

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

JULIANA GUZMÁN-GONZÁLEZ

**OSTRACODES E GEOQUÍMICA DAS CAMADAS
CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO ALIANÇA DA
BACIA DE JATOBÁ NA LOCALIDADE DE CAMPOS,
IBIMIRIM-PE, NORDESTE DO BRASIL**

**Recife
2015**

JULIANA GUZMÁN-GONZÁLEZ

Geóloga, Universidade de Caldas, Colômbia, 2011

**OSTRACODES E GEOQUÍMICA DAS CAMADAS CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO
ALIANÇA DA BACIA DE JATOBÁ NA LOCALIDADE DE CAMPOS, IBIMIRIM-PE,
NORDESTE DO BRASIL**

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pelo Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini e co-orientada pelo Prof. Dr. Edison Vicente Oliveira como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Mestre em Geociências, área de concentração de Geologia Sedimentar e Ambiental.

Recife
2015

Catálogo na fonte
Bibliotecária Margareth Malta, CRB-4 / 1198

- G993o Guzmán-González, Juliana.
Ostracodes e geoquímica das camadas carbonáticas da Formação Aliança da Bacia de Jatobá na localidade de Campos, Ibimirim – PE, Nordeste do Brasil / Juliana Guzmán-González. - Recife: O Autor, 2015.
100 folhas, il., gráfs., tabs.
- Orientador: Prof. Dr. Gelson Luís Fambrini.
Coorientador: Prof. Dr. Edison Vicente Oliveira.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG.
Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2015.
Inclui Referências.
1. Geociências. 2. Formação Aliança. 3. Bacia de Jatobá.
4. Paleolimnologia. 5. Carbonatos. 6. Ostracodes. 7. Isótopos estáveis.
I. Fambrini, Gelson Luís. (Orientador). II. Oliveira, Edison Vicente.
(Coorientador). III. Título.

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2015-214

**OSTRACODES E GEOQUÍMICA DAS CAMADAS CARBONÁTICAS DA FORMAÇÃO
ALIANÇA DA BACIA DE JATOBÁ NA LOCALIDADE DE CAMPOS, IBIMIRIM-PE,
NORDESTE DO BRASIL**

Juliana Guzmán-González

APROVADA

Gelson Luís Fambrini

31 de Julho de 2015

Enelise Katia Piovesan

31 de Julho de 2015

Dimas Dias Brito

31 de Julho de 2015

Quero dedicar meu trabalho à minha mãe Esperanza González,
exemplo de determinação e coragem.

AGRADECIMENTOS

À Pós-Graduação em Geociências pela disponibilização dos espaços e aos seus professores e funcionários pelos conhecimentos e as ajudas prestadas.

À PROPESQ - UFPE e ao Conselho Nacional de Pesquisa e Tecnologia - CNPq pela concessão das bolsas de estudo de mestrado.

Ao meu orientador Dr. Gelson Luís Fambrini e meu co-orientador Dr. Edison Vicente Oliveira, por acreditarem no meu potencial e me acolherem no seu projeto de pesquisa.

Ao professor Dr. Alcides Nobrega Sial pelo conhecimento compartilhado. Agradeço também à equipe do NEG-LABISE, pela colaboração no processamento das análises geoquímicas.

À Enlise Katia Piovesan, em especial pelo compromisso e dedicação com que assumiu minha orientação no caminho da ostracodologia.

À Sonia Agostinho pela sua amizade e contínua colaboração ao longo do trabalho. Sou grata ao Prof. Dr. Mário de Lima Filho, pelo apoio financeiro que tornou viável a minha introdução no mundo dos ostracodes não marinhos.

Ao meu colega e amigo Juan Pablo Serna por estar sempre presente ante qualquer dúvida com os SIG e os programas de design.

Ao Cristian Usma por ter empreendido esta viagem comigo, por se manter no meu lado, pelo respeito, compreensão e amor, pela companhia e as discussões geológicas que continuamente enriquecem nosso projeto de vida.

Por fim, quero agradecer a meus pais por sempre me apoiarem em todas minhas escolhas, por que mesmo de longe sempre estão comigo; especiais agradecimentos a meu pai pela tranquilidade que me gera sua continua dedicação com minha mãe.

RESUMO

A Formação Aliança, na Bacia de Jatobá é constituída unicamente pelo Membro Capianga. Seus litotipos correspondem a folhelhos e siltitos vermelhos intercalados por camadas arenosas e carbonáticas que representam o estágio inicial de deposição rifte durante o Andar Local Dom João (Jurássico Superior?) em um ambiente lacustre raso. Visando estabelecer o comportamento paleolimnológico do Lago Capianga nas proximidades do povoado de Campos, Ibirimim, Pernambuco, foram analisadas a fauna de ostracodes e a geoquímica isotópica das camadas carbonáticas. De três seções estratigráficas nas localidades de Puiú, Modubim e Macambira, vinte e duas amostras foram coletadas. As camadas carbonáticas apresentam menos de 20 cm de espessura e consistem principalmente de grainstones (ostracoditos). O caráter bioclástico destes carbonatos e a ocorrência de estratificação cruzada permite caracterizá-los como depositados em margem de baixo gradiente tipo ‘rampa’ de lago raso; duas amostras da seção Macambira foram classificadas como quartzarenito calcífero com valvas de ostracodes desarticuladas. A associação de ostracodes, característica de corpos de água-doce alcalinos, está composta pelas seguintes espécies: *Theriosynoecum pricei* (Pinto & Sanguinetti, 1958), *T. uninodosa* (Pinto & Sanguinetti, 1958), *T. quadrinodosum* (Krömmelbein & Weber, 1971), *Reconcavona? Jatobaensis* (Krömmelbein & Weber, 1971) e *Alicenula* spp. Uma hidrologia estável, com balanço precipitação-evaporação positivo para o ambiente lacustre raso da Formação Aliança foi inferida a partir das tendências de covariância isotópica entre C e O ao longo das seções de Puiú e Modubim com pouca variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$. Influxo fluvial na localidade de Macambira é suportado pelo abundante conteúdo siliciclástico e mínimos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

Palavras-chave: Formação Aliança, Bacia de Jatobá, paleolimnologia, carbonatos, ostracodes, isótopos estáveis.

ABSTRACT

The Aliança Formation in the Jatobá Basin is constituted only by the Capianga Member. Its lithotypes correspond to reddish shale and siltstone interbedded by sandy and carbonate layers that represent the early stage of rift deposition during the Dom João Local Stage (Upper Jurassic?) in a shallow lacustrine environment. With the aim to establish the paleolimnological behavior of the Capianga Lake in the proximity of Campos Village, Ibimirim, Pernambuco, analyses of the ostracode fauna and isotopic geochemistry of the carbonate layers were carried out. From three sections at Puiú, Modubim and Macambira localities, twenty-two samples were collected. The carbonate layers with less than 20 cm thick are mainly composed of ostracode grainstone. Their bioclastic character led to characterize as deposited on a low gradient 'ramp' type margin of shallow lake; two samples from Macambira section were classified as calcareous quartzarenite with disarticulated ostracode valves. The ostracode association, characteristic of alkaline freshwater bodies, is composed by the following species: *Theriosynoecum pricei* (Pinto & Sanguinetti, 1958), *T. uninodosa* (Pinto & Sanguinetti, 1958), *T. quadrinodosum* (Krömmelbein & Weber, 1971), *Reconcavona? jatobaensis* (Krömmelbein & Weber, 1971) e *Alicenula* spp. A stable hydrology with positive precipitation-evaporation balance for the shallow lacustrine environment of the Aliança Formation can be inferred from the covariant isotopic trends between C and O along with little $\delta^{18}\text{O}$ variation in Puiú and Modubim sections. Fluvial influx at Macambira locality is supported by the abundant siliciclastic content and the minimum $\delta^{18}\text{O}$ values.

