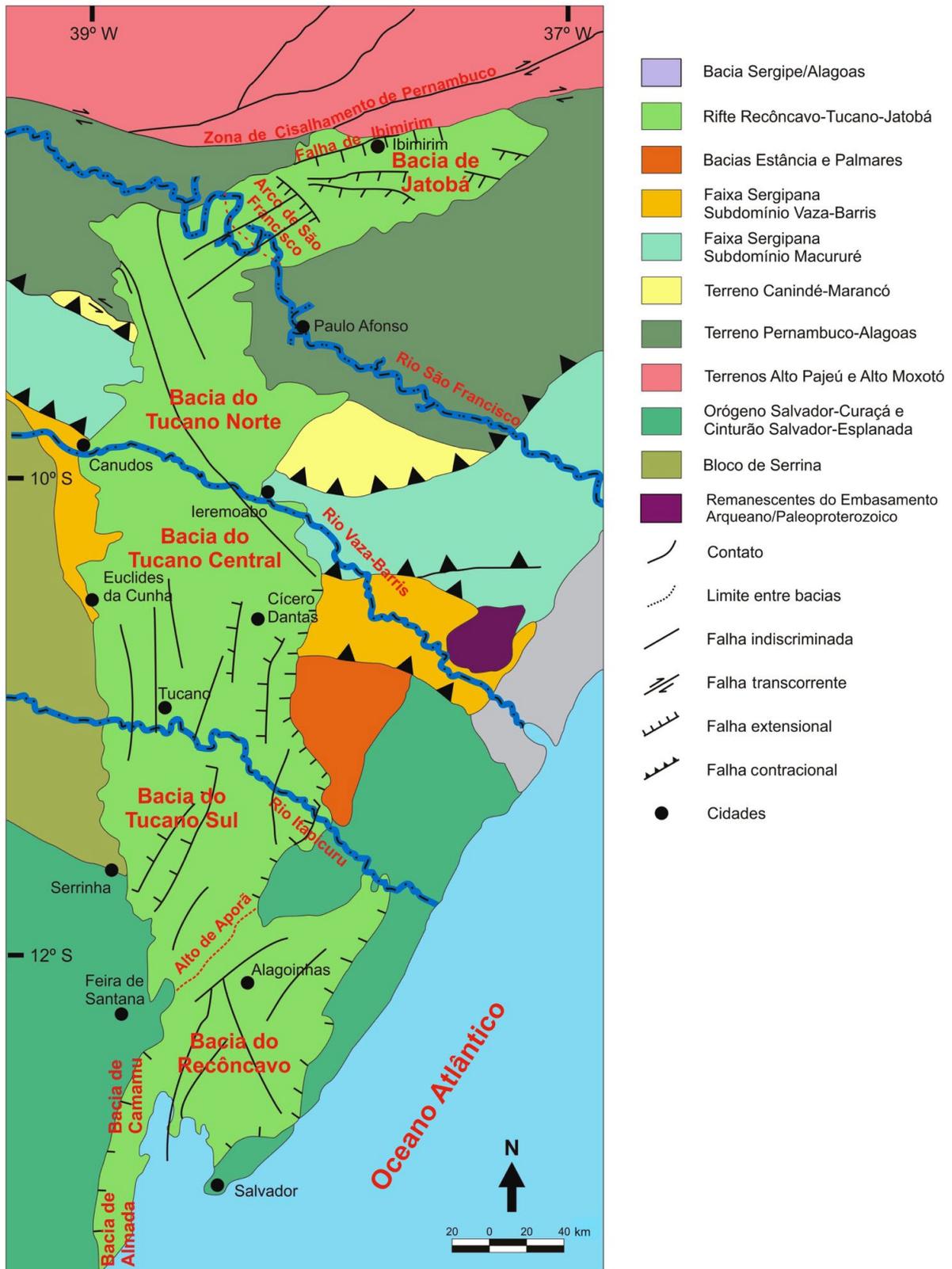
correlato com a Bacia do Gabão na África (Magnavita e Cupertino, 1987; Magnavita, 1992; Magnavita et al., 1994, 2012; Assine, 2007; Mbina MOUNGUENGUI et al., 2002, 2008; Fambrini et al., 2011; Kuchle et al., 2011; Teisserenc e Villemin, 1989). No sistema RTJ, enquanto as bacias do



A: Araripe; AL: Alagoas; B: Betânia; C: Cedro; F: Fátima; I: Iguatu; J: Jatobá; LM: Lavras da Mangabeira; P: Potiguar; PA: Parnaíba; PB: Paraíba; PE: Pernambuco; R: Recôncavo; RP: Rio do Peixe; S: Sergipe; SJB: São José do Belmonte; T: Tucano, com o Rifte RTJ em destaque.

Fonte: modificada de Fambrini et al. (2011, 2017).

Figura 1. Esquema das bacias fanerozoicas da Região Nordeste do Brasil com destaque para as bacias interiores, especialmente o Rifte do Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) (no destaque, modificada de Assine, 1994).



Fonte: modificada de Aragão e Peraro (1994).

Figura 2. Distribuição tectônica do Sistema Recôncavo-Tucano-Jatobá, subdivisões da Bacía de Tucano e principais elementos do embasamento cristalino adjacente.

Recôncavo e de Tucano têm orientação geral N-S, a Bacia de Jatobá apresenta orientação ENE-WSW (Peraro, 1995), resultado da influência de estruturas preexistentes no embasamento cristalino, especificamente a Zona de Cisalhamento de Pernambuco (ZCP), que propiciaram a abertura dessa bacia, gerando uma inflexão do sistema rifte de S-N (Bacias do Recôncavo e de Tucano) para SW-NE (Bacia de Jatobá) (e.g. Aragão e Peraro, 1994; Peraro, 1995; Magnavita et al., 2012). A ZCP teve uma reativação no Eocretáceo, dando origem à Falha de Ibimirim (Magnavita e Cupertino, 1987; Santos et al., 1990; Costa et al., 2003), a qual condiciona não somente a orientação preferencial da bacia e seu limite norte (borda principal), mas também o seu depocentro (Magnavita e Cupertino, 1987; Magnavita et al., 2012; Guzmán et al., 2015a): o Baixo de Ibimirim, próximo e paralelo à citada falha com aproximadamente 3.000 m de profundidade e 360 km² de extensão (Costa et al., 2003). A Bacia de Jatobá situa-se sobre o Domínio Sul da Província Borborema, mais precisamente o Terreno Pernambuco-Alagoas (Silva Filho et al., 2013; Brito Neves e Silva Filho, 2018) — formado basicamente por rochas metamórficas e granitoides de idade proterozoica (Santos, 1995; Brito Neves et al., 2000; Brito Neves e Silva Filho, 2018) —, acima do limite com o Cráton do São Francisco.

O empilhamento tectono-sedimentar da Bacia de Jatobá aqui adotado seguiu a proposta de Fambrini et al. (2011, 2019) para a Bacia do Araripe e subdividido por Guzmán et al. (2015a) e Fambrini et al. (2016, 2019) em (Figura 3):

- Sequência Paleozoica (Grupo Jatobá), composta das formações Tacaratu e Inajá (Carvalho et al., 2018);
- Sequência de Início de Rifte (Grupo Brotas), organizada nas formações Aliança e Sergi, tema deste trabalho;
- Sequência de Clímax de Rifte, constituída das formações Candeias e São Sebastião e Grupo Ilhas (Fambrini et al., 2019);
- Sequência Pós-Rifte, representada pela Formação Marizal, pelo Grupo Santana e pela Formação Exu (Neumann et al., 2010; Carvalho et al., 2018).

O Grupo Brotas constitui-se pelas formações Aliança e Sergi (Fambrini et al., 2016), presentes em todo o Sistema Rifte RTJ, preenchendo a denominada Depressão Afro-Brasileira (DAB), conjunto de bacias que caracterizaram o intervalo Jurássico (discussão adiante) no início da fragmentação do Supercontinente Gondwana. Esse evento é registrado em várias bacias do Nordeste do Brasil, como as bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá, Araripe, Sergipe e Alagoas, Camamu, Almada, entre outras. A Sequência Início de Rifte representa o preenchimento litoestratigráfico do Grupo Brotas na evolução tectono-sedimentar das bacias da DAB (Fambrini et al., 2010a, 2010b, 2011, 2016, 2019). Desse modo, o Grupo Brotas apresenta-se associado à DAB (Da Rosa e Garcia, 2000; Kuchle et al., 2011). Essa ampla

e rasa bacia desenvolveu-se durante o Andar Dom João nas regiões central e norte de Gondwana, ocorrendo em uma extensa área entre Brasil e África (De Cesero e Ponte, 1972; Ponte e Asmus, 1978; Da Rosa e Garcia, 2000; Fambrini et al., 2010b, 2011; Kuchle et al., 2011; Fambrini et al., 2016, 2019).

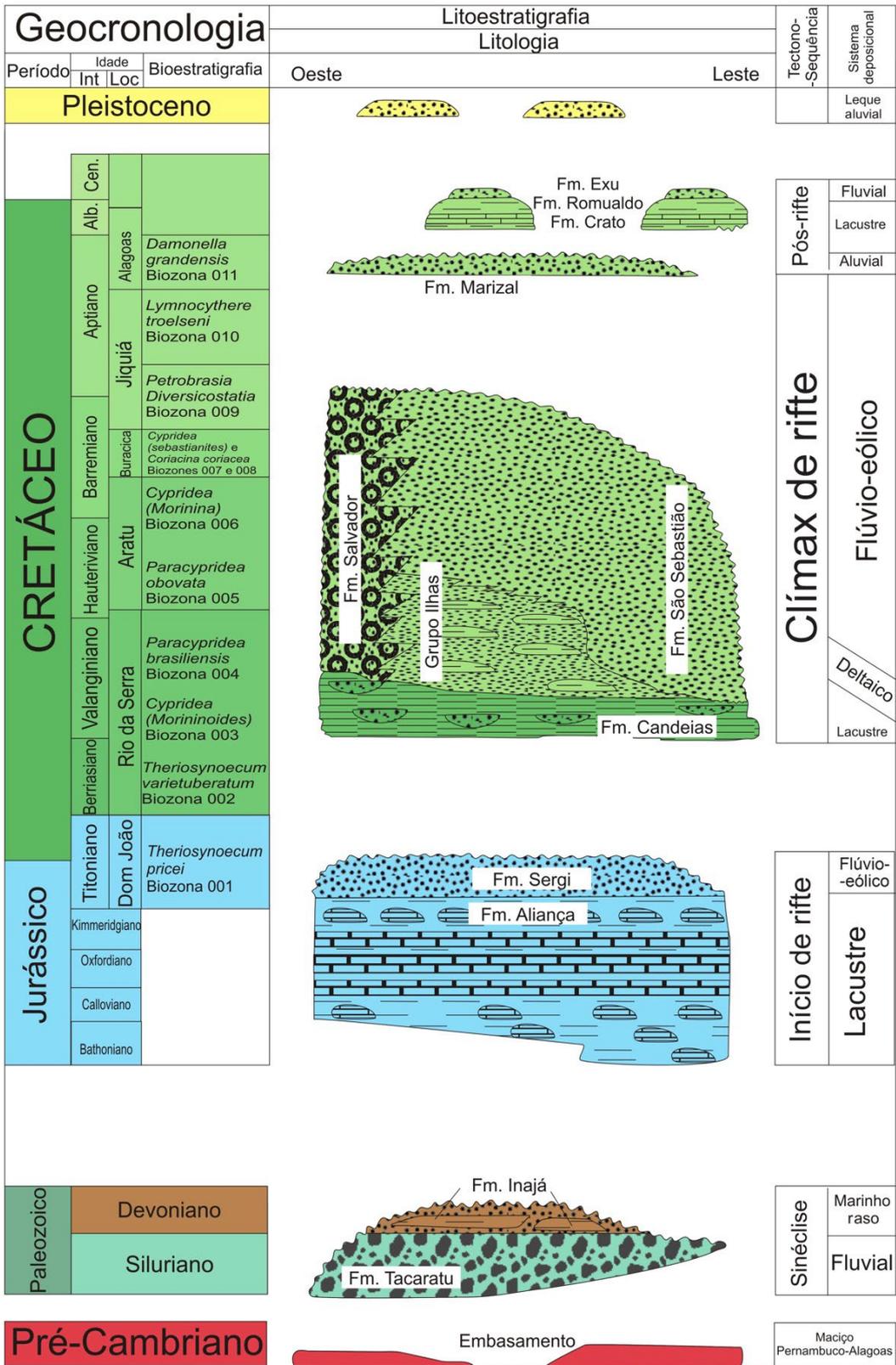
A Formação Aliança foi definida originalmente com os três membros (Afligidos, Boipeba e Capianga), da base para o topo, respectivamente (Moura, 1972; Viana et al., 1971). Mais tarde, em trabalho de revisão estratigráfica, Caixeta et al. (1994) reformularam o grupo excluindo o Membro Afligidos da Formação Aliança e formalizando-o na categoria de formação nas bacias de Recôncavo, Tucano Sul e Camamu. Sendo assim, o Grupo Brotas constitui-se somente pelas formações Aliança e Sergi, que estão presentes em todo o Sistema Rifte RTJ.

A Formação Aliança na Bacia de Jatobá, sobretudo na região de Campos-Ibimirim, alvo deste estudo, apresenta até o momento exclusivamente o Membro Capianga, elemento de correlação entre todas as bacias da DAB, como veremos adiante (Figura 4).

Menezes Filho et al. (1988) interpretaram essa formação como de ambiente lacustrino de circulação restrita (euxínico), com gradual evolução para ambiente prodeltaico.

Segundo Rocha e Leite (1999) e Rocha e Amaral (2007), litologicamente a Formação Aliança está caracterizada por folhelhos e siltitos amarronzados e esverdeados, com intercalações de arenitos finos, localmente grossos, além de calcarenitos e calcissiltitos esbranquiçados a marrom-claro, fossilíferos, lenticularizados e, mais raramente, níveis de evaporitos (gipsita). Esses pelitos geralmente apresentam-se finamente laminados, com diagênese média a fraca, compactos, micáceos, contendo “bolachas” de arenito fino silicificado e de silexito. Nos níveis carbonáticos, dominam os calcarenitos finos abundantemente fossilíferos, geralmente de cores claras, contendo bioturbações, com forte diagênese ou localmente silicificados. Entre os gêneros descritos na literatura destacam-se ostracodes (*Theriosynoecum*, *Reconcavona* e *Alicenula*), que mostram afinidade com águas doces e habitavam corpos de água permanentes, como lagos (Guzmán, 2015; Guzmán et al., 2015a, 2015b, 2016, 2020; Sousa, 2019). A Formação Sergi, de acordo com Rocha (2011), é caracterizada por arenitos, de granulação grossa a fina, por vezes conglomeráticos, com algumas intercalações de siltitos de coloração creme com tons avermelhados, apresentando estratificação cruzada acanalada; uma característica importante dessa formação é o seu conteúdo de troncos fósseis silicificados e concreções de silexito.

De acordo com Rocha (2011), as relações de contato da Formação Aliança com a Formação Inajá, sotoposta, são do tipo discordante; quando presente na bacia, a Formação Sergi, a ela sobreposta, o contato é brusco gradacional; com a Formação Candeias, segundo ainda Rocha (2011), o



Fonte: modificada a partir de Caixeta et al. (1994), Costa et al. (2007), Guzmán et al. (2015a), Queiroz et al. (2017) e Mendes et al. (2020).

Figura 3. Carta estratigráfica da Bacia de Jatobá com destaque em azul para as formações Aliança e Sergi do Grupo Brotas.

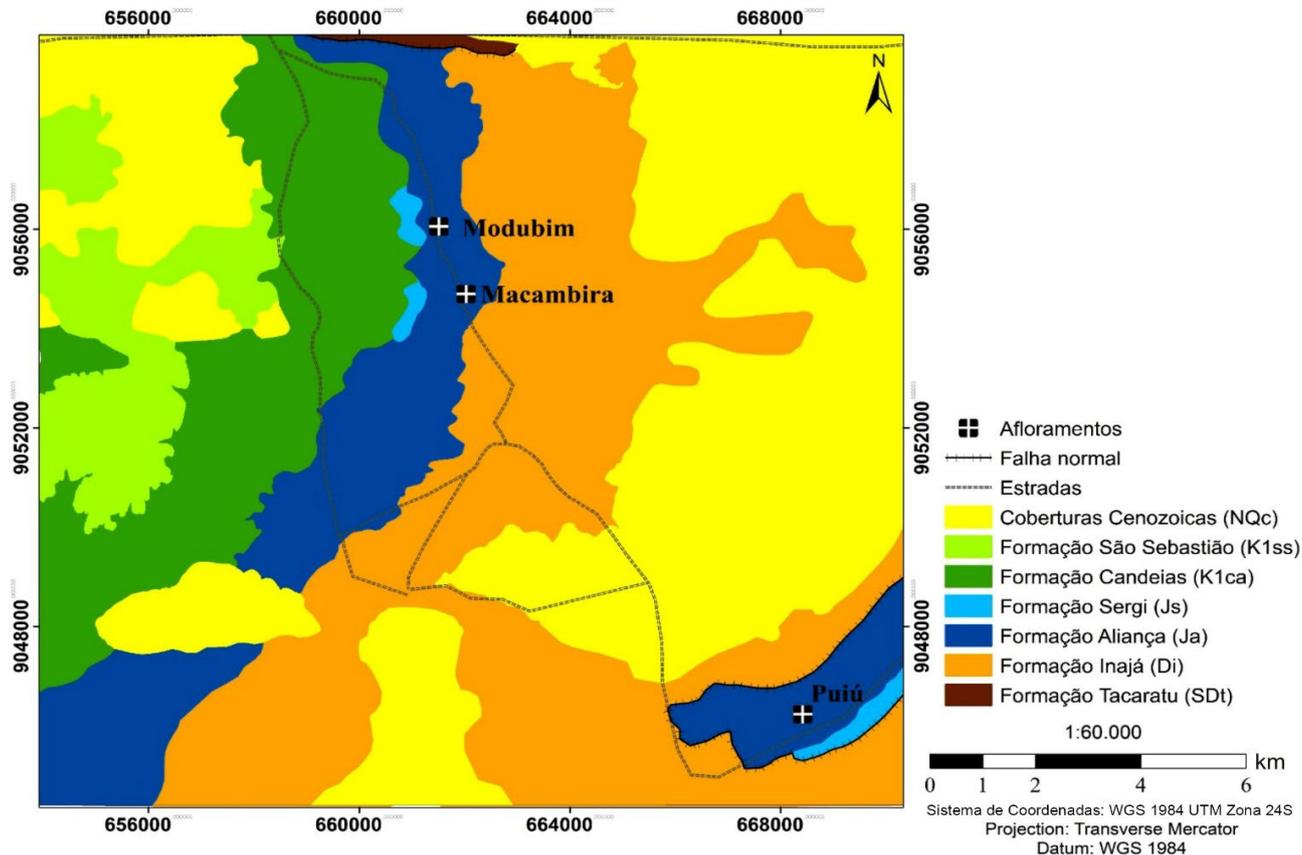


Figura 4. Mapa geológico da área investigada entre Campos e Ibimirim (Pernambuco).

contato com esta é de difícil definição pelas características pelíticas muito semelhantes. No entanto, é possível determinar pelas características dessa última unidade, quer sejam, além dos pelitos, a presença marcante de arenitos finos a médios brancos com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas e ausência de icnofósseis.

MATERIAIS E MÉTODOS

Os resultados obtidos tiveram como base estudos e análises estratigráficas, petrográficas, paleontológicas, de sistemas deposicionais e de associações de fácies, além da coleta de amostras. As análises estratigráficas envolveram o levantamento de quatro seções colunares medidas em detalhe (duas na Lagoa de Puiú e uma em cada das localidades de Macambira e Modubim). Análises paleontológicas abrangeram o estudo de ostracodes e vertebrados. A área selecionada compreendeu as principais exposições da Formação Aliança na porção centro-norte da Bacia de Jatobá — região de Campos e Ibimirim (Figura 4), além de exposições na porção oeste da bacia.

Os trabalhos de campo foram acompanhados por:

- Levantamentos estratigráficos de detalhe, como aferição e confecção de seções colunares medidas segundo método de Selley (2000);
- Análises de fácies sedimentares, de acordo com os preceitos de Walker e James (1992), Reading (1996), Miall (1996, 2000) e James e Dalrymple (2010);
- Estabelecimento de litofácies sedimentares, segundo a proposição de Miall (1977, 1978, 1996, 2014);
- Conceitos sobre modelos de fácies para sistemas lacustres de Anadón et al. (1991), Talbot e Allen (1996), Hjellbakk (1997), Bohacs et al. (2000), Cavinato et al. (2002), Sáez e Cabrera (2002), Bohacs et al. (2003), sistemas flúvio-lacustres de Bordy e Catuneanu (2001), Jones et al. (2001), Malka et al. (2003), Scherer et al. (2007), Le Heron et al. (2008), entre outros;
- Análises petrográficas e de catodo-luminescência;
- Coleta de amostras potencialmente fossilíferas para auxiliar na interpretação deposicional e tentativa de estabelecer a idade dos sedimentos da Formação Aliança.

A interpretação dos sistemas deposicionais tiveram como base os trabalhos de Walker (1992), Schanley e McCabe (1994), Reading (1996), Miall (1996), Selley (2000), Collinson

et al. (2006), Walker (2006) e James e Dalrymple (2010). O reconhecimento dos padrões de empilhamento e a caracterização das principais litologias levaram à interpretação de sistemas deposicionais (conforme Schanley e McCabe, 1994) e à proposição da evolução estratigráfica e paleogeográfica do Grupo Brotas, proporcionada neste artigo.

RESULTADOS

Análise de fácies sedimentares

As fácies foram identificadas segundo litologia, geometria dos corpos, estruturas sedimentares, fósseis presentes e padrão de paleocorrentes. Em adição, sistemas deposicionais foram também interpretados.

As principais fácies reconhecidas no Grupo Brotas estão representadas na Tabela 1 e nas Figuras 5, 6 e 7. As fácies da Formação Aliança compreendem as seguintes litofácies (Tabela 1): Fm — folhelhos vermelho-arroxeados, maciços; Scl — arenitos brancos, finos, calcíferos; Lc — calcários argilosos laminados; Sh — arenitos brancos, finos, com estratificação plano-paralela, e níveis decimétricos (40 – 80 cm) de arenitos finos argilosos; Gl — gipsita laminada. As fácies da Formação Sergi incluem as seguintes litofácies (Tabela 1): Scg — arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas acanaladas; St — arenitos grossos a médios com estratificações cruzadas acanaladas; Sp — arenitos grossos a médios com estratificações cruzadas tabulares; Sh — arenitos brancos, finos, com estratificação plano-paralela, e subordinadamente ocorrem níveis decimétricos (40 – 80 cm) de arenitos finos argilosos.

Tabela 1. Tabela das fácies das formações Aliança e Sergi na Bacia de Jatobá. Destaque para o código das litofácies, a descrição, as estruturas sedimentares e a interpretação das fácies. Esquema de fácies a partir de Miall (1978, 1996, 2014). Maiores detalhes no texto.

| Código | Litofácies | Descrição e estruturas sedimentares | Interpretação |
|--------|---|--|---|
| Scg | Arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas acanaladas | Arenitos conglomeráticos de seixos e grânulos, mal selecionados, matriz grossa a média com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte, geralmente com abundantes troncos fósseis silicificados e com concentração de clastos bem arredondados a subangulosos nos estratos frontais das estratificações. Pacotes homogêneos pouco espessos, frequentemente com bolsões conglomeráticos marcando base erosiva. Formam ciclos granodecrescentes bem demarcados. | Depósitos de dunas subaquáticas de regime de fluxo inferior em canais fluviais entrelaçados de alta energia. |
| St | Arenitos grossos a médios com estratificações cruzadas acanaladas | Arenitos grossos a médios com grânulos, quartzosos, mal selecionados, geometria lenticular, com troncos fósseis silicificados, formando ciclos granodecrescentes, com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de até 1 m de espessura. | Migração de formas de leito tridimensionais. Depósitos de dunas subaquáticas de cristas sinuosas em regime de fluxo inferior em canais fluviais entrelaçados de alta energia. |
| St (e) | Arenitos médios e finos com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte | Arenitos médios e finos com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte, bem selecionados, dispostos em camadas normalmente tabulares de grande porte (2 – 3 m). | Depósitos de barras longitudinais de correntes fluviais de rios entrelaçados, associados com arenitos da fácies St ou de ocorrência isolada. |
| Sp | Arenitos grossos a médios com estratificações cruzadas tabulares | Arenitos grossos a médios, arcoseanos, com seixos esparsos, mal selecionados, com estratificações cruzadas tabulares, em camadas normalmente lenticulares de pequeno e médio porte (10 – 30 cm). | Depósitos de barras longitudinais de correntes fluviais de rios entrelaçados, associados com arenitos da fácies St ou de ocorrência isolada. |
| Sh | Arenitos finos com estratificação plano-paralela | Arenitos brancos, finos, com estratificação plano-paralela, subordinadamente ocorrem níveis decimétricos (40 – 80 cm) de arenitos finos argilosos | Deposição sob regime de fluxo superior |
| Fsl | Siltitos e arenitos finos laminados | Siltitos e arenitos finos a muito finos muito micáceos, cuja estrutura principal é a laminação plano-paralela. Ocorrem em camadas geralmente tabulares, e raramente lenticulares, de espessura centimétrica a decimétrica. | Depósitos de correntes subaquáticas predominantemente de regime de fluxo inferior. |

Continua...

Tabela 1. Continuação.

| Código | Litofácies | Descrição e estruturas sedimentares | Interpretação |
|--------|--|--|---|
| FI | Folhelhos laminados | Folhelhos vermelhos, marrons, com laminação plano-paralela milimétrica demarcada por níveis esbranquiçados e acastanhados intercalados. Lâminas geralmente tabulares, e raramente lenticulares, de espessura centimétrica. Os folhelhos têm intercalações decimétricas de siltitos argilosos esverdeados com camadas centimétricas de folhelhos avermelhados mosqueados com “nódulos calcários” e arenitos finos calcíferos. | Depósitos originados sob ação de correntes subaquáticas em regime de fluxo inferior predominante. |
| Fm | Argilitos maciços | Argilitos avermelhados a arroxeados maciços com níveis mosqueados. | Depósitos formados sob ação de suspensão. |
| Scl | Arenitos brancos, finos, calcíferos, com laminações cruzadas | Arenitos brancos finos calcíferos dispostos em camadas ou níveis intercalados tanto nos argilitos quanto nos folhelhos. Esses arenitos podem apresentar como estruturas sedimentares marcas onduladas e gretas de contração no topo das camadas, laminações cruzadas cavalgantes (<i>climbing-ripples</i>), laminação plano-paralela e, mais raramente, estrutura maciça. | Depósitos formados sob ação de suspensão em ambiente de baixa energia. Presença de nível de exposição subaérea e pausa na sedimentação. |
| Lc | Calcários argilosos bioclásticos | Camadas carbonáticas de calcários argilosos laminados. Esses calcários podem apresentar marcas onduladas e gretas de contração no topo das camadas, laminações cruzadas cavalgantes (<i>climbing-ripples</i>), laminação plano-paralela e, mais raramente, estrutura maciça. | Depósitos formados sob ação de suspensão em ambiente de baixa energia associado a intervalos de exposição subaérea. |
| GI | Gipsita laminada | Gipsita de cores branca (fibrosa/gipsita prismática), mais comum, e cinza escura clara (gipsita em mosaico). Laminação ondulada a tabular de escala milimétrica a centimétrica. Pode apresentar lentes de dolomudstone em escala milimétrica. | Precipitação de evaporitos em águas calmas abaixo da base de ondas. Variações sazonais na profundidade da salmoura. |

Caracterização estratigráfica do Grupo Brotas

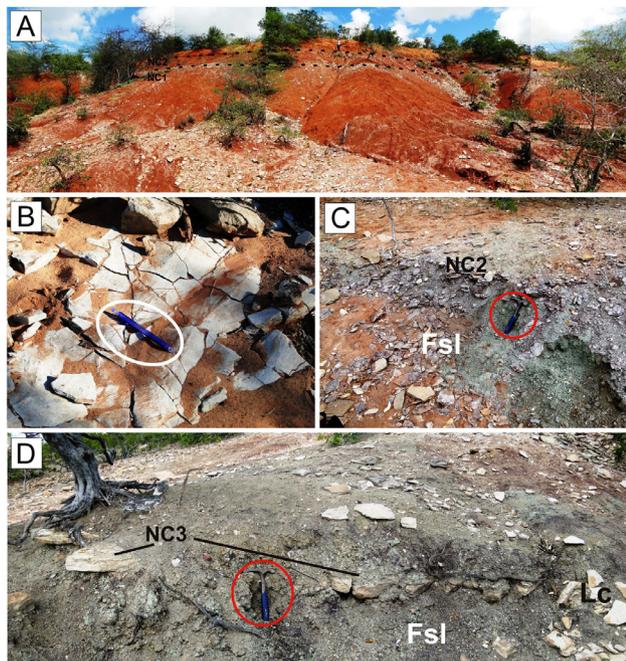
A Formação Aliança repousa discordantemente sobre rochas marinhas devonianas da Formação Inajá e, acima, faz contato gradacional brusco com a sobrejacente Formação Sergi, quando esta se faz presente (Figura 8), ou diretamente com a Formação Candéias em discordância. As Figuras 5 e 6 mostram as rochas que compõem o Grupo Brotas na região de Ibimirim, Bacia de Jatobá.

A Formação Aliança apresenta folhelhos e argilitos vermelho-tijolo a amarronzados, e siltitos amarronzados e esverdeados, com intercalações de arenitos finos, localmente médios a grossos, e de calcarenitos e calcissiltitos esbranquiçados a marrom-claro, muito fossilíferos, lenticularizados e, mais raramente, níveis de evaporitos na forma de gipsita fibrorradiada. Os pelitos normalmente mostram-se finamente laminados, com diagênese média a fraca, compactos, micáceos, apresentando “bolachas” de arenito fino silicificado e de silexito. Nos intervalos carbonáticos, predominam os calcarenitos finos abundantemente fossilíferos (bioclásticos), comumente de cores claras, com bioturbações e diagênese intensa ou localmente silicificados e recristalizados.

Litologicamente, a Formação Aliança é constituída de argilitos e folhelhos calcíferos castanho-avermelhados, maciços

(Fácies Fm) a laminados (Figura 6A), siltitos cinza-esbranquiçados a esverdeados e, subordinadamente, níveis delgados (até 20 cm) de calcarenitos, arenitos brancos calcíferos (Fácies Scl, Figuras 6B e 6E) e, principalmente, calcários bioclásticos argilosos (*grainstones*), abundantemente fossilíferos e com forte diagênese ou localmente silicificados (Fácies Lc), frequentemente com gretas de contração poligonais no topo das camadas (Figuras 6C, 6F e 6G), além de arenitos brancos, finos, com estratificação plano-paralela (Figura 6D), e níveis decimétricos (40 – 80 cm) de arenitos finos argilosos com laminação plano-paralela (Figura 6H) e, mais raramente, níveis centimétricos de evaporitos (gipsita), intercalados nos pelitos. A fácies de calcários bioclásticos argilosos (Lc) notabiliza-se pelo conteúdo fossilífero (vide adiante), assim como a fácies de arenitos brancos calcíferos (Fácies Scl), discutida a seguir. As Figuras 5, 6, 8, 9, 10 e 11 mostram a relação entre as fácies.