Keywords: Aliança Formation, Jatobá Basin, palaeolimnology, carbonates, ostracodes, stable isotopes.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Esquema das bacias fanerozoicas da região nordeste do Brasil com destaque para o Rifte de Recôncavo-Tucano-Jatobá, do qual a Bacia de Jatobá (no destaque) faz parte (modificada de Assine, 1992). Legenda: Bacia de Jatobá em destaque (A = Araripe; AI = Afogados da Ingazeira; AL = Alagoas; B = Betânia; C = Cedro; I = Iguatu; J = Jatobá; LM = Lavras da Mangabeira; P = Potiguar; PA = Parnaíba; PB = Paraíba; PE = Pernambuco; RP = Rio do Peixe; S = Sergipe; SJB = São José do Belmonte; T = Tucano; R = Recôncavo).

Figura 2. A-B: Localização da Bacia de Jatobá (J) e o povoado de Campos; bacias de Pernambuco (PE), Alagoas (AL), Sergipe (S) e Tucano (T). C: Mapa geológico da área de estudo.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	10
1 OBJETIVOS	14
1.1 Objetivo geral	14
1.2 Objetivos específicos	14
CAPÍTULO I: GEOLOGIA REGIONAL	15
ARTIGO DE REVISÃO - ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE JATOBÁ: ESTADO DA ARTE.....	16
CAPÍTULO II: MATERIAL E MÉTODOS.....	44
CAPÍTULO III: RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	46
ARTIGO CIENTÍFICO 1 - NON-MARINE OSTRACODA FROM THE ALIANÇA FORMATION IN THE NORTH-CENTRAL PORTION OF THE JATOBÁ BASIN, NORTHEASTERN BRAZIL.....	47
ARTIGO CIENTÍFICO 2 - STABLE ISOTOPES (C & O) AND OSTRACODA OF ALIANÇA FORMATION LACUSTRINE CARBONATES, JATOBÁ BASIN, BRAZIL: PALEOLIMNOLOGICAL IMPLICATIONS.....	70
CAPÍTULO IV: CONCLUSÕES.....	97
REFERÊNCIAS.....	98

INTRODUÇÃO

O nordeste do Brasil constitui a denominada Província Borborema (Almeida et. al 1977), uma ampla região de dobramentos arranjados em frações do embasamento, que registra a articulação do continente Gondwana (Brito Neves et. al 1995, 2000; Magnavita et. al 2012), e nas suas bacias a evolução da posterior ruptura que separou os continentes África e América do Sul. As bacias interiores e marginais tipo rifte do Nordeste do Brasil (figura 1) constituem o segmento norte do Sistema Rifte do Atlântico Sul que se desenvolveu durante o rompimento Mesozoico de Gondwana (Chang et al. 1992).

A Bacia de Jatobá tem sido caracterizada como parte integrante do rifte abortado Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ), seu registro sedimentar Mesozoico foi dividido por Rocha & Amaral (2007) e Costa et al. (2007) em três tectono- sequências estratigráficas seguindo o modelo de Ponte et al. (1997) para a Bacia do Araripe, Pré-rifte, Sin-Rifte e Pós-rifte.

Embora, Chang et al. (1992) interpretou que a continuidade e a ocorrência de falhas de crescimento na sequência basal representam a deposição dos primeiros sedimentos Sin-Rifte no Andar Local Dom João. Segundo Kuchle et al, (2011) o Andar Dom João corresponde a um intervalo de espessura variável entre 100 e 1200 m composta de depósitos lacustres, fluviais, e eólicos de idade Jurássico Superior; estes depósitos compreendem a chamada Depressão Afro-Brasileira, caracterizada pelas formações Aliança e Sergi das bacias interiores RTJ, Brejo Santo e Missão Velha da bacia interior do Araripe, e Bananeiras e Serraria das bacias marginais de Sergipe e Alagoas. Constituída unicamente pelos sedimentos pelítico do Membro Capianga, a Formação Aliança da Bacia de Jatobá, representa a deposição em ambiente lacustre raso de grande extensão (Rocha & Amaral, op. cit.; Rocha, 2011) associado ao Lago Capianga de Kuchle et al. (op. cit.) na Depressão Afro-Brasileira. Nas proximidades do povoado de Campos, Ibimirim, Pernambuco, encontram-se afloramentos característicos da Formação Aliança (figura 2), nesses afloramentos além das camadas areníticas descritas na literatura, são encontradas camadas de carbonatos bioclásticos altamente fossilíferos que registram o comportamento físico-químico da água do Lago Capianga, cuja idade é duvidosamente atribuída como Neojurássico.