A Formação Sergi caracteriza-se por arenitos, de granulação grossa a fina, muitas vezes conglomeráticos, com algumas intercalações de siltitos de coloração creme com tons avermelhados, apresentando estratificações cruzadas dos tipos acanaladas e tabulares, além de estratificação plano-paralela. Característica importante dessa formação é o conteúdo de troncos fósseis silicificados e concreções de silexito.



Fsl: siltitos e arenitos finos laminados.

Figura 5. Fácies da Formação Aliança. (A) Fotomosaico da localidade de Puiú exibindo a posição das camadas carbonáticas (NC) em meio aos argilitos vermelho-arroxeados. Pessoa de escala; (B) marcas onduladas na camada NC1 da localidade de Puiú, escala 13 cm; (C) vista da camada NC2 na localidade de Modubim. Martelo de 31 cm de escala; (D) vista da camada NC3 na localidade de Modubim. Martelo de 31 cm de escala.

A Formação Sergi corresponde à unidade estratigráfica superior do Grupo Brotas. Na área investigada, a Formação Sergi consiste de arenitos grossos a finos, por vezes conglomeráticos, de colorações que variam entre o creme esbranquiçado a acinzentado, além de alaranjado, com abundantes estratificações cruzadas dos tipos acanalados e tabulares, de médio a pequeno porte (Figuras 12 e 13). Os arenitos apresentam intercalações de siltitos de coloração creme com tons avermelhados. Em alguns afloramentos, a granulação diminui para o topo, com grãos mais grossos concentrados na base enquanto os mais finos se agrupam em direção ao topo (Figura 14), onde nos zoneamentos mais grossos podem ocorrer níveis conglomeráticos, apresentando grânulos dispersos. A depender do afloramento e de sua maturidade, acontecem variações na coloração, assim como na granulometria; em alguns, as estruturas são bem visíveis. Característica importante dessa formação é o abundante conteúdo de lenhos fósseis silicificados de coníferas e concreções de silexito. Nas margens do rio São Francisco, em Petrolândia (Pernambuco), próximo à Chapada de Tacaratu, há registro de abundantes lenhos silicificados, alguns de grande porte, que se encontram nos arenitos grossos a

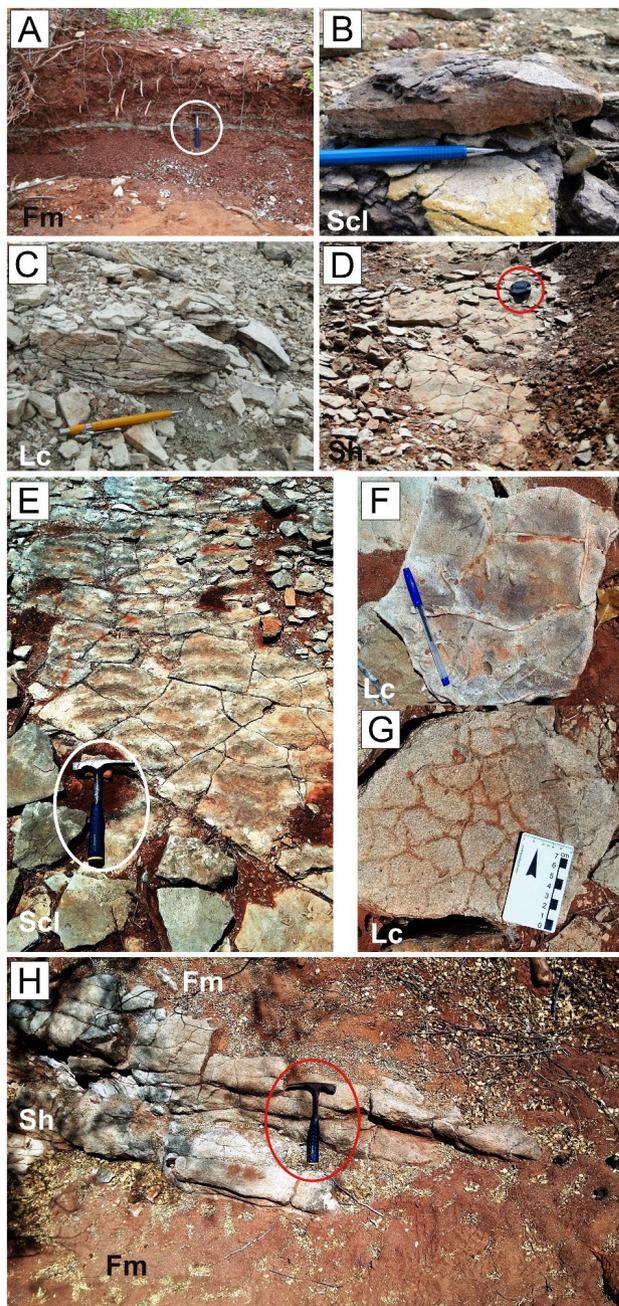


Figura 6. Fácies da Formação Aliança. (A) Fm — folhelhos vermelho-arroxeados, maciços; (B) Scl — arenitos brancos, finos, calcíferos; (C) Lc — calcários argilosos laminados. Atentar para a laminação cruzada no calcário; (D) Sh — arenitos brancos, finos, com estratificação plano-paralela, e níveis decimétricos (40 – 80 cm) de arenitos finos argilosos; (E) arenitos brancos, finos, calcíferos com marcas onduladas de cristas sinuosas; (F e G) gretas de contração poligonais no topo das camadas de calcários argilosos laminados; (H) arenitos finos argilosos com laminação plano-paralela; (Sh) intercalados em argilitos avermelhados maciços (Fm).

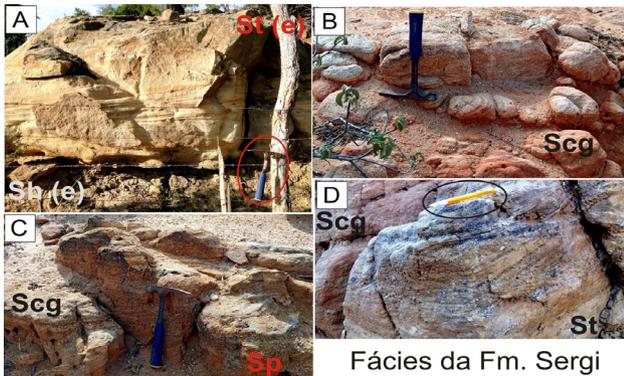


Figura 7. (A) Arenitos médios e finos com estratificações cruzadas acanaladas de grande porte da Fácies St (e), e Fácies Sh (e) de arenitos com estratificação plano-paralela, bem selecionados, dispostos em camadas normalmente tabulares de grande porte (~2 m). Localidades de Petrolândia (Morro das Antenas); (B a D) arenitos conglomeráticos (Fácies Scg) com estratificações cruzadas acanaladas (Fácies St), estratificações cruzadas tabulares (Fácies Sp). Localidade de Lagoa do Puiú.

conglomeráticos. Esses arenitos portadores de troncos silicificados são interpretados como depositados em sistemas fluviais entrelaçados de alta energia, relacionados a sistemas fluviais efêmeros. Em outras partes da bacia observam-se sucessões de arenitos médios a finos bem selecionados de ambiente eólico. Portanto, em termos de sistemas deposicionais, os arenitos da unidade podem ser explicados como oriundos de sistemas fluviais efêmeros com retrabalhamento eólico, representando ciclos flúvio-eólicos.

Conteúdo fóssilífero e idade do Grupo Brotas

Em geral, o conteúdo paleontológico do Grupo Brotas se concentra nos pelitos e calcários argilosos da Formação Aliança, ao passo que a Formação Sergi apresenta registro fóssil escasso, limitado à presença de abundantes troncos fósseis silicificados de coníferas de pouco valor bioestratigráfico (Fambrini et al., 2016), e de um recente terópoda atribuído a essa unidade (Bandeira et al., 2021), adiante discutido. A Formação Aliança apresenta pelitos

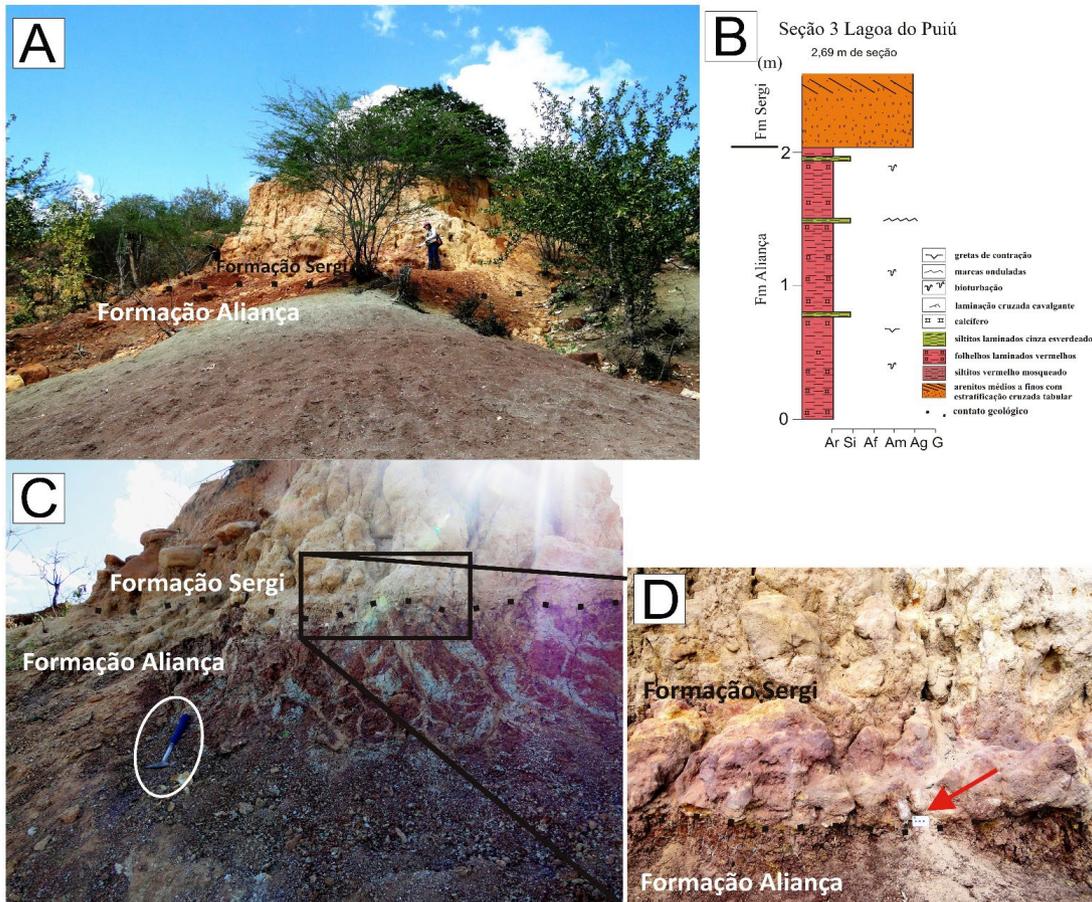


Figura 8. Contatos geológicos das formações Aliança e Sergi. (A) Contato superior da Formação Aliança com a Formação Sergi, Lagoa do Puiú; (B) seção estratigráfica de detalhe do contato; (C e D) fotografias de detalhe do contato geológico das formações Aliança e Sergi. Setas e círculos indicam escalas utilizadas.

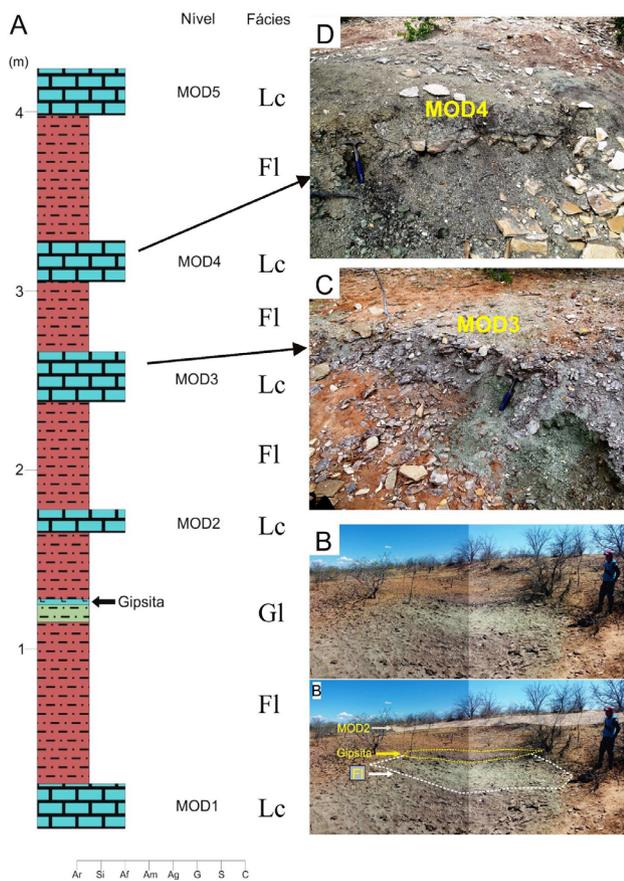


Figura 9. (A) Seção estratigráfica medida do afloramento de Mudubim. Folhelhos com intercalações de arenitos finos a médios e lâminas de calcário argiloso rico em ostracodes; (B) camadas de gipsita; (C) nível de calcário argilosos MOD3; (D) nível de calcário argilosos MOD4.

intercalados com horizontes delgados de calcário argiloso e, subordinadamente, arenitos calcíferos esbranquiçados, com abundantes restos de ostracodes não marinhos, às vezes formando bancos decimétricos de puro calcário bioclástico (Fambrini et al., 2016; Guzmán et al., 2016, 2020), conchostráceos, vertebrados e ossos (Figura 15). Os próprios pelitos contêm carapaças desses crustáceos, o que os torna comumente calcíferos, achando-se presentes formas típicas do Andar Dom João, discutidas a seguir. Além disso, a Formação Aliança caracteriza-se por conter abundantes restos fósseis de vertebrados, notadamente peixes ósseos (Silva, 2012), dentes e espinhos de tubarão de água doce (hybodontiformes) reunidos em camadas de ossos (*bone beds*), conchostráceos de água doce e ossos isolados de peixes (*Mawsonia Gigas*), ainda angulosos, escamas de peixes (*Lepidotes*), osteodermos e vértebras de crocodilomorfos (Silva et al., 2011; Sousa et al., 2020; Carvalho et al., 2021), e plantas (Figura 15), além de recente descoberta de vértebra de Neoterópoda (De Oliveira et al.,

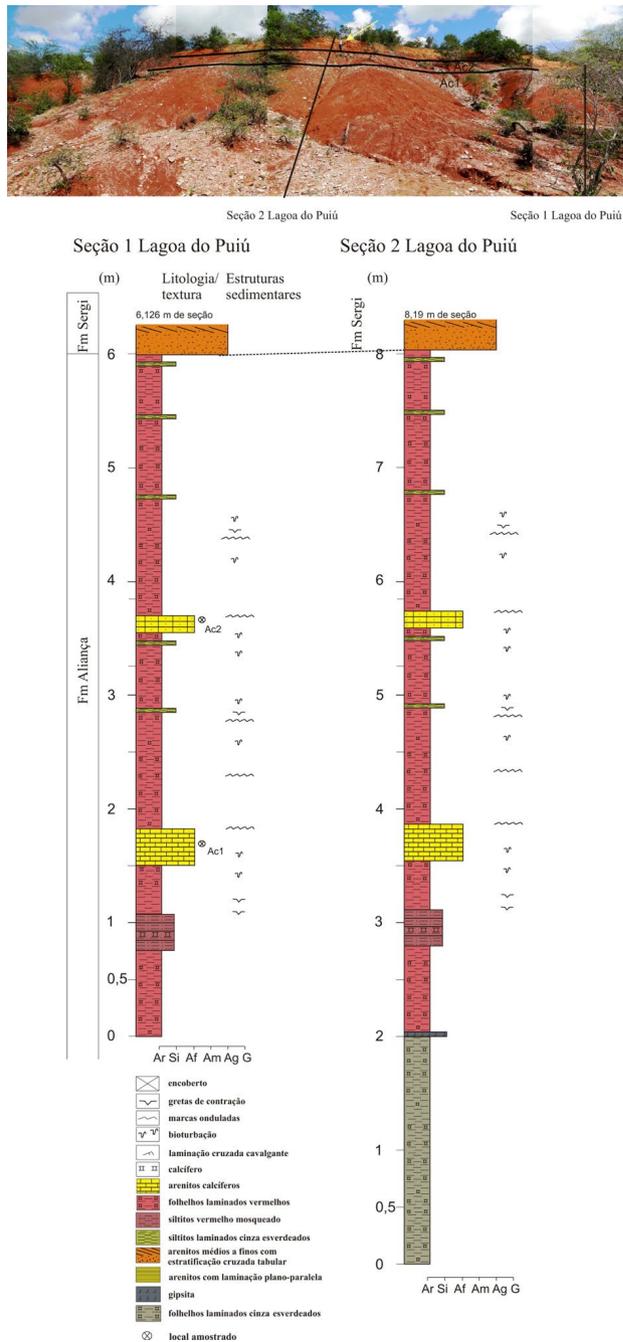


Figura 10. Seções estratigráficas medidas levantadas na Lagoa do Puiú da Formação Aliança.

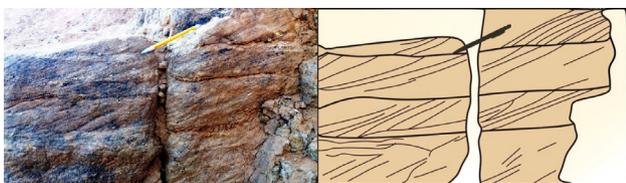
2022). De acordo com Silva (2012), o material fóssilífero de vertebrados apresenta-se muito fragmentado, com nítidos sinais de transporte hidráulico, sendo que praticamente não ocorrem peças inteiras, dificultando a identificação e descrição acuradas dos espécimes. No entanto, Silva (2012), ao estudar os fósseis de vertebrados coletados e compará-los com outras localidades de mesma idade, descreveu uma diversificada fauna condizente com um ambiente lacustre.



Figura 11. Folhelhos e argilitos vermelhos com intercalações de arenitos finos a médios e lâminas de calcário argiloso rico em ostracodes. Localidade de Macambira, Campos, Ibirimir.



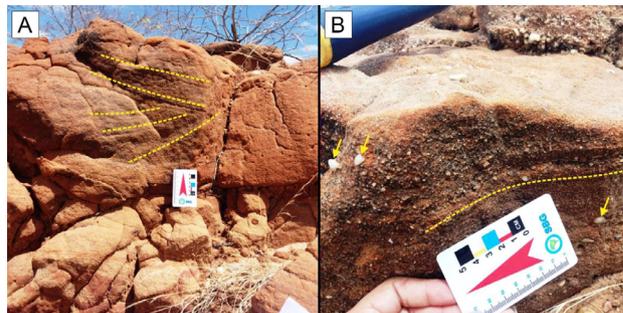
Figura 12. Depósitos fluviais da Formação Sergi. (A) Arenitos, de granulação grossa a fina, por vezes conglomeráticos, com algumas intercalações de siltitos de coloração creme com tons avermelhados, apresentando estratificação cruzada acanalada; (B) detalhe desses depósitos; (C) arenitos grossos a conglomeráticos com estratificações cruzadas acanaladas e tabulares; (D) detalhe dos depósitos conglomeráticos.



Fonte: modificada de Souza (2019).

Figura 13. Depósitos fluviais da Formação Sergi. Estratificação cruzada tabular. Camada composta de sets tendo suas superfícies limitantes sub-horizontais.

Entre os vertebrados que ocorrem na Formação Aliança destacam-se os ossos cranianos e pós-cranianos de peixes actinístios, do gênero *Mawsonia gigas*, que perfazem mais da metade do material fóssilífero encontrado; ocorrem também placas dentárias de peixes dipnoicos do gênero *Ceratodus*; escamas e ossos de peixe do gênero *Lepidotes*; dentes e espinhos de nadadeira de tubarão hibodontiforme, do gênero *Planohybodus*; dentes e osteodermos de crocodilomorfos



Fonte: modificada de Souza (2019).

Figura 14. Topo de afloramento da Formação Sergi. (A) Estratificação cruzada com estratos não paralelos; (B) granulação grossa com setas apontando seixos de 1 cm. Linha tracejada acompanha zoneamento com concentração de grãos maiores onde uns foram desprendidos.

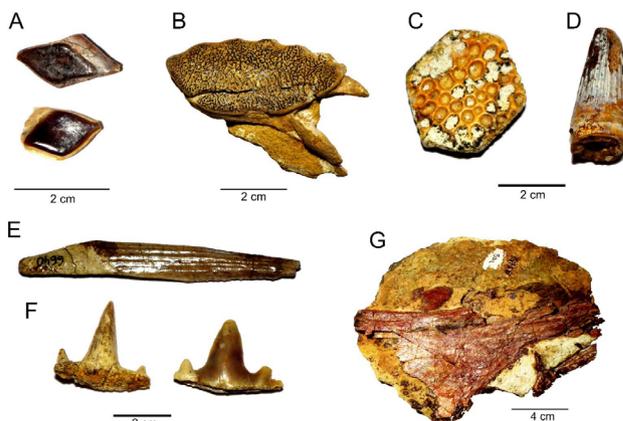


Figura 15. Vertebrados fósseis da Formação Aliança. (A) Escamas Lepidotes; (B) *Planohybodus*, espinho céfalico e dentes; (C) espinhos de nadadeira de tubarão hibodontiforme do gênero *Planohybodus*; (D) osso craniano (pterigoide) de *Mawsonia gigas*; (E) placa dentária de *Ceratodus*; (F) osteodermo e dente; (G) crocodilomorfo *Mesoeucrocodylia*.

Mesoeucrocodylia (Figura 15); e icnofósseis, como marcas de excreção (coprólitos, Silva et al., 2011; Silva, 2012), de habitação (traços fósseis Bioglyphed de *Spongeliomorpha* aqui sugeridos) e de alimentação (*Planolites*).

Um dos principais subsídios utilizados na reconstituição paleogeográfica do Grupo Brotas consistiu na identificação de uma singular icnofauna nos calcários argilosos e arenitos calcíferos finos da Formação Aliança na Bacia de Jatobá, que contribuiu para a confirmação de um ambiente lacustre variável com relação ao nível d'água para essa unidade e proveu importantes informações e dados para a interpretação dos seus processos de sedimentação. Trabalhos anteriores limitaram-se a citar a presença de traços fósseis, sem a devida classificação e determinação dos espécimes (e.g. Rocha e

Leite, 1999; Silva et al., 2011; Silva, 2012). Informalmente foram designados genericamente de *Planolites*.

Nas rochas da Formação Aliança foram encontrados abundantes icnofósseis, preliminarmente relacionados aos icnogêneros *Spongeliomorpha* Saporta (1887) e *Planolites* Nicholson (1873). Em termos de fácies foram encontradas, possivelmente, as icnofácies Glossifungites (Bromley, 1996; Pemberton et al., 2004) e Mermia (Pemberton e Frey, 1982; Pemberton et al., 1992; Bromley, 1996; Buatois e Mángano, 1995, 1998, 2002, 2004, 2009) representada pela ocorrência do gênero *Planolites*. Esses icnogêneros estão sendo alvo de estudos específicos com a devida descrição sistemática, discussão e interpretação. Segue uma breve síntese do que já foi analisado. *Planolites* compreende tubos predominantemente horizontais, levemente curvos ou retilíneos, cilíndricos ou com seção elíptica, em epirrelevo positivo ou hiporrelevo, com 5 a 15 mm de diâmetro (Figura 16A), em calcários argilosos e arenitos calcíferos finos do topo da Formação Aliança, que mostram marcas onduladas e gretas de contração. O gênero *Spongeliomorpha* (Figuras 16B a 16F) consiste, basicamente, de escavações em tubos em epirrelevo positivo ou hiporrelevo, cilíndricas

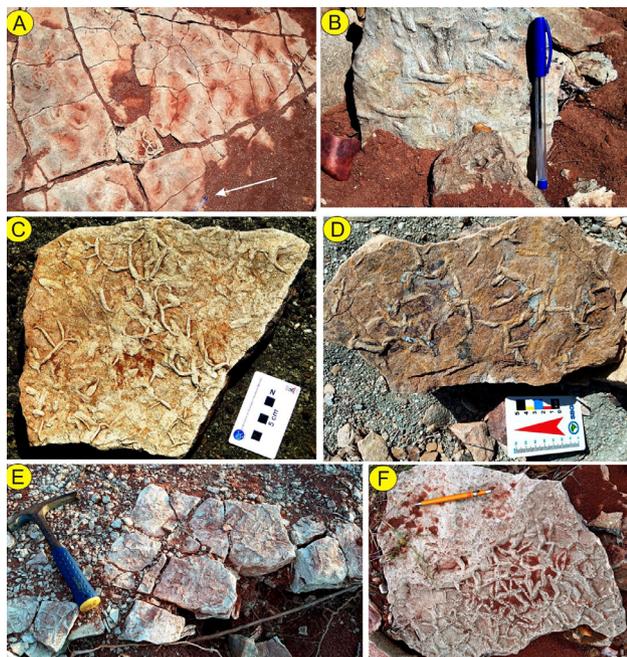


Figura 16. Icnofósseis e fósseis da Formação Aliança na região de Ibirimir. (A) Pavimento de arenito calcífero com marcas onduladas e icnofósseis provavelmente do gênero *Planolites*. Localidade Lagoa do Puiú; (B a E) calcário bioclástico *bonebed* com traços fósseis de *Spongeliomorpha* (tocas bioglifadas de *Spongeliomorpha*). Localidades de Lagoa do Puiú, Mudubim e Macambira; (F) calcário bioclástico com traços fósseis de *Spongeliomorpha*. Localidade: Petrolândia.

a subcilíndricas que compreendem elementos predominantemente horizontais, mostrando ramificações em forma de Y, T ou múltiplas ramificações e preenchimento maciço, com revestimento peletal ou liso, ou coberto com cumes longitudinais (marcas de arranhões). Padrão meandrante e entrelaçado foi observado. Essa breve síntese realizada permite associar os traços fósseis ao icnogênero *Spongeliomorpha*, conforme trabalhos de Fürsich (1973), Frey et al. (1984), Schlirf (2000, 2005), Melchor et al. (2006, 2009), Gibert e Ekdale (2010), entre outros.

A Tabela 2 sintetiza os fósseis encontrados e descritos na Formação Aliança na Bacia de Jatobá.

Schlirf (2005) revisou e descreveu traços fósseis da parte sul da Bacia Germânica da região de Keuper (Ladiniano Médio a Rhaetiano) e promoveu estudos de material relacionado. Nesse trabalho, Schlirf (2005) discutiu sobre os três icnogêneros *Spongeliomorpha* Saporta, *Ophiomorpha* Lundgren e *Thalassinoides* Ehrenberg, há muito tema de intensos debates controversos entre os icnólogos (e.g., Fürsich, 1973; Bromley e Frey, 1974; Bromley, 1990, 1996; Schlirf, 2000). Schlirf (2000) defendeu a utilização do sinônimo dos três ichnogenera. Sendo assim, o icnogênero *Spongeliomorpha* foi empregado aqui em base aos trabalhos de Schlirf (2000, 2005).

Tabela 2. Tabela com os fósseis encontrados e descritos na Formação Aliança na Bacia de Jatobá. Maiores detalhes no texto.

Ostracoda

Theriosynoecum pricei
Theriosynoecum uninodosa
Theriosynoecum quadrinodosum
Reconavona? jatobaensis
Alicenula? spp.

Pisces

Chondrichthyes
 Hybodontiformes
Planohybodus cf. markii

Osteichthyes

Semionotiformes
 Semionotidae
Lepidotes sp.

Ceratodontiformes

Ceratodontidae indet.

Coelacanthiformes

Mawsoniidae
Mawsonia sp.

Tetrapoda

Crocodyliformes
Mesoeucrocodylia

Dinosauria

Neoterópoda

Além dos vertebrados e dos icnofósseis, são abundantes os ostracodes da Biozona *Bisulcocypris pricei* (recte *Theriosynoecum pricei*) acumulados nos intervalos de calcários argilosos e arenitos calcíferos. Originalmente a Biozona *Bisulcocypris pricei* Pinto e Sanguinetti (1958) foi utilizada como definidora da idade da Formação Aliança na Bacia do Recôncavo (Viana, 1966; Viana et al., 1971). Posteriormente, Poropat e Colin (2012) transferiram o gênero *Bisulcocypris* para *Theriosynoecum*, nomenclatura que se emprega neste trabalho. Essa biozona enquadra-se no Andar Dom João (Jurássico Superior) (Viana, 1966; Viana et al., 1971) e se distingue por uma associação de diferentes espécies de ostracodes, abrangendo *Theriosynoecum uninodosa*, *T. quadriodosum*, *Reconcavona? incerta*, *Darwinula* cf. *oblonga* e *D. leguminella* (e.g. Arai et al., 2001; Coimbra et al., 2002; Poropat e Colin, 2012; Guzmán et al., 2016, 2020; Almeida-Lima et al., 2022). A associação de ostracodes da Formação Aliança da Bacia de Jatobá, na área da Vila de Campos, caracteriza-se pela presença de *Theriosynoecum pricei*, *T.*

uninodosa, *T. quadriodosum*, *Reconcavona? jatobaensis* e *Alicenula? spp.* (Figura 17), os quais representam gêneros de água doce que habitavam corpos de água permanentes (Guzmán et al., 2016, 2020).

Mais recentemente, um vertebrado mal preservado atribuído à Charcarodontosauria também foi descrito (Bandeira et al., 2021). No entanto, o material provém de uma unidade litoestratigráfica incerta da Bacia do Jatobá, na localidade de Petrolândia, Pernambuco (Bandeira et al., 2021).