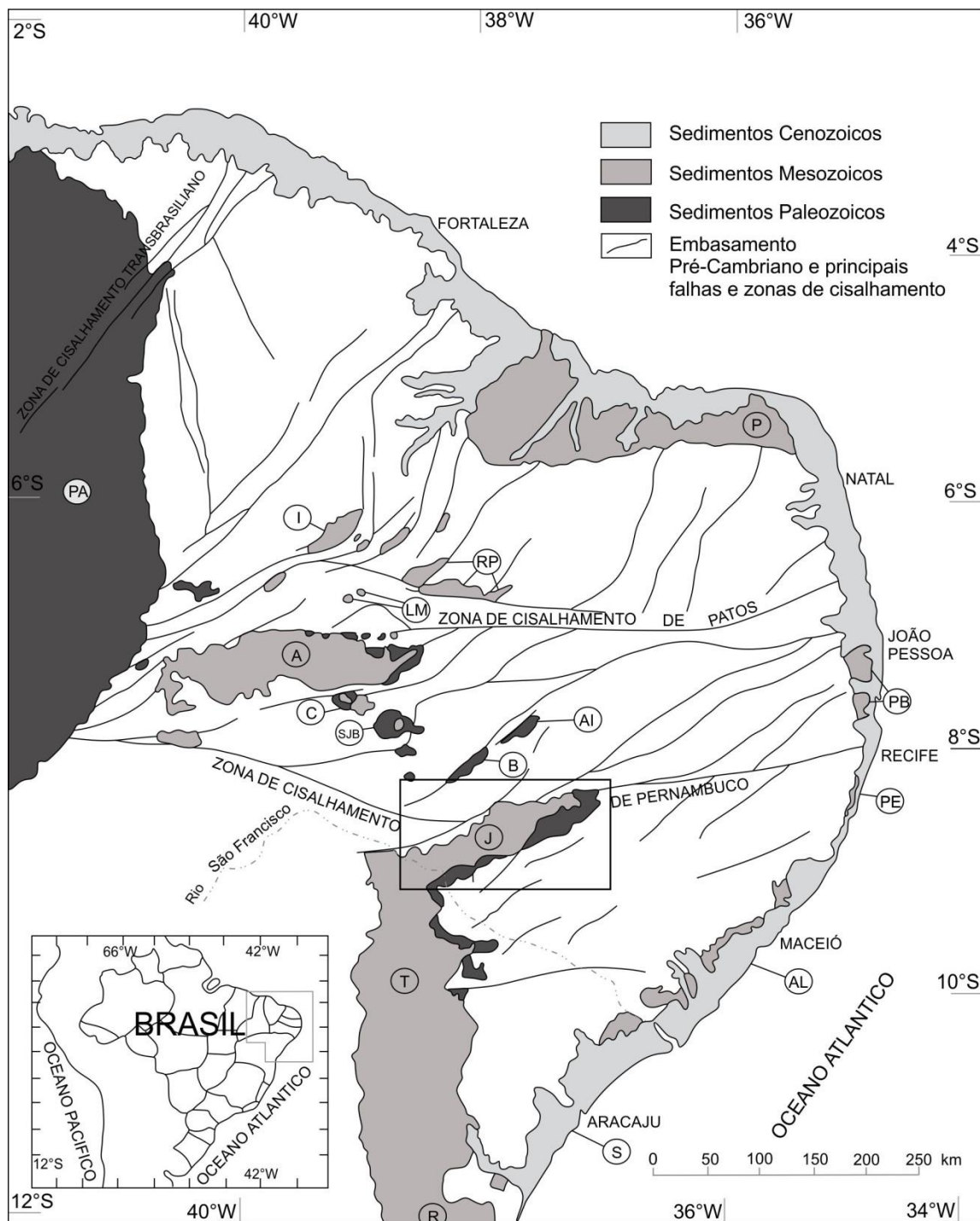


Figura 1. Esquema das bacias fanerozoicas da região nordeste do Brasil com destaque para o Rifte de Recôncavo-Tucano-Jatobá, do qual a Bacia de Jatobá (no destaque) faz parte (modificada de Assine, 1992). Legenda: Bacia de Jatobá em destaque (A = Araripe; AI = Afogados da Ingazeira; AL = Alagoas; B = Betânia; C = Cedro; I = Iguatu; J = Jatobá; LM = Lavras da Mangabeira; P = Potiguar; PA = Parnaíba; PB = Paraíba; PE = Pernambuco; RP = Rio do Peixe; S = Sergipe; SJB = São José do Belmonte; T = Tucano; R = Recôncavo).

A paleolimnologia (do grego: *paleon* = antigo, *limne* = lago e *logos* = estudo), é a ciência que através dos sedimentos estuda as condições ecológicas passadas de corpos de água lênticos continentais (lagos) (Frey, 1988). Amplamente utilizada nos registros sedimentares de lagos atuais, a paleolimnologia estende-se aos sedimentos depositados em ambientes lacustres fósseis. Durante os processos de deposição, os sedimentos que incluem minerais, fragmentos de rocha, microrganismos e matéria orgânica, interatuam com a coluna de água e registram as condições límnicas e climáticas do passado. Os parâmetros límnicos como temperatura da água, salinidade, pH, composição iônica estão intimamente relacionados ou acoplados aos parâmetros climáticos (temperatura do ar, balanço precipitação-evaporação e sazonalidade) permitindo estudar um registro aquático e fazer interpretações tanto limnológicas como climatológicas do passado (De Deckker & Forester, 1988). Dependendo do comportamento hídrico, relação influxo + precipitação/efluxo + evaporação os lagos são classificados como hidrologicamente abertos ou hidrologicamente fechados (Talbot, 1990).

Em ambientes aquáticos continentais, representantes da Classe Ostracoda normalmente são os microfósseis calcários mais frequentes e abundantes (Lister, 1988). Os ostracodes, artrópodes microcrustáceos caracterizados por uma carapaça bivalve; têm um excelente registro fóssil desde o Ordoviciano em virtude de suas diminutas e calcificadas valvas (Horne et al, 2005). O alto potencial de fossilização, frequência de ocorrência, grande diversidade durante o Jurássico Superior – Cretáceo Inferior e seus mecanismos de distribuição facilitando o transporte passivo a longa distancia até mesmo superando barreiras de migração torna os ostracodes como uma excelente ferramenta para muitas aplicações (Sames, 2010), como a interpretação paleoecológica. Devido a sua sensibilidade ambiental, a ocorrência dos ostracodes é controlada por parâmetros hidroquímicos como composição da água e salinidade, e também pela variabilidade da temperatura da água (Lister, 1988). Os ostracodes possuem valvas compostas de calcita com baixo teor de magnésio, para alcançar a maturidade eles precisam mudar suas valvas ate oito vezes, depois da muda, novas valvas são formadas a partir dos componentes provenientes da água em que eles vivem nesse momento; assim os registros fósseis de ostracodes servem como fonte de carbonato biogênico e podem informar a composição elemental e isotópica da água hospedeira, provendo uma variedade de informação dos ambientes aquáticos antigos como temperatura, salinidade, sazonalidade e composição da água (De Deckker and Forester, 1988).