Publicado de forma bem recente, De Oliveira et al. (2022) relataram a descoberta inédita de um fóssil de dinossauro neoterópoda basal recuperado da Formação Aliança da Bacia Jatobá, representado por uma vértebra caudal. Em comparação com os terópodos do Jurássico, o espécime da Bacia Jatobá guarda maior relação com os neoterópodes basais como *Dilophosaurus wetherilli*, do início do Jurássico da América do Norte (Marsh e Rowe, 2020). Os neoterópodes basais apresentam distribuição mundial durante o início do período Jurássico, como sugerido pelo registro na América do Norte,

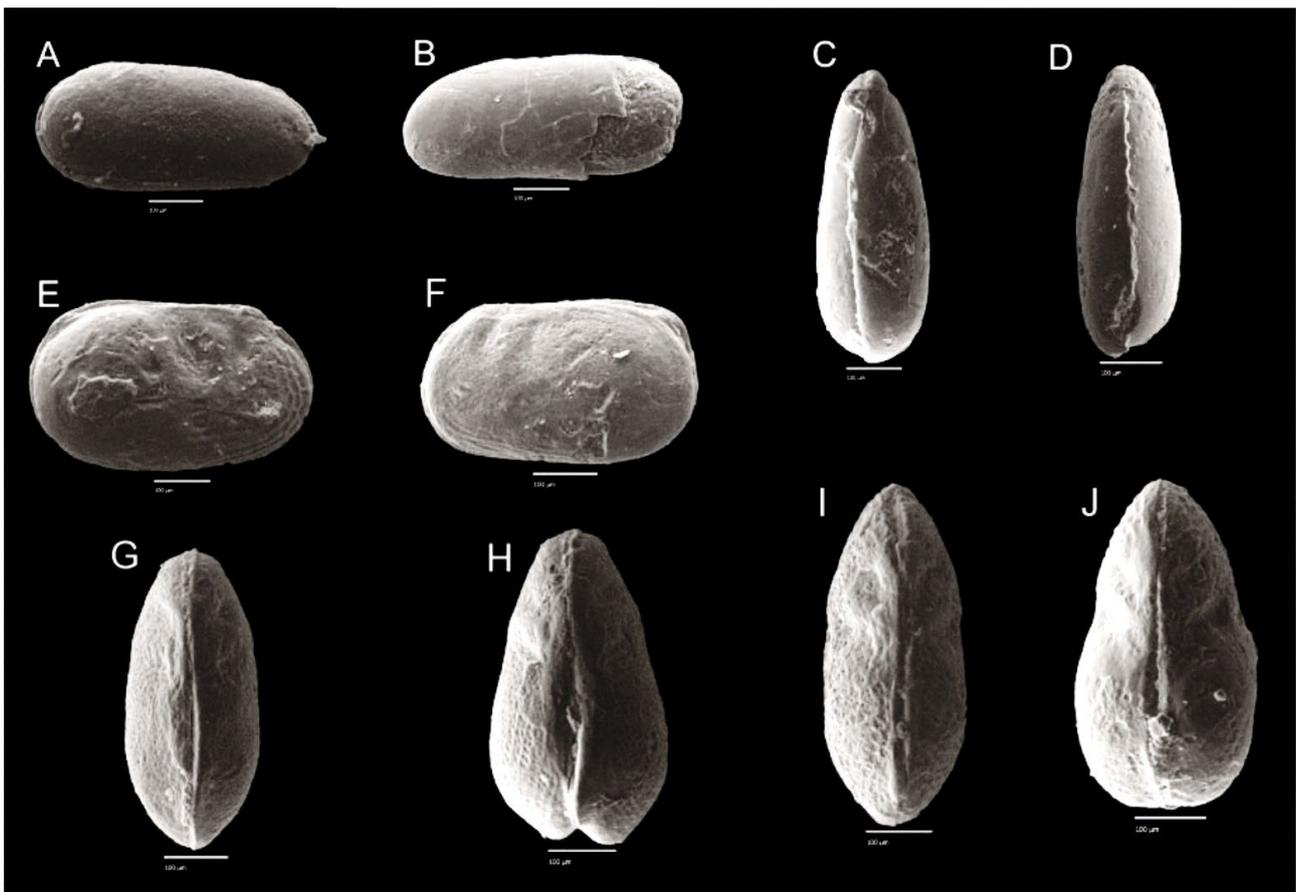


Figura 17. Espécimes de ostracodes coletados nos níveis carbonáticos do afloramento Modubim, Formação Aliança. (A a D) *Alicenula* sp.: (A) vista lateral direita, Nível 1; (B) vista lateral esquerda, Nível 4; (C) vista ventral, Nível 2; (D) vista dorsal, Nível 3; (E e F) *Theriosynoecum pricei*: (E) vista lateral direita ♀, Nível 2; (F) vista lateral esquerda ♂, Nível 5; (G e H) *Theriosynoecum* sp.: (G) vista dorsal ♂, Nível 1; (H) vista dorsal ♀, Nível 1; (I e J) *Theriosynoecum pricei*: (I) vista dorsal ♂, Nível 2; (J) vista dorsal ♀, Nível 2. Escalas de 100 µ.

na África do Sul e na Antártica. A nova ocorrência de neoterópode sugere a sobrevivência da linhagem basal representada por *Dilophosaurus* e parentes próximos durante o Jurássico Médio-Tardio. Além disso, a nova ocorrência fóssil descrita permite igualmente uma correlação mundial, reforçando a idade do Jurássico em vez de uma idade do Triássico Superior para a Formação Aliança, para a qual é provisoriamente atribuída uma idade jurássica média (De Oliveira et al., 2022).

A idade do Grupo Brotas, portanto, é estimada em primeira instância com base em dados paleontológicos disponíveis da Formação Aliança, conforme mostrado anteriormente. A Formação Sergi até o momento somente forneceu os troncos e os fragmentos de madeira fóssil (Figura 18), afora um terópoda assinalado a uma unidade litoestratigráfica dúbia da Bacia do Jatobá (Bandeira et al., 2021).

Dados geocronológicos, diretos e indiretos, e correlações com outras bacias, também auxiliaram na estimativa de idade do Grupo Brotas, adiante discutidos.

A biozona *Bisulcoypris pricei* (recte *Theriosynoecum pricei*) corresponde ao Andar Dom João (Jurássico Superior) (Viana et al., 1971) e é caracterizada por uma associação de diferentes espécies de ostracodes, incluindo *Theriosynoecum uninodosa*, *T. quadrinodosum*, *Reconcavona? incerta*, *Darwinula cf. oblonga* e *D. leguminella* (por exemplo, Coimbra et al., 2002; Poropat e Colin, 2012). Como demonstrado neste trabalho, além da fauna de ostracodes, a presença de dentes de tubarão hibodontídeos (tubarões *Planohybodus*) cujo range vai do Bathoniano (Jurássico Médio) ao Berriasiano (Cretáceo Inferior), dados palinológicos de unidades correlatas (Formação Missão Velha da Bacia do Araripe — Coimbra et al., 2002; Formação M'Vone da Bacia do Gabão — Teisserenc e Villemin (1989) e Mbina Mounquengui et al., 2002, 2008) e datações radiométricas de 165 ± 15 Ma da base da Formação Aliança (Thomaz Filho e Lima, 1981) sugerem idade entre o mesojurássico e o neojurássico, reforçando a idade jurássica proposta inicialmente (e.g. Viana, 1966; Ponte, 1971; Viana et al., 1971).

A Formação Sergi é marcada pela presença de arenitos grossos a finos, por vezes conglomeráticos, com estratificações



Figura 18. Troncos fósseis da Formação Sergi. *Agathoxylon*. Icó, Petrolândia, Pernambuco.

cruzadas tabulares e acanaladas, sendo característica extraordinária dessa formação o seu conteúdo de troncos fósseis silicificados (Figura 18) e concreções de silixito. O registro fóssil da Formação Sergi é escasso, limitado à presença de abundantes troncos fósseis silicificados de coníferas de pouco valor bioestratigráfico (Fambrini et al., 2016), mas que caracterizam a unidade e permitem correlações com outras bacias, tais como Rifte RTJ, Araripe, Sergipe-Alagoas, Camamu e Gabão na África (Formação M'Dombo).

DISCUSSÃO, POSIÇÃO ESTRATIGRÁFICA E CORRELAÇÕES ESTRATIGRÁFICAS

O Estágio de Início de Rifte de idade jurássica compreende as formações Aliança e Sergi na Bacia de Jatobá. As rochas eminentemente siliciclásticas desse estágio repousam sobre a discordância pré-jurássica, recobrando a sucessão de rochas paleozoicas do Estágio Sinéclise (formações Inajá e Tacaratu). No Jurássico, iniciou-se a instalação da chamada Depressão Afro-Brasileira (Ponte, 1971; De Cesero e Ponte, 1972; Ponte e Asmus, 1978), conjunto de bacias interiores rasas e extensas que caracterizaram esse período no início da fragmentação do Supercontinente Gondwana. Essa depressão estendia-se desde a Bacia de Almada (sul da Bahia) até a Bacia do Araripe e congêneres no Brasil (pois prosseguiria até a África Ocidental, no Gabão), sendo interrompida pelo alto relevo formado ao longo da ZCP (Ponte e Ponte Filho, 1996a, 1996b), excluindo-se, portanto, as bacias de Iguatu e Rio do Peixe a norte, por exemplo.

As rochas do Grupo Brotas depositaram-se no Jurássico Médio ao Superior sob um clima árido em uma depressão ao longo da linha rifte (DAB). Essas rochas sedimentares são representadas por ciclos flúvio-eólicos (Formação Sergi), que se intercalam com pelitos lacustres vermelhos (Formação Aliança).

A Formação Aliança constitui-se, de acordo com a proposta de Ponte e Asmus (1976, 1978) e de Ponte e Ponte Filho (1996a, 1996b), em unidade pelítica principal da denominada Depressão Afro-Brasileira. Esse evento acha-se registrado em várias bacias do Nordeste do Brasil (Ponte, 1994), como as Bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá e de Sergipe e Alagoas. No entendimento dos mencionados autores, a Formação Aliança representaria a fase pré-rifte na evolução tectono-sedimentar das bacias da DAB. No entanto, mais recentemente, Fambrini et al. (2010a, 2019) aplicaram a denominação Início de Rifte de Prosser (1993) e Bosence (1998) para o início da fragmentação do Gondwana (fase pré-rifte de Ponte, 1971; Ghignone, 1972; 1979). Tal denominação ensejou vários trabalhos posteriores (Guzmán, 2015; Guzmán et al., 2015a, 2015b, 2016; Fambrini et al., 2013, 2016; Guzmán et al., 2020).

Assim como os *Lepidotes*, demais vertebrados da Bacia de Jatobá, representados pelos celacantos, hibodontídeos,

dipnoico e crocodilos, encontram-se com suas partes de maior durabilidade como ossos, dentes e osteodermos desarticulados e fragmentados, indicando que houve exposição e transporte antes do soterramento final. As intercalações de rochas carbonáticas acham-se ricas em fósseis de ostracodes, conchostráceos e diversos fragmentos ósseos, dentes isolados e escamas de peixes (*Lepidotes*), além de espinhos de nadadeira dorsal e dentes isolados de tubarões hibodontídeos, bem como de icnofósseis. A associação de ostracodes é característica de corpos lacustres de água-doce alcalinos (e.g. *Theriosynoecum pricei*, *T. uninodosa* e *Alicenula spp.*). De acordo com Guzmán et al. (2016, 2020), a presença de uma hidrologia estável com saldo positivo de precipitação-*evaporação* para o ambiente lacustre raso da Formação Aliança pode ser inferida às covariantes tendências isotópicas entre C e O junto a $\delta^{18}\text{O}$ pequena variação (≈ -2 para 1,4‰ VPDB) nas seções Puiú e Modubim.

O conjunto de dados para a Formação Aliança sugere deposição em lagos rasos nos quais periodicamente o nível variava bruscamente (períodos de exposição subaérea). A presença de formas fósseis exclusivamente não marinhas indica sedimentação de água doce. Assim, a paleogeografia da Formação Aliança inclui a presença de sistema lacustre, com aporte de sedimentos trazidos por rios efêmeros, formado por lagos intermitentes que evaporavam por condições climáticas e tectônicas formando a DAB desenvolvida no Andar Dom João. A Formação Sergi é aqui interpretada como originada por canais fluviais entrelaçados rasos e largos com baixa sinuosidade, nos quais, nas partes mais conglomeráticas, abundavam troncos fósseis silicificados (Figura 18). Algumas porções mostram retrabalhamento eólico. Tal interpretação foi sugerida por Fambrini et al. (2017, 2023) para a Formação Missão Velha da Bacia do Araripe, correlata da Formação Sergi. Em resumo, com base nas observações feitas neste estudo, sugere-se que a sedimentação da Formação Sergi, tal qual o Grupo Brotas, foi caracterizada por um clima quente e intermitentemente úmido, com variações bruscas e sazonais.

A idade da Formação Aliança ainda é motivo de intensos debates. No entanto, a presença de formas bem identificadas ao Jurássico (vide a seguir) e comparações com unidades correlatas forneceram um intervalo de idade mais provável para a unidade.

Como visto anteriormente, a posição cronoestratigráfica da Formação Aliança foi situada no Jurássico Superior (Andar local Dom João) em função da presença de ostracodes não marinhos, formas típicas desse andar, tais como *Theriosynoecum pricei* e *Darwinula oblonga* inicialmente por Viana (1966) e Viana et al. (1971), sendo confirmada ou aceita em trabalhos posteriores (e.g. Silva, 2012; Fambrini et al., 2016; Guzmán et al., 2016, 2020). No entanto, tais organismos revestem-se de caráter endêmico, restritos à DAB (Viana, 1966; Viana et al., 1971), deixando seu

posicionamento bioestratigráfico incerto (ver também Arai et al., 1989). Nessa linha de raciocínio, Arai et al. (1989) postularam que não existe nenhum elemento de datação para confirmar uma idade neojurássica para o Andar Dom João, argumentando que unidades equivalentes na Bacia do Gabão, na África Ocidental, apresentam uma datação mais antiga (Jurássico Médio) por meio de resultados palinológicos. Contudo, Caixeta et al. (1994) ratificam, com base em ostracodes e palinologia do Grupo Santo Amaro, uma idade neojurássica para o Grupo Brotas, incluindo as bacias do Recôncavo, Tucano Sul/Central e Tucano Norte/Jatobá. Caixeta et al. (1994) restringem, ainda, o Grupo Brotas ao Andar local Dom João ao cenário internacional do Tithoniano, utilizando essa idade em importantes revisões estratigráficas da Petrobras (como exemplo, Silva et al., 2006; Assine, 2007; Costa et al., 2007).

Em termos de correlação, a associação palinológica da parte média da Formação Missão Velha da Bacia de Araripe (correlacionada com a Formação Sergi da Bacia de Jatobá), descrita por Arai et al. (2001) e Coimbra et al. (2002), é bastante sugestiva de idade jurássica (Arai, 2006). Não obstante essas ponderações, um conjunto de três dados geocronológicos importantes devem ser considerados. O primeiro é o registro de uma idade radiométrica de 165 ± 15 Ma da base da Formação Aliança (Thomaz Filho e Lima, 1981), que rebaixa a unidade para o Jurássico Médio. O segundo conjunto refere-se aos dados palinológicos da Formação M'Vone da Bacia do Gabão, na África Ocidental. Tais dados resultaram em idades do Jurássico Médio (Wenger, 1973; Reyre, 1984; Arai et al., 1989), considerando-se que seja unidade correlata à Formação Aliança das bacias do Recôncavo-Tucano-Jatobá. Tais resultados geocronológicos indicam que a sedimentação das unidades do Andar Dom João começou durante o Jurássico Médio (andares Bathoniano ao Caloviano, Tabela 3) e provavelmente continuou até o Jurássico Superior. Outra datação radiométrica foi realizada mais recentemente por Silva et al. (2012) empregando método Rb/Sr rocha-total em minerais de argila aplicados à Formação Aliança na Bacia do Recôncavo. Esses dados obtidos pelos autores indicaram uma idade de deposição original atribuída ao Neotriássico para a Formação Aliança (226 ± 6 Ma). Tal idade mostra-se inconsistente em razão do próprio método empregado (ver as idades radiométricas para Itaparica Formação da fase rifte da Bacia do Recôncavo — 224 ± 32 Ma — no mesmo artigo), o qual apresenta uma imprecisão muito grande devido ao fato de que os minerais de argila ainda podem estar registrando a idade da área fonte dos sedimentos, ou seja, a origem dos minerais, e não necessariamente a idade de deposição original da rocha sedimentar, a despeito da suposição da ocorrência de homogeneização isotópica do elemento Sr durante a deposição desses sedimentos, desfavorecendo essa interpretação. Em síntese, não mostra a idade real da rocha portadora dos fósseis.

Tabela 3. Tabela comparativa das idades das formações Aliança e Sergi nas bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, e unidades correlatas. Maiores detalhes no texto.

| Período | Série/ Época | Fósseis/ datações Idades | Ostracodes <i>Theriosynocum</i> (1) | Dinosauria <i>Dilophosaurus</i> (2) | Tubarões hibodontídeos (<i>Planohybodus</i>) (3) | Palinologia Bacia do Gabão (4) | Idade radiométrica da base da Fm. Aliança (5) | Diques básicos Lavras da Mangabeira (6) | Troncos <i>Agathoxylon</i> (7) | Palinologia Fm. Missão Velha (8) |
|-----------|-----------------|--------------------------------|---|---|---|--------------------------------------|---|---|--------------------------------------|--|
| Cretáceo | | Albiano | | | | | | | | |
| | | Aptiano | | | | | | | | |
| | Inferior | 145 Ma | | | | | | | ? | |
| | | Barremiano | | | | | | | ? | |
| | | Hauteriviano | | | | | | | ? | |
| | | Valanginiano | | | | | | | | |
| | | Berriásiano | | | | | | | | |
| Jurássico | | 145 Ma | | | | | | | | |
| | | Superior | | | | | | | | |
| | | 163,5 ± 1,0 Ma | | | | | | | | |
| | | Médio | | | | | | | | |
| | | 174,1 ± 1,0 Ma | | | | | | | | |
| | | Bajociano | | | | | | | | |
| | | Aaleniano | | | | | | | | |
| | | Toarciano | | | | | | | | |
| | | Pliensbachiano | | | | | | | | |
| | | 201,3 ± 0,2 Ma | | | | | | | | |
| | | Sinemuriano | | | | | | | | |
| | | Hettangiano | | | | | | | | |
| Triássico | | Rhaetiano | | | | | | | | |
| | | Noriano | | | | | | | | |
| | | Carniano | | | | | | | | |

(1) Viana et al. (1971); (2) De Oliveira et al. (2022); (3) Rees e Underwood (2008), Silva (2012); (4) Wenger (1973), Reyre (1984), Arai et al. (1989); (5) Thomaz Filho e Lima (1981), Método K/Ar fração fina, idade radiométrica de 165 ± 15 Ma; (6) De Min et al. (2003), Método ⁴⁰Ar-³⁹Ar (198,4 ± 1,4 Ma); (7) Pires (2008), Pires e Sommer (2009); (8) Arai et al. (2001), Coimbra et al. (2002).

O mesmo erro em termos de datação Rb/Sr em rocha-total ocorre em relação a uma unidade correlativa da Formação Aliança (Formação Bananeira, Bacia de Sergipe-Alagoas) que produz uma idade radiométrica de $227,2 \pm 2,2$ Ma (Silva et al., 2006), ou seja, do Triássico. Por outro lado, idades obtidas por métodos biocronológicos, a despeito da variação do organismo utilizado, demonstram maior confiabilidade. Especialmente porque em relação à Formação Aliança, na Bacia de Jatobá, a idade bioestratigráfica obtida proveio de diferentes grupos taxonômicos com diferentes métodos que se encaixam entre os outros (por exemplo, ostracodes, tubarões hibodontiformes e o espécime de dinossauro neoterópoda recém-descoberto — De Oliveira et al. (2022) —, todos de idade mesojurássica a eocretácea).

Além dos fósseis de ostracodes e conchostráceos de água doce, ocorrem restos de peixes ósseos (*Mawsonia gigas*, *Lepidotes*, *Ceratodus* sp.), tubarões de água doce (*Planothybodus*) e plantas. Nesse contexto, os restos de tubarões revestem-se de importância na datação da Formação Aliança e, por consequência, do Andar Dom João. Nessa linha de entendimento, uma boa aproximação para a idade da deposição de sedimentos do Andar Dom João pode ser feita a partir da presença do gênero *Planothybodus*, encontrados em associação com ostracodes nesses depósitos. O gênero *Planothybodus* (Rees e Underwood, 2008) também foi descrito na Bacia de Lima Campos (Ceará), bem como na Bacia do Araripe (Ceará, Pernambuco e Piauí) no Brasil (Cupello et al., 2012; Pinheiro et al., 2011, 2013). Se se considerar como base o biozoneamento dos estratos da Europa Ocidental fundamentado em amonitas (Rees e Underwood, 2008), e onde *Planothybodus* apresenta uma distribuição vertical que vai do Bathoniano ao Barremiano, isso significaria dizer que a idade da Formação Aliança pode ter se iniciado no Jurássico Médio (Bathoniano). Recente descoberta de um neoterópoda reforça a argumentação em prol de idade jurássica mais jovem (Jurássico Médio ao Superior — De Oliveira et al., 2022) (Tabela 3).

Por outro lado, na Bacia de Lavras da Mangabeira, no Estado do Ceará (Figura 1), são descritos argilitos avermelhados da Formação Lavras da Mangabeira que se acham intrudidos por diques básicos toleíticos datados pelos métodos K-Ar (175 ± 4 Ma; Priem et al., 1978) e ^{40}Ar - ^{39}Ar ($198,4 \pm 1,4$ Ma; De Min et al., 2003), como discutido por Jardim de Sá et al. (2010, 2011). Os argilitos avermelhados da Formação Lavras da Mangabeira sobrepõem arenitos paleozoicos da Formação Iborepi, definindo um contexto estratigráfico muito semelhante à Formação Aliança. Por sua vez, Jardim de Sá et al. (2010, 2011) levantaram a possibilidade de que a parte inferior da Formação Brejo Santo da Bacia do Araripe, correlata à Formação Aliança, possa ser mais antiga que Jurássico Superior.

Sendo assim, diante dos dados apresentados, propõe-se que os processos de rifteamento tenham se iniciado no

Jurássico Inferior, conforme sugerido pelas datações dos diques básicos toleíticos de Lavras da Mangabeira de idade $198,4 \pm 1,4$ Ma (De Min et al., 2003). Sugere-se aqui que a idade de sedimentação da Formação Aliança tenha se iniciado no Jurássico Médio reforçada pela recente descoberta de dinossauro neoterópoda (*Dilophosaurus* datado do Jurássico Médio ao Superior — De Oliveira et al., 2022) e pelos tubarões *Planothybodus*, cuja amplitude vertical vai do Bathoniano (Jurássico Médio) ao Berriasiano (Cretáceo Inferior), e perdurado até o Jurássico Superior (Tithoniano), além dos registros dos icnofósseis (*Spongeliomorpha* ?) e dos ostracodes não marinhos. Ademais esses elementos, dados palinológicos de unidades correlatas (Formação Missão Velha da Bacia do Araripe — Coimbra et al., 2002; Formação M'Vone da Bacia do Gabão — Arai et al., 1989) e datações radiométricas de 165 ± 15 Ma da base da Formação Aliança (Thomaz Filho e Lima, 1981) robustecem o posicionamento da Formação Aliança dentro do Jurássico. A Tabela 3 mostra a distribuição das idades paleontológicas e geocronológicas disponíveis.

A Sequência de Início de Rife (Grupo Brotas) abrange as formações Aliança e Sergi (Fambrini et al., 2016). A Formação Aliança abarca sedimentos predominantemente pelíticos (argilitos e folhelhos vermelho-amarronzados), com delgadas camadas de calcários e arenitos calcíferos abundantemente fossilíferos. Os gêneros encontrados referem-se a ostracodes (*Theriosynoecum*, *Reconconvona* e *Alicenula*) que mostram afinidade com águas doces e habitavam corpos de água permanentes, como lagos (Guzmán, 2015; Guzmán et al., 2015a, 2015b, 2016, 2020). A Formação Sergi inclui arenitos médios a finos bem selecionados de ambiente eólico e arenitos grossos a médios, localmente conglomeráticos, relacionados a sistemas fluviais efêmeros. A unidade apresenta abundantes lenhos fósseis de coníferas.

Os depósitos sedimentares situados no Andar Dom João por suas ocorrências fósseis e posição estratigráfica similar foram reconhecidos nas bacias do Rife RTJ como formações Aliança e Sergi (Viana et al., 1971; Caixeta et al., 1994), Bacia Sergipe-Alagoas como formações Bananeiras e Serraria (Schaller, 1969; Da Rosa e Garcia, 2000; Castro et al., 2019), e Bacia do Araripe como formações Brejo Santo e Missão Velha (Braun, 1966; Coimbra et al., 2002; Barros et al., 2011; Fambrini et al., 2011, 2013, 2017, 2023) no Brasil. Na África, têm-se como depósitos correlatos as formações M'Vone e M'Dombo da Bacia do Gabão (Teisserenc e Villemin, 1989, Mbina Mounguengui et al., 2002, 2008).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Grupo Brotas representa a sedimentação continental inicial do preenchimento da Bacia de Jatobá após os fenômenos geológicos que ocasionaram a ruptura e a fragmentação do Gondwana. O Grupo Brotas compreende a unidade principal

da DAB, conjunto de bacias que caracterizaram o Jurássico no início dos eventos de rifteamento do Supercontinente Gondwana, constituindo a Sequência Início de Rifte.

As fácies e as associações de fácies descritas foram interpretadas como geradas por sistemas lacustres com hidrologia estável com balanço positivo entre precipitação e evaporação. As variações de coloração acham-se relacionadas às sazonalidades do nível do lago (períodos de exposição subaérea) e por sistemas fluviais efêmeros que alimentavam esse lago.

A ocorrência disseminada de organismos fósseis, tais como ostracodes não marinhos e conchostráceos, sugere que os sedimentos da Formação Aliança teriam sido depositados, possivelmente, em condições climáticas quentes e de características de água doce, corroborando a interpretação deposicional. A presença de restos de tubarões de água doce (*Hybodus*), dentes e osteodermos de crocodilomorfos Mesoeucrocodylia, traços fósseis de provável origem lacustre (*Spongeliomorpha*) e coprólitos reforça o caráter continental dos depósitos da Formação Aliança e, por conseguinte, do Grupo Brotas.

A fauna de ostracodes das amostras carbonáticas coletadas é caracterizada por *Theriosynoecum pricei*, *Theriosynoecum uninodosa*, *Theriosynoecum quadrinodosum*, *Reconcazona? jatobaensis* e *Alicemula* spp. Tais espécies são características de água doce, que habitavam corpos de água permanentes.

A Formação Aliança é a unidade lacustre (Lago Capianga) da grande bacia denominada DAB desenvolvida no Andar Dom João que apresenta correlatos na Bacia do Araripe (Formação Brejo Santo), na Bacia de Sergipe (Formação Bananeiras) e na Bacia do Gabão (Formação M'Vone).

A sequência sedimentar depositada durante o Jurássico (Início de Rifte) transcorreu sob condições climáticas áridas a semáridas na DAB, sendo constituída de pelitos lacustres vermelhos (Formação da Aliança) intercalados com ciclos fluviais entrelaçados e eólicos (Formação Sergi). As fácies e as associações de fácies sugerem deposição em lagos rasos nos quais periodicamente o nível variava bruscamente (períodos de exposição subaérea). Assim, a paleogeografia do Grupo Brotas inclui a presença de sistema lacustre, com aporte de sedimentos trazidos por rios efêmeros, formado por lagos intermitentes que evaporavam por condições climáticas e tectônicas (variações do nível do lago) formando a DAB desenvolvida no Andar Dom João.

Outra importante decorrência deste trabalho é a idade do Grupo Brotas. Conforme discutido anteriormente, sugere-se que a sedimentação tenha se iniciado pelo menos no Jurássico Médio e perdurado até o Jurássico Superior, confirmando idade jurássica para a unidade.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) o suporte

financeiro (Processo Universal 2012 em nome de Edison Vicente Oliveira); a bolsa PIBIC/CNPq de Pamela Caroline Silva de Sousa; as bolsas de Mestrado de Leonardo Marinho de Oliveira e Renan Gustavo Barbosa Queiroz; e as bolsas de produtividade em pesquisa de Alcina Magnólia Franca Barreto, Virginio Henrique de Miranda Lopes Neumann e Édison Vicente Oliveira. Ao PALEOLAB por facilitar as análises bioestratigráficas. Agradecemos também ao Laboratório de Geologia Sedimentar e Ambiental, ao Departamento de Geologia (DGEO/UFPE), ao PRH-26 ANP e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFPE. Ao Comitê Editorial da *Geologia USP. Série Científica*, particularmente ao Chefe da Seção de Publicações – IGc/USP, Sr. Daniel Machado, bem como aos revisores anônimos, pelas corretas observações que aperfeiçoaram o manuscrito original.

REFERÊNCIAS

- Almeida-Lima, D. S., Piovesan, E. K., Guzmán, J., Melo Mendes, D., Neumann, V. H. M. L. (2022). Non-marine ostracods from the Late Jurassic–Early Cretaceous of Araripe, Jatobá and Tucano Norte basins, northeast Brazil Ostracodes non marins Jurassique Supérieur–Cretace Inferieur des bassins d'Araripe, Jatobá et Tucano Norte, nord-est Bresil. *Revue de Micropaléontologie*, 74, 100605. <https://doi.org/10.1016/j.revmic.2022.100605>
- Anadón, P., Cabrera, L., Kelts, K. (Eds.) (1991). *Lacustrine facies analysis* (v. 13). Special Publication of the International Association of Sedimentologists. Amsterdam: Blackwell. <https://doi.org/10.1002/9781444303919>
- Aragão, M. A. N. F., Peraro, A. A. (1994). Elementos estruturais do rifte Tucano/Jatobá. *III Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, Boletim, p. 161-165. Rio Claro: UNESP.
- Arai, M. (2006). Revisão estratigráfica do Cretáceo Inferior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. *Geociências*, 25(1), 7-15.
- Arai, M., Coimbra, J. C., Silva-Telles Jr., A. C. (2001). Síntese Bioestratigráfica da Bacia do Araripe (Nordeste do Brasil). *II Simpósio sobre a Bacia do Araripe e Bacias Interiores do Nordeste*, 1, 109-117. Crato: SBG. (Coleção Chapada do Araripe.)
- Arai, M., Hashimoto, A. T., Uesugui, N. (1989). Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 3(1-2), 87-103.
- Assine, M. L. (1994). Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(4), 223-232.

- Assine, M. L. (2007). Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 371-389.
- Bandeira, K. L. N., Brum, A. S., Pêgas, R. V., Souza, L. G., Pereira, P. V. L. G. C., Pinheiro, A. E. P. (2021). The first jurassic theropod from Sergi formation, Jatobá basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 93(supl. 2), e20201557. <https://doi.org/10.1590/0001-3765202120201557>
- Barreto, P. M. C. (1968). O Paleozoico da Bacia do Jatobá. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 17(1), 29-45, il. Disponível em: http://boletim.siteoficial.ws/pdf/1968/17_1-29-45.pdf. Acesso em: 13 out. 2023.
- Barros, C. L., Fambrini, G. L., Galm, P. C., Agostinho, S. M. (2011). Ostracodes da Formação Brejo Santo (Neojúrrássico?), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: implicações paleoambientais e sistemática paleontológica. *Estudos Geológicos*, 21, 105-122.
- Bohacs, K. M., Carroll, A. R., Neal, P. J. (2003). Lessons from large lake systems-Thresholds, nonlinearity, and strange attractors. In: Chan, M. A., Archer, A. W. (Eds.), *Extreme Depositional Environments: Mega End Members in Geological Time*. Geological Society of America Special Papers, 370, 75-90. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.75>
- Bohacs, K. M., Carroll, A. R., Neal, P. J., Mankiewicz, P. J. (2000). Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic geochemical framework. In: Gierlowski-Kordesh, E. H., Kelts, K. R. (Eds.), *Lake basins Trough Space and Time*. AAPG Studies in Geology, 46, 3-34. <https://doi.org/10.1306/St46706C1>
- Bordy, E. M., Catuneanu, O. (2001). Sedimentology of the upper Karoo fluvial strata in the Tuli Basin, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 33(3-4), 605-629. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(01\)00090-2](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(01)00090-2)
- Bosence, D. W. J. (1998). Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: Purser, B. H., Bosence, D. W. J. (eds.), *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins Red Sea: Gulf of Aden*. Cham: Springer, 9-25. https://doi.org/10.1007/978-94-011-4930-3_2
- Braun, O. P. G. (1966). *Estratigrafia dos Sedimentos da Parte Inferior da Região Nordeste do Brasil (Bacias do Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe)*. Boletim n. 236. Rio de Janeiro: Divisão de Geologia e Mineralogia/DNPM, 75 p.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R. (2000). Tectonic history of the Borborema Province. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.). *Tectonic evolution of the South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 151-182. Disponível em: <https://repositorio.usp.br/item/001131015>. Acesso em: 13 out. 2023.
- Brito Neves, B. B., Silva Filho, A. F. (2018). Superterreno Pernambuco-Alagoas na Província Borborema: ensaio de regionalização tectônica. *Geologia USP. Série Científica*, 19(2), 3-28. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v19-148257>
- Bromley, R. G. (1990). *Trace fossils: Biology and Taphonomy*. Londres: Unwin Hyman, 280 p.
- Bromley, R. G. (1996). *Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications*. 2. ed. Londres: Chapman & Hall, 361 p.
- Bromley, R. G., Frey, R. W. (1974). Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 23, 311-335. Disponível em: <https://decapoda.nhm.org/pdfs/14132/14132.pdf>. Acesso em: 13 out. 2023.
- Buatois, L. A., Mángano, M. G. (1995). The paleoenvironmental and paleoecological significance of the lacustrine *Mermia* ichnofacies: an archetypical subaqueous nonmarine trace fossil assemblage. *Ichnos*, 4(2), 151-161. <https://doi.org/10.1080/10420949509380122>
- Buatois, L. A., Mángano, M. G. (1998). Trace fossil analysis of lacustrine facies and basins. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 140(1-4), 367-382. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00020-0](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00020-0)
- Buatois, L. A., Mángano, M. G. (2002). Trace Fossils from Carboniferous floodplain deposits in western Argentina: implications for ichnofacies models of continental environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183(1-2), 71-86. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00459-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00459-X)
- Buatois, L. A., Mángano, M. G. (2004). Ichnology of fluvio-lacustrine environments: animal substrate interactions in freshwater ecosystems. In: McIlroy, D. (Ed.), *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*. Londres: Geological Society London, Special Publication, 228, 311-333. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.228.01.14>
- Buatois, L. A., Mángano, M. G. (2009). Applications of ichnology in lacustrine sequence stratigraphy: potential and limitations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 272(3-4), 127-142. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.10.012>