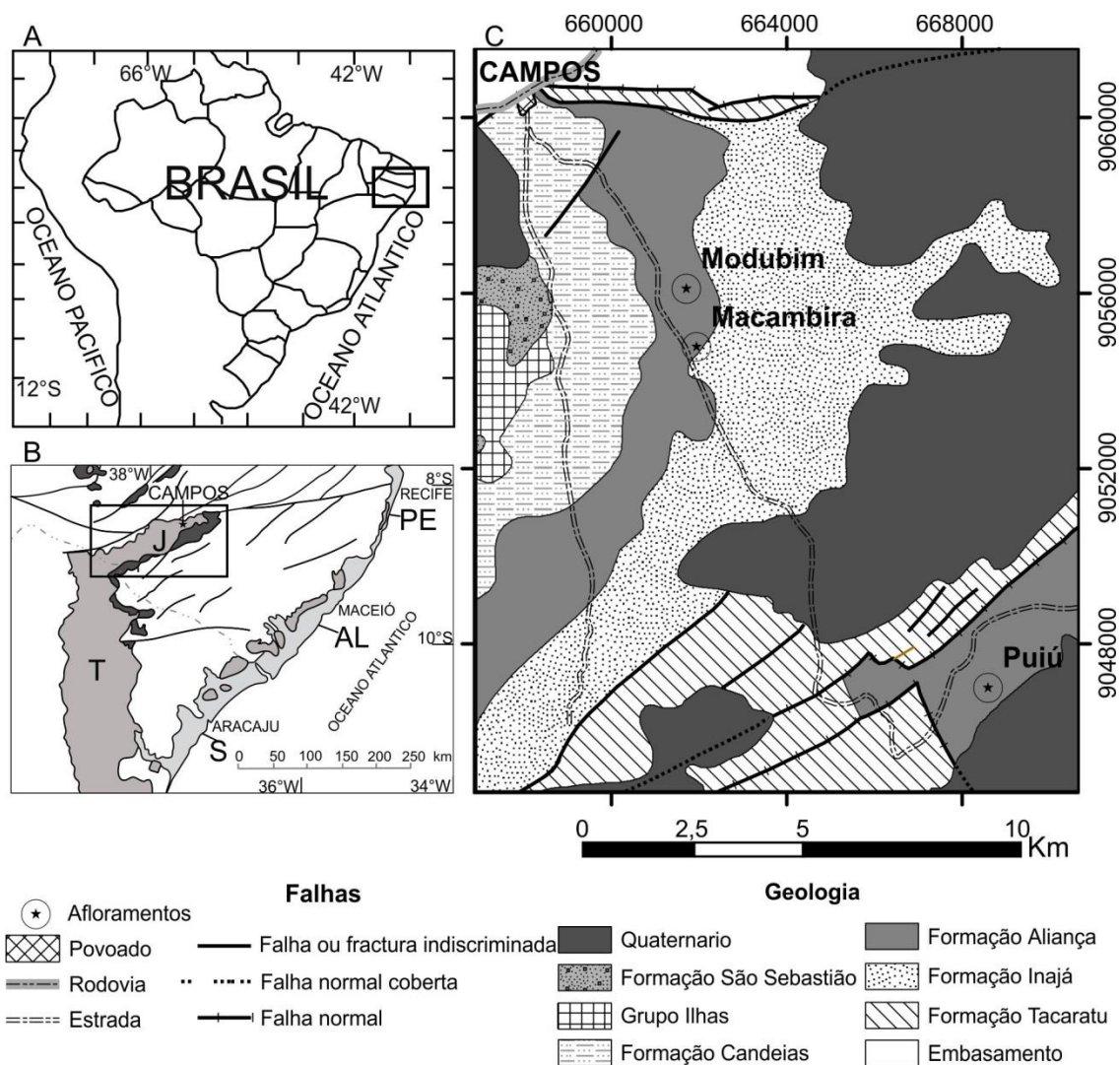


Figura 2. A-B Localização da Bacia de Jatobá (J) e o povoado de Campos; bacias de Pernambuco (PE), Alagoas (AL), Sergipe (S) e Tucano (T). (C) Mapa geológico da área de estudo.

A geoquímica isotópica em carbonatos autigênicos lacustres tem sido amplamente utilizada em depósitos antigos devido à vantagem de sua precipitação em equilíbrio com a água, o método é desenvolvido seguindo os parâmetros aplicados em sedimentos/organismos de lagos existentes (e.g. Cyr et al., 2005; Drummond et al., 1996; Mayayo et al., 1996). Em carbonatos biogênicos, como carapaças de ostracodes, a interpretação isotópica deve considerar o efeito vital resultante do desequilíbrio durante sua formação na água (Holmes & Chivas, 2002; von Grafenstein et al., 1999). Em ambientes lacustres rasos, sujeitos a enriquecimento evaporativo ou diluição como resultado das mudanças na precipitação efetiva, as análises isotópicas de oxigênio em ostracodes provém um registro das variações na razão precipitação/evaporação (Holme & Chivas, 2002). O fracionamento isotópico de oxigênio depende fortemente da temperatura, uma mudança de 1°C causa também um deslocamento de 0.25 ‰ no ^{18}O do

mineral; por outro lado o fracionamento isotópico de carbono é pouco afetado pela temperatura em condições próximas da superfície e controlado principalmente pelas interações bióticas/abióticas (Kelts & Talbot, 1989). Covariâncias entre isótopos de O e C são interpretadas como o resultado da hidrologia das bacias lacustres. Talbot (1990) classificou as bacias segundo sua covariância isotópica como hidrologicamente abertas ou hidrologicamente fechadas.

1. OBJETIVOS

1.1 Objetivo geral

Analisar a fauna de ostracodes e a geoquímica isotópica das camadas carbonáticas da Formação Aliança da Bacia de Jatobá na localidade de Campos, Ibimirim, Pernambuco com a finalidade de estabelecer o comportamento paleolimnológico do Lago Capianga da Depressão Afro-Brasileira na região.

1.2 Objetivos específicos

- Descrever e analisar litologicamente as seções estratigráficas construídas nos afloramentos Puiú, Modubim e Macambira na localidade de Campos.
- Identificar as espécies de ostracodes presentes no material coletado, inferir sua paleoecologia e discutir suas divergências taxonômicas relevantes.
- Realizar a petrografia e catodoluminiscência de seções delgadas com o fim de analisar sua mineralogia, possíveis alterações diagenéticas e conteúdo de Mg.
- Analisar a geoquímica elemental e isotópica de rocha total dos carbonatos obtidos das camadas carbonáticas intercaladas no pacote de folhelhos e siltitos da Formação Aliança visando interpretar as condições paleolimnológicas.

CAPÍTULO I: GEOLOGIA REGIONAL

A revisão da literatura referente à geologia-estratigrafia da Bacia de Jatobá é apresentada em um artigo, publicado no volume 25 da revista Estudos Geológicos.

ARTIGO DE REVISÃO

ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE JATOBÁ: ESTADO DA ARTE

JULIANA GUZMÁN GONZÁLEZ
GELSON LUÍS FAMBRINI
EDISON VICENTE OLIVEIRA
CRISTIAN DAVID USMA CUERVO

ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE JATOBÁ: ESTADO DA ARTE

Juliana Guzmán González¹,
 Gelson Luís Fambrini²,
 Edison Vicente Oliveira²,
 Cristian David Usma Cuervo¹.

doi:10.18190/1980-8208/estudosgeologicos.v25n1p53-76

1 Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco - UFPE

(julitaguzmang@gmail.com) (crusma_25@hotmail.com)

2 Departamento de Geologia, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco - UFPE (gelson.fambrini@ufpe.br) (vicenteedi@gmail.com)

RESUMO - A Bacia de Jatobá representa a extremidade setentrional do sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá no nordeste brasileiro. Seus sedimentos registram a evolução da fragmentação intracontinental que dividiu Gondwana nos continentes América do Sul e África, criando o oceano Atlântico Sul. O manuscrito apresenta o estado da arte da estratigrafia da Bacia de Jatobá abordando sua evolução de ruptura no tempo com respeito à biozonação de ostracodes não marinhos. A informação apresentada foi reunida a partir da literatura disponível para as bacias do Nordeste do Brasil, principalmente do sistema rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá e da Bacia do Araripe. Da base para o topo as unidades litoestratigráficas que preenchem a Bacia de Jatobá são: Grupo Jatobá (formações Tacaratu e Inajá), Grupo Brotas (formações Aliança e Sergi), Grupo Santo Amaro (Formação Candeias), Grupo Ilhas, Grupo Massacaré (Formação São Sebastião), Formação Marizal, Grupo Santana (formações Crato e Romualdo), Formação Exu e coberturas cenozoicas.

Palavras-chave: Bacia de Jatobá, Estratigrafia, Sistema Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá, Gondwana.

ABSTRACT - *Jatobá Basin Stratigraphy: State of the art.* Jatobá Basin represents the northern end of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift system in Northeastern Brazil. Its sediments recorded the intracontinental evolution of the break up which divided Gondwana in South America and Africa continents, creating the South Atlantic Ocean. The manuscript presents the state of the art of the Jatobá Basin addressing its break evolution and non-marine ostracods biozonation. The data presented was gathered from the available literature for the northeastern basins of Brazil, mainly from the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift system and the Araripe Basin. From bottom to top the lithostratigraphic units that

compose the Jatoba Basin are: Jatobá Group (Tacaratu and Inajá formations), Brotas Group (Aliança and Sergi formations), Santo Amaro Group (Candeias Formation), Ilhas Group, Massacará Group (São Sebastião Formation), Marizal Formation, Santana Group (Crato and Romualdo formations), Exu Formation and Cenozoic layers.