- Caixeta, J. M., Bueno, G. V., Magnavita, L. P., Feijó, F. J. (1994). Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1), 163-172.
- Carvalho, A. R. A., Oliveira, G. R., Barreto, A. M. F. (2021). New Crocodylomorpha remains from the late jurassic Aliança Formation (Dom João stage), Jatobá a Basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 109, 103256. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103256>
- Carvalho, R. R., Neumann, V. H. M. L., Fambrini, G. L., Assine, M. L., Vieira, M. M., Rocha, D. E. G. A., Ramos, G. M. S. (2018). The basal siliciclastic Silurian-Devonian Tacaratu Formation of the Jatobá Basin: analysis of facies, provenance and palaeocurrents. *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.07.004>
- Castro, H. R. S., Figueiredo, F. T., Franco, L. S., Gomes, P. V. O., Soares, I. R., Andrade, L. L., Ramos, M. A. C., Moraes, J. D. S. (2019). Facies distribution as a response to early rift tectonic activity in the Sergipe-Alagoas basin, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 383, 216-237. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.01.008>
- Cavinato, G. P., Carusi, C., Dall'Asta, M., Miccadei, E., Piacentini, T. (2002). Sedimentary and tectonic evolution of Plio-Pleistocene alluvial and lacustrine deposits of Fucino Basin (central Italy). *Sedimentary Geology*, 148(1-2), 29-59. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(01\)00209-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(01)00209-3)
- Coimbra, J. C., Arai, M., Carreño, A. L. (2002). Lower Cretaceous microfossils from Araripe basin, Northeastern Brazil: a stratigraphical approach. *Geobios*, 35(6), 687-698. [https://doi.org/10.1016/S0016-6995\(02\)00082-7](https://doi.org/10.1016/S0016-6995(02)00082-7)
- Collinson, J. D., Mountney, N., Thompson, D. B. (2006). *Sedimentary Structures*. Hertfordshire: Terra, 292 p.
- Costa, I. P., Bueno, G. V., Milhomem, P. S., Silva, H. S. R. L., Kosin, M. D. (2007). Sub-bacia de Tucano Norte e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 445-453.
- Costa, I. P., Milhomem, P. S., Carvalho, M. S. S. (2003). *Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Jatobá*. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, Série Bacias Sedimentares.
- Cupello, C. D., Bermúdez-Rochas, D. D., Martill, D. M., Brito, P. M. (2012). The Hybodontiformes (Chondrichthyes: Elasmobranchii) from the Missão Velha Formation (?Lower Cretaceous) of the Araripe Basin, North-East Brazil. *Comptes Rendus Palevol*, 11(1), 41-47. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2011.09.005>
- Da Rosa, A. A., Garcia, A. J. (2000). Palaeobiogeographic aspects of northeast Brazilian basins during the Berriasian before the break up of Gondwana. *Cretaceous Research*, 21(2-3), 221-239. <https://doi.org/10.1006/crel.2000.0209>
- De Cesero, P., Ponte, F. C. (1972). Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 11(1), 1-18.
- De Min, A., Piccirillo, E. M., Marzoli, A., Bellieni, G., Renne, P. R., Ernesto, M., Marques, L. S. (2003). The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: Petrology, Geochemistry, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages, paleomagnetism and geodynamic implications. In: Hames, W., Mchone, J. G., Renne, P., Ruppel, C. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from fragments of Pangea*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, 136, 91-128. <https://doi.org/10.1029/136GM06>
- De Oliveira, L. M., Oliveira, E. V., Fambrini, G. L. (2022). The first dinosaur from the Jurassic Aliança Formation of northeastern Brazil, west Gondwana: a basal Neotheropoda and its age and paleobiogeographical significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103835. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103835>
- Fambrini, G. L., Barreto Junior, A. M., Oliveira, E. V., Silva-Filho, W. F., Neumann, V. H. M. L. (2023). Sedimentology and stratigraphy of silicified fossil trunks bearing Missão Velha Formation (late Jurassic-early Cretaceous), Araripe Basin, Northeastern Brazil: paleoclimatic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 131, 104624. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2023.104624>
- Fambrini, G. L., Lemos, D. R., Tesser Jr., S., Araújo, J. T., Silva-Filho, W. F., Souza, B. Y. C., Neumann, V. H. (2011). Estratigrafia, Arquitetura Depositional e Faciologia da Formação Missão Velha (Neojurássico-Eocretáceo) na Área-Tipo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: Exemplo de Sedimentação de Estágio de Início de Rife a Clímax de Rife. *Geologia USP. Série Científica*, 11(2), 55-87. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2011000200004>
- Fambrini, G. L., Lima-Filho, M. F., Costa, B. H., Jesuíno, P. C. L., Tesser Jr., S. (2006). Sistemas fluviais entrelaçados de alta energia da Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil. *XLIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Aracaju: SBG, p. 289.
- Fambrini, G. L., Lima-Filho, M., Tesser Jr., S., Costa, B. H., Jesuíno, P. C. L., Valença, L. M. M., Neumann, V. H. (2007). Paleocorrentes fluviais da Formação São Sebastião, Bacia de Jatobá, NE do Brasil. *XXII Simpósio de Geologia do Nordeste*. Natal: SBG, p. 45.

- Fambrini, G. L., Neumann, V. H. M. L., Guzmán, J., Oliveira, E. V., Piovesan, E. K., Sial, A. N. (2016). Sequência de Início de Rifte (Grupo Brotas) da Bacia de Jatobá: resultados preliminares. *XLVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre: SBG.
- Fambrini, G. L., Neumann, V. H. M. L., Lemos, D. R., Araújo, J. T., Lima-Filho, M. F., Tesser Jr., S. (2010a). Fácies and architectural elements of Missão Velha Formation (Upper Jurassic-Eocretaceous), Araripe Basin, Northeastern Brazil. *XVIII International Sedimentological Congress*, v. único, p. 332. Mendoza: IAS/Petrobras.
- Fambrini, G. L., Neumann, V. H. M. L., Lemos, D. R., Araújo, J. T., Lima-Filho, M. F., Tesser Jr., S. (2010b). Stratigraphy and sedimentology of Rift Initiation to Rift Climax stages of the Araripe Basin, Northeastern Brazil: new considerations. *XVIII International Sedimentological Congress*, v. único, p. 104. Mendoza: IAS/Petrobras.
- Fambrini, G. L., Neumann, V. H. M. L., Menezes-Filho, J. A. B., Rocha, D. E. G. A., Durval, L. G., Jesuino, P. C. L. (2013). Fácies e sistemas deposicionais da Formação São Sebastião (Eocretáceo), Bacia de Jatobá, PE: contribuição à evolução geológica do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, Nordeste do Brasil. *XXV Simpósio de Geologia do Nordeste*, 23, 176-177. Gravata: SBG - Núcleo Nordeste.
- Fambrini, G. L., Neumann, V. H. M. L., Menezes-Filho, J. A. B., Silva Filho, W. F., Oliveira, E. V. (2017). Fácies architecture of fluvial Missão Velha Formation (Neojurassic-Eocretaceous), Araripe Basin, Northeast Brazil: paleogeographic and tectonic implications. *Acta Geologica Polonica*, 67(4), 515-545. <https://doi.org/10.1515/aggp-2017-0029>
- Fambrini, G. L., Rocha, D. E. G. A., Oliveira, E. V., Jesuino, P. C. L., Menezes-Filho, J. A. B., Queiroz, R. G. B., Neumann, V. H. (2019). Análise faciológica e deposicional dos depósitos flúvio-eólicos da Formação São Sebastião (Eocretáceo), região de Campos-Ibimirim, Bacia de Jatobá, PE, Nordeste do Brasil. *Geociências*, 38(1), 1-31.
- Frey, R. W., Pemberton, S. G., Fagerstrom, J. A. (1984). Morphological, ichnological, and environmental significance of the ichnogenera *Scoyenia* and *Ancorichnus*. *Journal of Paleontology*, 58(2), 511-528.
- Fürsich, F. T. (1973). A revision of the trace fossils Spongeliomorpha, Ophiomorpha and Thalassinoides. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 12, 719-735.
- Garcia, A. J. V., Wilbert, A. (1994). Palaeogeography evolution of Mesozoic pre-rift sequences in coastal and interior basins of northeastern Brazil. In: Embry, A. F., Beauchamp, B., Glass, D. J. (eds.), *Pangea: global environments and resources: Memoir 17*. Canadian Society of Petroleum Geology, 123-130.
- Ghignone, J. I. (1972). A evolução estrutural do Recôncavo durante o tempo Candeias. *Revista Brasileira de Geociências*, 2, 35-50.
- Ghignone, J. I. (1979). Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: Inda, H. A. V. (org.). *Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia*. Salvador: SME/CPM, 1, 23-117.
- Gibert, J. M., Ekdale, A. A. (2010). Paleobiology of the crustacean trace fossil Spongeliomorpha iberica in the Miocene of southeastern Spain. *Acta Palaeontologica Polonica*, 55(4), 733-740. <https://doi.org/10.4202/app.2010.0010>
- Guzmán, J. (2015). *Ostracodes e geoquímica das camadas carbonáticas da Formação Aliança da Bacia de Jatobá na localidade de Campos, Ibimirim-PE, Nordeste do Brasil*. Dissertação (Mestrado). Recife: Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 105 p.
- Guzmán, J., Fambrini, G. L., Usma, C. C., Oliveira, E. V. (2015a). Estratigrafia da Bacia de Jatobá: Estado da Arte. *Estudos Geológicos*, 25(1), 53-76. <https://doi.org/10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v25n1p53-76>
- Guzmán, J., Piovesan, E. K., Fambrini, G. L., Oliveira, E. V. (2016). Non-marine ostracoda from Aliança Formation in the north-central portion of the Jatobá Basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 19(1), 15-24. <https://doi.org/10.4072/rbp.2016.1.02>
- Guzmán, J., Piovesan, E. K., Oliveira, E. V., Sial, A. N., Fambrini, G. L. (2015b). O Andar local Dom João na Bacia de Jatobá: ostracodes, quimioestratigrafia e petrografia. *XXIV Congresso Brasileiro de Paleontologia*, ed. esp. Crato: SBP, p. 103.
- Guzmán, J., Sial, A. N., Piovesan, E. K., Oliveira, E. V., Fambrini, G. L. (2020). Paleolimnological reconstruction of a marginal area of the Jurassic Capianga Lake, Jatobá Basin, northeastern Brazil. *Journal of Paleolimnology*, 63, 113-128. <https://doi.org/10.1007/s10933-019-00105-0>
- Hjellbakk, A. (1997). Facies and fluvial architecture of a high energy braided river: The Upper Proterozoic Segladden Member, Varanger Peninsula, northern Norway. *Sedimentary Geology*, 114(1-4), 131-141. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(97\)00075-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00075-4)

- James, N. P., Dalrymple, R. W. (2010). *Fácies models 4*. Geological Association of Canada, Geotext 6, 586 p.
- Jardim de Sá, E. F., Antunes, A. F., Cordoba, V. C., Alvez da Silva, F. C., Souza, D. C., Cruz, L. R., Almeida, C. B., Medeiros, W. E. (2010). Evolução do rifte na Margem Leste-Setentrional Brasileira: contribuição dos projetos ANP/UFRN/PPGG. *XLV Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 224. Belém: SBG.
- Jardim de Sá, E. F., Antunes, A. F., Cordoba, V. C., Vasconcelos, P. M. P., Scherer, C. M. S., Silva, F. C. A., Souza, D. C., Cruz, L. R., Nascimento, M. A., Almeida, C. B., Aquino, M. M., Cardoso, F. C., Medeiros, W. E., Lins, F. A. P. L. (2011). Structural, Stratigraphy and Geochronological Constraints of the Mesozoic Rifting in Northeast Brazil, Bearing to the Opening of the South Atlantic. *III International Gondwana Symposium*, Gondwana 14, v. 1, p. 224. Búzios.
- Jones, J., Frostick, L. E., Astin, T. R. (2001). Braided stream and flood plain architecture: the Rio Vero Formation, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology*, 139(3-4), 229-260. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(00\)00165-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00165-2)
- Kuchle, J., Scherer, C. M. S., Born, C. C., Alvarenga, R. S., Adegas, F. A. (2011). A contribution to regional stratigraphic correlations of the Afro-Brazilian depression – The Dom João Stage (Brotas Group and equivalent units – Late Jurassic) in Northeastern Brazilian sedimentary basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 31(4), 358-371. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.02.007>
- Le Heron, D. P., Buslov, M. M., Davies, C., Richards, K., Safonova, I. (2008). Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia. *Sedimentary Geology*, 208(1-2), 45-60. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.05.001>
- Magnavita, L. P. (1992). *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil*. PhD (Thesis). Oxford: University of Oxford, 492 p.
- Magnavita, L. P., Cupertino, J. A. (1987). Conceção atual sobre as bacias de Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 1(2), 119-134.
- Magnavita, L. P., Davison, I., Kuszniir, N. J. (1994). Rifting, erosion, and uplift history of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, northeast Brazil. *Tectonics*, 13(2), 367-388.
- Magnavita, L. P., Szatmari, P., Cupertino, J. A., Destro, N., Roberts, D. G. (2012). The Recôncavo Basin. In: David, G., Roberts, D. G., Bally, A. W. (eds.), *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*. Amsterdam: Elsevier Science, p. 383-420.
- Malka, M., Olsen, P. E., Christie-Blick, N. (2003). Lacustrine facies typology in the Triassic-Jurassic rifts of eastern North America and Greenland compared to that of the Eocene Green River Formation of Wyoming. *Northeastern Section - 38th Annual Meeting*. The Geological Society of America (GSA), Session No. 6--Booth# 35.
- Marsh, A. D., Rowe, T. B. (2020). A comprehensive anatomical and phylogenetic evaluation of *Dilophosaurus wetherilli* (Dinosauria, Theropoda) with descriptions of new specimens from the Kayenta Formation of northern Arizona. *Journal of Palaeontology*, 94(Supl. 78), 1-103. <https://doi.org/10.1017/jpa.2020.14>
- Mbina Mounguengui, M., Lang, J., Guiraud, M. (2008). Sedimentary dynamics and extensional structuring related to early Cretaceous rifting of Neocomian and Barremian deposits of the interior basin of Gabon. *Journal of African Earth Sciences*, 51(5), 239-256. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2008.01.008>
- Mbina Mounguengui, M., Lang, J., Guiraud, M., Jocktane, O. (2002). Sedimentary dynamics and structural geology of pre-rift deposits of the interior basin of Gabon. *Journal of African Earth Sciences*, 35(2), 315-329. [https://doi.org/10.1016/s0899-5362\(02\)00035-0](https://doi.org/10.1016/s0899-5362(02)00035-0)
- Melchor, R. N., Bedatou, E., De Valais, S., Genise, J. F. (2006). Lithofacies distribution of invertebrate and vertebrate trace-fossil assemblages in an Early Mesozoic ephemeral fluvio-lacustrine system from Argentina: implications for the Scoyenia ichnofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239(3-4), 253-285. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.01.011>
- Melchor, R. N., Bromley, R. G., Bedatou, E. (2009). Spongeliomorpha in nonmarine settings: an ichnotaxonomic approach. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100(4), 429-436. <https://doi.org/10.1017/S1755691009008056>
- Mendes, D. M., Gonzalez, J. G., Neumann, V. H. M. L., Piovesan, E. K. (2020). Caracterização geológica e estratigráfica da região a norte de Inajá (PE), Bacia de Jatobá, nordeste do Brasil. *Revista de Geociências do Nordeste*, 6(2), 32-44. <https://doi.org/10.21680/2447-3359.2020v6n2ID19052>
- Menezes Filho, N. R., Santos, R. A., Souza, J. D. (1988). *Programa levantamentos geológicos básicos do Brasil-Folha de Jeremoabo-Estado da Bahia*. Brasília: DNPM/CPRM project, 113 p.

- Miall, A. D. (1977). A review of the braided-rivers depositional environment. *Earth Science Review*, 13(1), 1-62. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(77\)90055-1](https://doi.org/10.1016/0012-8252(77)90055-1)
- Miall, A. D. (1978). Lithofacies types and vertical profile models in braided-rivers deposits: a summary. In: Miall, A. D. (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir n. 5, p. 597-604.
- Miall, A. D. (1996). *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Berlim: Springer, 582 p.
- Miall, A. D. (2000). *Principles of sedimentary basin analysis*. 3. ed. Nova York: Springer-Verlag, 616 p.
- Miall, A. D. (2014). *Fluvial Depositional Systems*. Berlim: Springer (Geology), 316 p.
- Milani, E. J., Davison, I. (1988). Basement control and transfer tectonics in the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift, Northeast Brazil. *Tectonophysics*, 154(1-2), 41-70. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90227-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90227-2)
- Moura, J. A. (1972). Algumas espécies e subespécies novas de ostracodes da bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras*, 15(8), 245-263.
- Neumann, V. H. M. L., Rocha, D. E. G. A. (2014). Stratigraphy of the Post-Rift Sequences of the Jatobá Basin, Northeastern Brazil. In: Rocha, R., Pais, J., Kullberg, J. C., Finney, S. (Eds.), *Strati 2013*. Cham: Springer International Publishing, p. 553-557. https://doi.org/10.1007/978-3-319-04364-7_106
- Neumann, V. H. M. L., Rocha, D. E. G. A., Moraes, A. S., Sial, A. N., Taboada-Castro, M. T., Barbosa, J. A., Fambrini, G. L., Carvalho, R. R. (2010). Microfacies carbonáticas e comportamento isotópico de C e O nos calcários laminados aptianos lacustres da Serra Negra, Bacia do Jatobá, Nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos*, 20(1), 89-100.
- Neumann, V. H. M. L., Rocha, D. E. G. A., Vortisch, W., Gratzner, R., Lima-Filho, M., Barbosa, J. A., Fambrini, G. L. (2013). Sedimentary Facies and Palaeoenvironmental Records of an Intracratonic Basin Lake: Aptian Lacustrine Crato Formation, Jatobá Basin, NE Brazil. *AAPG Annual Convention and Exhibition*. Pittsburgh: AAPG, v. 50882.
- Pemberton, S. G., Frey, R. W. (1982). Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Paleocophycus* dilemma. *Journal of Paleontology*, 56(4), 843-881. Disponível em: <https://www.jstor.org/stable/1304706>. Acesso em: 8 nov. 2023.
- Pemberton, S. G., MacEachern, J. A., Frey, R. W. (1992). Trace Fossil Facies Models: Environmental and Allostratigraphic Significance. In: Walker, R. G., James, N. P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Ottawa: Geological Society of Canada, p. 47-72.
- Pemberton, S. G., MacEachern, J. A., Saunders, T. (2004). Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. In: McIlroy, D. (ed.), *The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis*. Geological Society Special Publication, 228(1), 29-62. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.2004.228.01.03>
- Peraro, A. A. (1995). Caracterização sísmica do tectonismo transcorrente na Bacia do Jatobá. *IV Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, v 1, p. 1-3. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica.
- Pinheiro, F. L., Figueiredo, A. E. Q., Dentzien-Dias, P., Fortier, D. C., Schultz, C. L., Viana, M. S. S. (2013). *Planohyodus marki* sp. nov., a new fresh-water hybodontid shark from the Early Cretaceous of northeastern Brazil. *Cretaceous Research*, 41, 210-216. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2012.12.005>
- Pinheiro, F. L., Figueiredo, A. E. Q., Fortier, D. C., Viana, M. S. S., Schultz, C. L. (2011). Fauna de vertebrados eocretácicos de um afloramento da bacia de Lima Campos, Ceará, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 14(2), 189-198. <https://doi.org/10.4072/rbp.2011.2.07>
- Pinto, I. D., Sanguinetti, Y. T. (1958). *Bisulcocypriis*: a new Mesozoic genus and preliminary notes about its relation with *Metacypriis* and allied forms. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 7, 75-90.
- Pires, E. F. (2008). *Análises dendrológicas no Cretáceo Inferior das bacias do Araripe e Paraná: determinação de paleoclimas regionais e relação com biomas globais do Mesozoico*. 180p. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Pires, E. F., Sommer, M. G. (2009). Plant-arthropod interaction in the Early Cretaceous (Berriasian) of the Araripe Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 27(1), 50-59. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.09.004>
- Ponte, F. C. (coord.) (1971). *Evolução paleogeológica do Brasil Oriental e da África Ocidental*. Salvador: Petrobras. Relatório interno.
- Ponte, F. C. (1992). Sistemas deposicionais na Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. *II Simpósio sobre as Bacias Cretácicas Brasileiras*. Rio Claro: UNESP, 81-84.

- Ponte, F. C. (1994). Extensão paleogeográfica da Bacia do Araripe no Mesocretáceo. *III Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, p. 131-135. Rio Claro.
- Ponte, F. C., Asmus, H. E. (1976). The Brazilian marginal basins: current state of knowledge. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48 (Supl.), 215-239.
- Ponte, F. C., Asmus, H. E. (1978). Geological framework of the Brazilian continental margin. *Geologische Rundschau*, 67(1), 201-235. <https://doi.org/10.1007/BF01803262>
- Ponte, F. C., Ponte Filho, F. C. (1996a). *Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe*. Recife: Departamento Nacional da Produção Mineral, 4º e 10º Distritos Regionais, Delegacias do Ministério das Minas e Energia em Pernambuco e Ceará, 68 p.
- Ponte, F. C., Ponte Filho, F. C. (1996b). Evolução tectônica e classificação da Bacia do Araripe. *IV Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, p. 123-133. Águas de São Pedro: UNESP/IGC.
- Poropat, S. F., Colin, J.-P. (2012). Early Cretaceous ostracod biostratigraphy of eastern Brazil and western Africa: an overview. *Gondwana Research*, 22(3-4), 772-798. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.06.002>
- Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A. I. M., Verschure, R. H., Hebeda, E. H., Verdurmen, E. A. T. H., Bon, E. H. (1978). K-Ar dating of a basaltic layer in the sedimentary Lavras basin, northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 8, 262-269.
- Prosser, S. (1993). Rift-related Linked Depositional Systems and Their Seismic Expression. *Geological Society of London, Special Publication*, 71(1), 35-66. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.071.01.03>
- Queiroz, R. G. B., Fambrini, G. L., Neumann, V. H. M. L. (2017). Geologia da área centro-leste da Folha Airi, Bacia de Jatobá, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, 27(2), 82-109. <https://doi.org/10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v27n2p82-109>
- Reading, H. G. (1996). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Malden: Blackwell Science, 668 p.
- Rees, J. N., Underwood, C. J. (2008). Hybodont sharks of the English Bathonian and Callovian (Middle Jurassic). *Palaeontology*, 51(1), 117-147. <https://doi.org/10.1111/j.1475-4983.2007.00737.x>
- Reyre, D. (1984). Remarques sur l'origine et l'évolution des bassins sédimentaires africains de la côte atlantique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 26(6), 1041-1059. Disponível em: <http://pubs.geoscienceworld.org/sgf/bsgf/article-pdf/S7-XXVI/6/1041/2974767/1041.pdf>. Acesso em: 19 dez. 2023.
- Rocha, D. E. G. A. (2011). *Caracterização do intervalo carbonático aptiano da Bacia do Jatobá, NE do Brasil*. Tese (Doutorado). Recife: Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 124 p.
- Rocha, D. E. G. A., Amaral, C. A. (2007). Caracterização Geológica e Geométrica dos Aquíferos (Meta B). In: Costa, W. D., Feitosa, F. A. C. (Coords.), *Hidrogeologia da Bacia Sedimentar do Jatobá: Sistema Aquífero Tacaratu/Inajá*. Brasília: Ministério de Minas e Energia. Disponível em: <https://www.yumpu.com/pt/document/view/14512307/caracterizacao-geologica-e-geometrica-dos-aquiferos-cprm>. Acesso em: 8 nov. 2023.
- Rocha, D. E. G. A., Leite, J. F. (1999). *Estudo Hidrogeológico da Bacia do Jatobá - Geologia*. Recife: SGB-CPRM. Disponível em: <https://rigeo.sgb.gov.br/handle/doc/2435>. Acesso em: 8 nov. 2023.
- Sáez, A., Cabrera, L. (2002). Sedimentological and palaeohydrological responses to tectonics and climate in a small, closed, lacustrine system: Oligocene As Pontes Basin (Spain). *Sedimentology*, 49(5), 1073-1094. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00490.x>
- Santos, C. F., Cupertino, J. A., Braga, J. A. E. (1990). Síntese sobre a geologia das bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá. In: Raja Gabaglia, G. P., Milani, E. J. (Coords.), *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro: Petrobras, p. 235-266.
- Santos, E. J. (1995). *O Complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP. <https://doi.org/10.11606/T.44.1995.tde-28102015-094036>
- Schanley, K. W., McCabe, P. J. (1994). Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association Petroleum Geology Bulletin*, 78(4), 544-568. <https://doi.org/10.1306/BDF9258-1718-11D7-8645000102C1865D>
- Scherer, C. M. S., Lavina, E. L. C., Dias Filho, D. C., Oliveira, F. M., Bongiollo, D. E., Aguiar, E. S. (2007). Stratigraphy and facies architecture of the fluvial-aeolian-lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 194(3-4), 169-193. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.06.002>

- Schlirf, M. (2000). Upper Jurassic trace fossils from the Boulonnais (northern France). *Geologica et Paleontologica*, 34, 145-213.
- Schlirf, M. (2005). *Revision and description of Keuper (Middle Ladinian to Rhaetian) invertebrate trace fossils from the southern part of the Germanic Basin and studies of related material*. Würzburg: University of Würzburg, 300 p.
- Schlirf, M., Uchman, A., Kümmel, M. (2001). Upper Triassic (Keuper) non-marine trace fossil from the Haßberge area (Franconia, south-eastern Germany). *Paläontologische Zeitschrift*, 75, 71-96. <https://doi.org/10.1007/BF03022599>
- Selley, R. C. (2000). *Applied sedimentology environments, a brief survey*. Londres: Academic Press.
- Silva, D. R. A., Mizusaki, A. M. P., Milani, E. J., Pimentel, M. M. (2012). Depositional ages of Paleozoic and Mesozoic pre-rift supersequences of the Recôncavo Basin in northeastern Brazil: a Rb-Sr radiometric study of sedimentary rocks. *Journal of South American Earth Sciences*, 37, 13-24. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2011.12.006>
- Silva, D. R. A., Mizusaki, A. M. P., Milani, E. J., Tassinari, C. C. G. (2006). Idade deposicional da Formação Bananeiras (Bacia de Sergipe-Alagoas): uma aplicação do método radiométrico Rb-Sr em rochas sedimentares. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 14, 235-245.
- Silva, M. C. (2012). *Paleovertebrados da Formação Aliança, Jurássico Superior, Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil*. Tese (Doutorado). Recife: Universidade Federal de Pernambuco, 163 p. Disponível em: <https://repositorio.ufpe.br/handle/123456789/12127>. Acesso em: 8 nov. 2023.
- Silva, M. C., Carvalho, M. S., Barreto, A. M., Carvalho, I. S. (2011). Paleoiçtifauna da Formação Aliança (Jurássico Superior), Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil. In: Carvalho, I. S., Srivastava, N., Strohschoen, O., Lana, C. C. (Eds.), *Paleontologia: Cenários de Vida*. Rio de Janeiro: Interciência, p. 595-608.
- Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Van Schmus, W. R., Dantas, E. L., Armstrong, R., Concentino, L., Lima, D. (2013). Long-lived Neoproterozoic high-K magmatism in the Pernambuco-Alagoas domain, Borborema Province, northeast Brazil. *International Geology Review*, 55(10), 1280-1299. <https://doi.org/10.1080/00206814.2013.774156>
- Sousa, P. C. S. (2019). *Mapeamento geológico da região do Povoado de Campos, Ibimirim - PE*. Monografia de Graduação. Recife: UFPE, 86 p.
- Sousa, P. C. S., Fambrini, G. L., Queiroz, R. G. B., Oliveira, L. M. (2020). Geologia da área nordeste da Folha Poço da Cruz, Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos*, 30(1), 45-78. <https://doi.org/10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v30n1p45-78>
- Talbot, M. R., Allen, P. A. (1996). Lakes. In: Reading, H. G. (Ed.), *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. New Jersey: Blackwell Science, p. 83-124.
- Teisserenc, P., Villemain, J. (1989). Sedimentary Basin of Gabon – Geology and oil systems. In: Edwards, J. D., Santogrossi, P. A. (eds.), *Divergent/passive margin basins*. AAPG, Memoir, 48, 117-199. <https://doi.org/10.1306/M48508C3>
- Thomaz Filho, A., Lima, V. Q. (1981). Datação radiométrica de rochas sedimentares pelíticas pelo método Rb-Sr. *Boletim Técnico da Petrobras*, 24(2), 109-119.
- Varejão, F. G., Perinotto, J. A. J., Neumann, V. H. M. L., Freitas, B. T., Almeida, R. P., Assine, M. L. (2016). Upper Aptian mixed carbonate-siliciclastic sequences from Tucano Basin, Northeastern Brazil: implications for paleogeographic reconstructions following Gondwana break-up. *Cretaceous Research*, 67, 44-58. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2016.06.014>
- Viana, C. F. (1966). Stratigraphic distribution of Ostracoda in the Bahia Supergroup (Brazil). In: van Hinte, J. E. (Ed.), *Proceedings of the Second West African Micropaleontological Colloquium*, Ibadan, p. 240-257.
- Viana, C. F., Gama Jr., E. G., Simões, I. A., Moura, J. A., Fonseca, J. R., Alves, R. J. (1971). Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras*, 14(3-4), 157-192.
- Walker, R. G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R. G., James, N. P. (Eds.), *Facies models. Response to sea level changes*. Waterloo: Geological Association of Canada Geotext 1, p. 1-14.
- Walker, R. G. (2006). Facies Models revisited: Introduction. In: Posamentier, H. W., Walker, R. G. (eds.), *Facies Models revisited*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM), Spec. Publ. 84, 532 p.
- Walker, R. G., James, N. P. (1992). *Facies models. Response to sea level changes*. Toronto: Geological Association of Canada, 212 p.
- Wenger, R. J. (1973). Le bassin sédimentaire Gabonais et la dérive des continents. *XXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 3, p. 13-52. Aracaju: SBG.