Keywords: Jatobá Basin, Stratigraphy, Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift System, Gondwana

INTRODUÇÃO

A geologia da maioria das bacias brasileiras é bem entendida como resultado de varias décadas de pesquisa acadêmica e das empresas petrolíferas e suas revisões estratigráficas foram publicadas no Volume 15 (2) do Boletim de Geociências da Petrobras no ano 2007 (Poropat & Colin 2012). A Bacia de Jatobá (Figura 1) tem sido compreendida como parte integrante do Sistema Rifte Recôncavo–Tucano–Jatobá (RTJ) (Almeida 1967) e estratigraficamente definida em associação com as outras bacias do sistema (Santos *et al.* 1990, Caixeta *et al.* 1994, Costa *et al.* 2007) a partir da formalização de Viana *et al.* (1971).

A estratigrafia da Bacia de Jatobá é discutida aqui como bacia individualizada em função das diferenças no seu registro sedimentar e tectono-estrutural com aqueles das bacias de Recôncavo e de Tucano. As diferenças fundamentais encontram-se no Paleozoico mais amplo que na Bacia do Recôncavo, e a fase rifte, bem menor pronunciada (e.g. formações Maracangalha e Salvador não ocorrem na Bacia de Jatobá). As unidades litológicas que compõem a estratigrafia da Bacia de Jatobá são o resultado da adaptação e modificação à coluna estratigráfica de Costa *et al.* (2007), apresentada em artigos publicados (Carvalho *et al.* 2010, Lima *et al.* 2011, Neumann *et al.* 2010, Santos *et al.* 2011, Poropat & Colin 2012, Neumann & Rocha 2014, Tomé *et al.* 2014), dissertação de Mestrado de Carvalho (2010) e nas teses de doutorado de Rocha (2011) e de Tomé (2011).

A revisão bibliográfica objetivou integrar a informação disponível sobre as bacias tipo rifte do nordeste brasileiro, principalmente do RTJ e da Bacia do Araripe, no estágio da arte da estratigrafia da Bacia de Jatobá, fundamentada nas relações de empilhamento que a caracterizam e a correlação entre unidades das diferentes bacias.

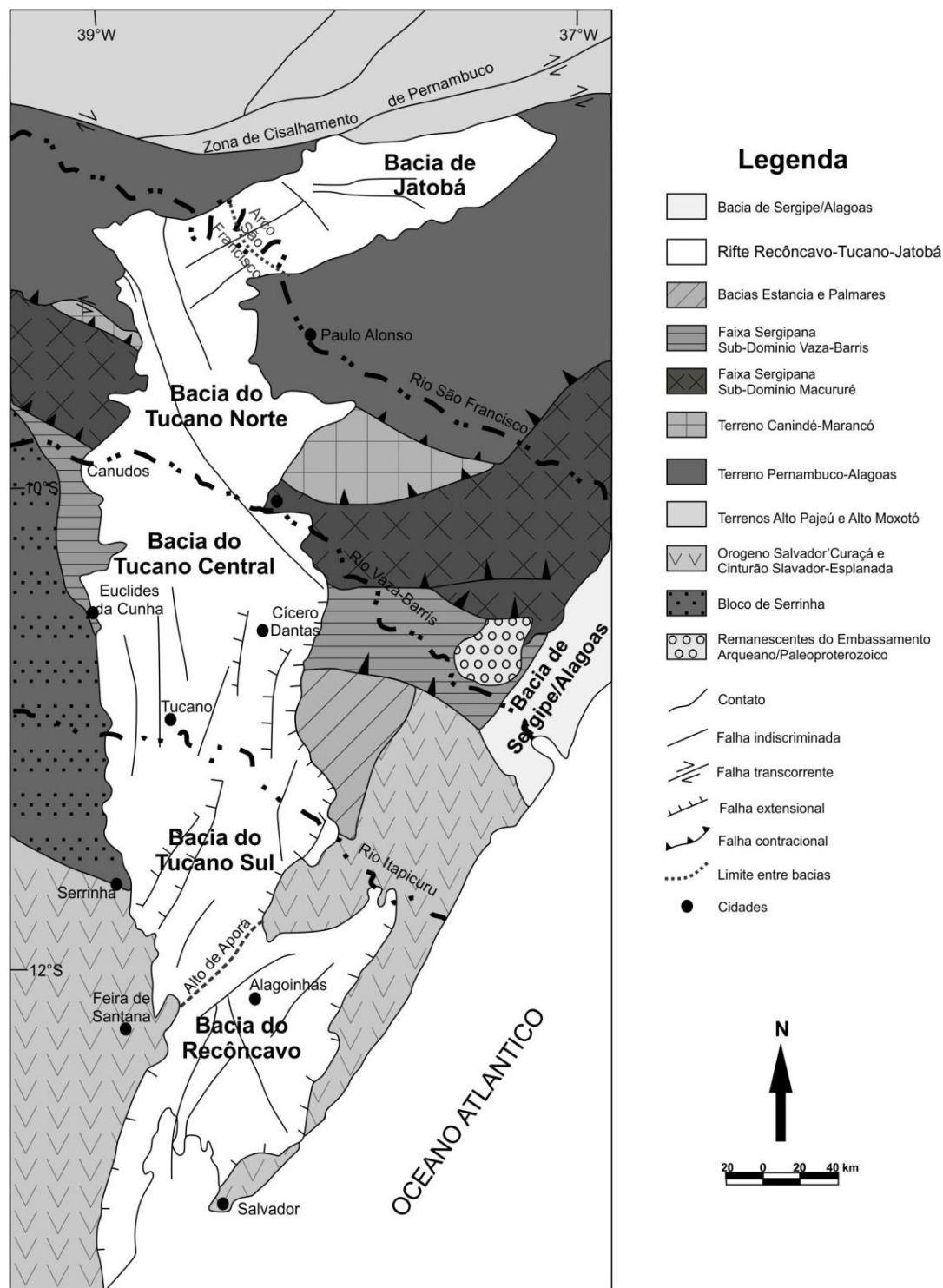


FIGURA 1. Mapa do Rifte Recôncavo-Tucano-Jatobá com os seus embasamentos (modificado de Aragão *et al.* 1999).

GENERALIDADES DA BACIA DE JATOBÁ

O enquadramento geológico regional da Bacia de Jatobá não pode ser entendido sem fazer referência à evolução geológica do NE do Brasil, e sua relação com a origem do Oceano Atlântico Sul. O NE brasileiro constitui a denominada Província Borborema (Almeida *et al.* 1977), uma ampla região de dobramentos arranjados em frações do embasamento, que registra a articulação do continente Gondwana (Brito Neves *et al.* 1995, 2000; Magnavita *et al.* 2012), e nas suas bacias a evolução da posterior ruptura que separou os continentes África e América do Sul. A Bacia de Jatobá, extremidade setentrional do Sistema RTJ (Santos *et al.* 1990, Costa *et al.* 2007), marca a inflexão da orientação geral da ruptura intracontinental abortada no citado sistema, de N-S para N70°E (Magnavita & Cupertino 1987, Magnavita *et al.* 2012) (Figura 1).

A Bacia de Jatobá instalou-se integralmente sobre o Terreno Pernambuco-Alagoas (TPA) da Província Borborema (Costa *et al.* 2007). As rochas do TPA são formadas pelas unidades metamórficas dos complexos Cabrobó e Belém do São Francisco, ambos de idade mesoproterozoica (Santos 1995, Brito Neves *et al.* 1995), além de numerosos plútons neoproterozoicos principalmente no setor leste do terreno (Nascimento, 2003).

O arcabouço estrutural da Bacia de Jatobá está nitidamente controlado pela Zona de Cisalhamento de Pernambuco e falhas associadas, como a Falha de Ibimirim que representa o limite N-NE da bacia e controla seu depocentro (Magnavita & Cupertino 1987, Magnavita 1992). A geração e a evolução da bacia são associadas a esforços transtrativos de uma tectônica transcorrente (Peraro 1995); caracterizada pela presença de um hemi-graben constituído predominantemente por blocos rotacionados e progressivamente mais baixos em direção a NW (Rocha & Leite 2001; Rocha 2011), junto à Falha de Ibimirim. Segundo Costa *et al.* (2007), falhas normais planares de direção N70°E, sintéticas em relação à falha de borda, acomodam o mergulho das camadas a partir da margem flexural em direção ao depocentro. As principais feições estruturais da bacia são: Falha de Ibimirim (Falha de borda), Graben de Ibimirim (depocentro principal da bacia), Horst do Icó, e as falhas de Mata Verde e Moxotó (Aragão & Peraro 1994, Peraro 1995, Lima-Filho *et al.* 2009, Rocha 2011).

LITOESTRATIGRAFIA

A nomenclatura litoestratigráfica adotada obedece à precedência da definição das revisões estratigráficas feitas por Braun (1966) e Viana *et al.* (1971) da Bacia Recôncavo/Tucano, Caixeta *et al.* (1994) de todo o sistema RTJ e de Costa *et al.* (2007) da Sub-Bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. Foram incorporadas as modificações propostas por Rocha & Leite (1999), Neumann *et al.* (2010) e

Neumann & Rocha (2014) em estudos realizados na Bacia de Jatobá, que possui estágios deposicionais e estruturais diferentes das bacias de Recôncavo e Tucano, com as quais compõe o abortado sistema rifte. A descrição litológica de cada unidade segue as observações realizadas na sua área de ocorrência dentro da Bacia de Jatobá por Rocha & Amaral (2007) e Rocha (2011), somada a observações de campo na região de Ibimirim (Pernambuco) e a análise crítica da literatura disponível.

A Bacia de Jatobá foi subdividida nas tectono-sequências Beta, Pre-Rifte, Rifte, Pós-Rifte e Zeta por Rocha & Amaral (2007) com base na correlação estratigráfica com a Bacia do Araripe. O empilhamento sedimentar da bacia denominado neste manuscrito seguiu a proposta de Fambrini *et al.* (2010, 2011) em base ao modelo de Prosser (1993) para a Bacia do Araripe e a modificação de Kuchle (2010) ao modelo citado e subdividido em: Sequência Sinéclise (Grupo Jatobá), Sequência de Início de Rifte (Grupo Brotas), Sequência de Climax de Rifte (Formação Candeias, Grupo Ilhas e Formação São Sebastião) e Sequência Pós-Rifte (Formação Marizal, Grupo Santana e Formação Exu) (Figura 2).

Grupo Jatobá.

O termo Jatobá utilizado por Barreto (1968) sob a forma de grupo, definiu a sequência sinéclise basal paleozoica da Bacia de Jatobá, subdividindo-a nas formações Manari, Inajá, Ibimirim e Moxotó. Adota-se aqui a nomenclatura modificada por Caixeta *et al.* (1994), congregando no grupo, as formações Tacaratu e Inajá presentes no flanco sul da Bacia de Jatobá e no *Graben* de Santa Brigida na borda leste da Sub-Bacia de Tucano Norte.

FORMAÇÃO TACARATU.

A formalização do termo Tacaratu, na categoria de formação foi estipulada por Braun (1966). Logo depois Barreto (1968) propôs a esta unidade a denominação de Formação Manari em relação à Serra do Manari, onde ocorre magnífica seção vertical desta. Foi finalmente demonstrado por Braun (1970) a prioridade do termo Tacaratu para designar a unidade.

Esta formação aflora continuamente na borda oriental e sul da Bacia de Jatobá, estende-se desde a porção sul da cidade de Inajá até as proximidades da cidade de Arcoverde; morfologicamente, compõe um relevo bastante acidentado, com encostas abruptas, em função da sua composição de arenito conglomerático, com forte diagênese que localmente apresenta forte silicificação, principalmente em zonas de falha, onde a ação do intemperismo esculpe formas inusitadas, de aspecto ruiforme, característica marcante desta formação, como pode ser bem observado na região do Parque Nacional do Catimbau e nas proximidades do povoado de Moxotó, porções leste e sudeste da bacia, respectivamente (Rocha & Amaral 2007).

De acordo com Barreto (1968) a Formação Tacaratu, sucessão basal da Bacia de Jatobá, inicia-se com conglomerado basal grosso com seixos que não superam 2 cm em diâmetro, subarredondados a arredondados, bem compactado, de espessura em torno de 1 m, excepcionalmente atingindo 2 m. Diretamente acima, segundo Barreto (1968), Carvalho (2010) e Carvalho *et al.* (2010), ocorrem arenitos conglomeráticos grossos a médios, localmente conglomerados médios, constituídos por seixos de quartzo, e arenitos grossos a médios, variegados (cores variando de vermelho-ferruginosa, róseo-avermelhada a amarelada, cinza até esbranquiçada). Estes arenitos e conglomerados foram separados em duas associações de facies sedimentares principais: a) arenito róseo a avermelhado, de pequena espessura, a granulação varia de média a grossa, texturalmente imatura a submatura, e moderadamente selecionado, as estruturas presentes são estratificação plano-paralela e estratificação cruzada acanalada de médio a pequeno porte; as direções das paleocorrentes são em sua maioria de SSE para NNW; b) arenitos de cor variando de cinza a creme, de granulação média a grossa com níveis conglomeráticos e granodecrescência ascendente, nos quais se verifica níveis de seixos representados por depósitos de paleopavimentos, as estruturas dominantes nesses arenitos são estratificações cruzadas acanaladas de médio a grande porte e estratificações cruzadas tabulares com sentidos de paleocorrentes variando de 340° Az a 350° Az.

Rocha & Leite (1999) e Rocha & Amaral (2007) interpretaram os sistemas deposicionais da Formação Tacaratu como fluvial entrelaçado associado, inicialmente, a leques aluviais, que evoluíram para fácies mediana a distal, com características de planície de inundação e posterior retrabalhamento eólico. Mabesoone (1977, 1994) sugeriu que a unidade abarcaria tanto sistemas aluviais quanto litorâneos. A provável idade siluriana da Formação Tacaratu (Barbosa 1964), é sugerida com extensão ao devoniano por Ghignone (1979) tendo por base dados palinológicos obtidos por Regali (1964). As relações de contato da Formação Tacaratu são marcadas por falhas extensionais ou discordâncias angulares e erosivas, com o embasamento cristalino subjacente, concordante e gradativo com a Formação Inajá sobreposta (Rocha & Amaral 2007).

Em função da similaridade litológica, Braun (1966) correlacionou a Formação Cariri da Bacia do Araripe com a Formação Tacaratu. Tais formações são consideradas unidades correlatas ao Grupo Serra Grande da Bacia de Parnaíba, (Caputo & Crowell 1985, Ghignone 1972, Assine 1992, 2007 Caixeta *et al.* 1994). Recentemente Souza-Lima *et al.* (2011) individualizaram da Formação Batinga e denominaram como unidade basal da Bacia Sergipe-Alagoas a Formação Karapotó, que textural, faciológica e estratigraficamente é correlata da Formação Tacaratu. Tal sugestão já havia sido produzida por Barreto (1968) ao identificar a similaridade litológica entre a então Formação Manari da Bacia de Jatobá com a seção basal da Bacia de Sergipe (Formação Batinga).

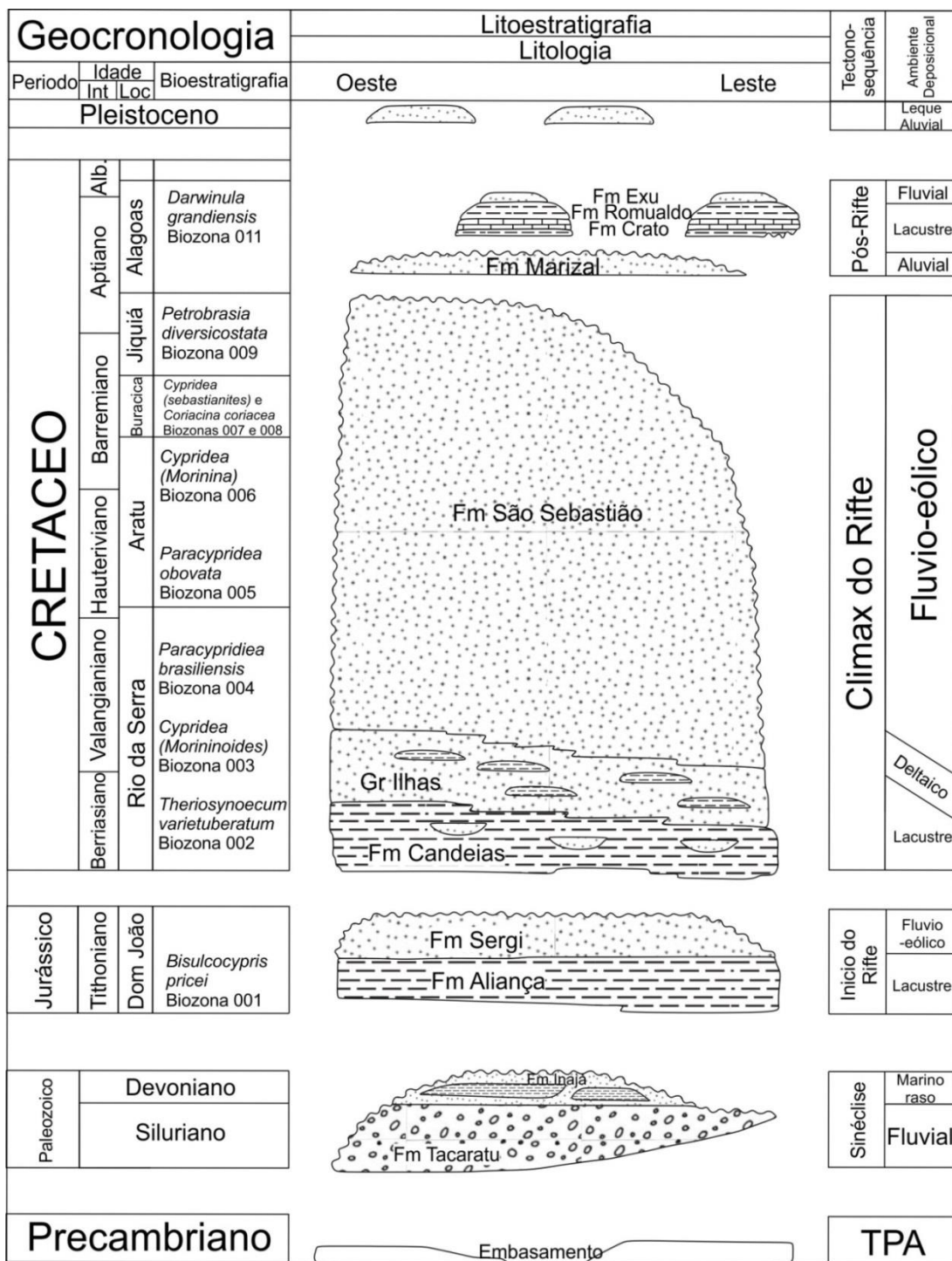


FIGURA 2. Coluna estratigráfica da Bacia de Jatobá (Adaptada de Costa *et al.* (2007), Rocha (2011) e Tomé *et al.* (2014)).

FORMAÇÃO INAJÁ.

A Formação Inajá foi designada formalmente por Barreto (1968), atribuindo-a à sequência de folhelhos, siltitos e arenitos finos expostos no Vale do Rio Moxotó ao lado da cidade de Inajá, Pernambuco. A Formação Inajá aflora na Bacia de Jatobá estendendo-se desde a região a SW do povoado de Moderna, extremo N da bacia, até o S de Inajá; seus afloramentos mais característicos estão situados na região do Sítio Trocado a ESE do Frutuoso, nas proximidades do povoado de Moxotó e a Sul da Serra do Manarí (Rocha & Amaral 2007).

Litologicamente é constituída por arenitos finos, siltitos e folhelhos. Os arenitos, de cor cinza a rósea, violácea, creme amarelada e vermelho ferruginosa, são micáceos e algumas vezes arcósicos, mostram estratificação cruzada e contêm intercalações de arenitos grossos a conglomeráticos, além de folhelhos, margas e lâminas de calcário; os siltitos são amarelos, róseos ou esverdeados e contêm concreções limoníticas e intercalações de argilitos; os folhelhos cinza esverdeados são micáceos e mostram fraturas preenchidas por finos leitos de aragonita. Subordinadamente ocorrem níveis calcíferos e bolsões de argila (Dantas & Lima-Filho 2007).

Segundo Pereira *et al.* (2012), a Formação Inajá documenta o primeiro ciclo deposicional sob condições ortoplateformais no devoniano da bacia, com a predominância de ambiente deposicional marinho de plataforma rasa de águas moderadamente quentes de salinidade normal, baseado em sua fauna fóssil de bivalves e braquiopódes. O contato inferior da Formação Inajá com a Formação Tacaratu é do tipo gradativo e concordante, e discordante no seu contato superior com a Formação Aliança (Rocha & Amaral 2007). Esta unidade é correlacionável com parte do Grupo Canindé da Bacia do Parnaíba (Caixeta *et al.* 1994, Rocha & Amaral 2007).

Grupo Brotas.

O Grupo Brotas, denominado inicialmente como formação por Shearer e Barnes (1942, 1949 segundo Viana *et al.* 1971), foi elevado à categoria de grupo pelo “*Estudo da Bacia*” de Petrobras (1958, segundo Viana *et al.* 1971) constituindo-se pelas formações Aliança e Sergi. 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. Desta forma o Grupo Brotas ficou constituído unicamente pelas unidades estratigráficas que se acham presentes em todo o sistema rifte RTJ, as formações Aliança e Sergi.

De acordo com as propostas de Ponte & Asmus (1978), Ponte (1992) e Ponte & Ponte Filho (1996a, 1996b), a denominada Depressão Afro-Brasileira refere-se ao conjunto de bacias que caracterizaram o Neojurássico no início da fragmentação do Supercontinente Gondwana. Este 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. No entendimento dos autores mencionados, o Grupo Brotas representaria a fase pré-rifte na evolução tectono-sedimentar das bacias da Depressão Afro-Brasileira.

Reconhecido como o preenchimento litoestratigráfico da sequência do estagio de início de rifte, o Grupo Brotas apresenta-se associado à Depressão Afro-Brasileira desenvolvida no andar Dom João nas regiões central e norte de Gondwana, ocorrendo numa ampla área estendida entre Brasil e África (Fambrini *et al.* 2010, 2011 Kuchle *et al.* 2011). O andar local Dom João foi definido pela Biozona RT-001 da Petrobrás (Vianna *et al.* 1971), que constitui o Neojurássico (Oxfordiano/Kimmeridgiano? - Tithoniano) (Coimbra *et al.* 2002, Fambrini *et al.* 2011).

FORMAÇÃO ALIANÇA.

Denominada primeiramente como Folhelho Aliança em nome da localidade Mata da Aliança, Bahia (Shearer 1942, segundo Viana *et al.* 1971), foi formalizada pelo “*Estudo da Bacia*” (1958, segundo Viana *et al.*, 1971) e subdividida pela Petrobras em três subunidades, designadas informalmente Aliança Superior, Aliança Médio e Aliança Inferior. A Formação Aliança, unidade basal do Grupo Brotas, foi dividida por Viana *et al.* (1971) em três membros: Afligidos, Boipeba e Capianga. Posteriormente Aguiar & Mato (1990) elevaram à categoria de formação o Membro Afligidos de idade permiana nas bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu excluindo-se assim como unidade contida na Formação Aliança (Caixeta *et al.* 1994).

Na Bacia de Jatobá a Formação Aliança aflora por toda porção oriental interna da bacia, de NNE até o extremo WSW e está caracterizada predominantemente por folhelhos e argilitos com 150 metros de espessura aproximada. Rocha & Amaral (2007) inferiram que os afloramentos existentes na bacia representariam os litótipos do Membro Capianga que, segundo Costa *et al.* (2007), atingem suas maiores espessuras na Sub-Bacia de Tucano Norte e na Bacia de Jatobá.

Litologicamente constitui-se de folhelhos, argilitos e siltitos vermelhos a roxo, localmente esverdeados com intercalações de arenitos calcíferos finos, além de calcarenitos, calcissiltitos e calcários esbranquiçados a marrom claro, abundantementeossilíferos, lenticularizados e, mais raramente, níveis centimétricos de evaporitos; estes 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 e calcários fossilíferos, geralmente de cores claras, contendo bioturbações, com forte diagênese ou localmente silicificados; a fração arenosa desta formação está representada por arenitos creme a róseos, granulometria fina a média, geralmente calcíferos de seleção regular (Rocha & Amaral, 2007).

A idade da Formação Aliança foi estabelecida pela presença abundante de ostracodes dos gêneros *Darwinula* e *Bisulcocypris* nos trabalhos de Viana (1966) e Viana *et al.* (1971). Isto se deveu ao fato de

que Pinto & Sanguinetti (1958) reportaram a ocorrência de duas espécies de ostracodes (*Bisulcocypris pricei* e *B. uninodosa*) para a Formação Aliança na Bacia de Jatobá, em amostras coletadas no município de Petrolândia, Pernambuco. No entanto, a unidade não é portadora unicamente de ostracodes. Cardoso (1966) coletou e descreveu fósseis de conchostráceos na Bacia de Jatobá, município de Petrolândia, descrevendo a espécie *Cyzicus brauni*. Silva *et al.* (2011) relataram a presença de diversos fragmentos ósseos de peixes celacantos e do gênero *Lepidotes*, além de dentes isolados e escamas de *Lepidotes*, espinhos de nadadeira dorsal e dentes isolados de tubarões hibodontídeos, bem como uma placa dentaria de dipnoico, muitos deles já repostados por Derby (1878, 1880).

Com características marcantes de ambiente lacustre raso de grande extensão, a Formação Aliança de idade neojurássica, representa a primeira fase lacustre da Bacia de Jatobá (Rocha, 2011). A relação de contato da Formação Aliança com a Formação Inajá, sotoposta, é do tipo discordante; quando presente na bacia a Formação Sergi a ela sobreposta o contato é gradacional; com a Formação Candeias, segundo Rocha (2011) o contato com esta é de difícil definição pelas características pelíticas muito semelhantes.

Esta unidade é correlata com numerosas unidades da Depressão Afro-Brasileira, Kuchle *et al.* (2011) relaciona o Membro Capianga ao evento de máxima inundação registrado principalmente no sistema rifte RTJ, embora também reconhecida nas bacias de Sergipe-Alagoas e Araripe como formações Bananeiras e Brejo Santo, respectivamente (Braun 1966, Schaller 1969, Ponte 1994, Valença *et al.* 2003, Assine 2007, Campos Neto *et al.* 2007, Costa *et al.* 2007, Fambrini *et al.* 2011, 2013a, Scherer *et al.* 2014), e na Bacia de Gabão na África como os limites do topo da Formação M'Vone (Davison 1999, Mounguengui *et al.* 2008, Teisserenc & Villemin 1990).

FORMAÇÃO SERGI.

Esta unidade foi estudada pela primeira vez por Taylor 1947 no vale do Rio Sergi ao oeste de Santo Amaro da Purificação na Bacia do Recôncavo. O Arenito Sergi como membro da Formação Brotas de Taylor e Barnes (1948, 1950) foi elevado à categoria de formação do Grupo Brotas no “Estudo da Bacia” (1958) (Viana *et al.* 1971).

A Formação Sergi corresponde à unidade estratigráfica superior do Grupo Brotas de Viana *et al.* (1971). Rocha (2011) caracteriza-a 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 desta formação é o seu conteúdo de troncos fósseis silicificados e concreções de silexito. Nas margens do rio São Francisco, em Petrolândia (Pernambuco), próximo à chapada de Tacaratu, há registro de abundantes lenhos silicificados (Braun 1966, Silva 2003), estas, alguns de grande porte, se encontram nos arenitos finos com intercalações de siltitos e folhelhos (Freitas *et al.* 2008).

Sua origem é associada a um sistema fluvial entrelaçado, em um ambiente caracterizado por profundas modificações climáticas, onde se desenvolveram extensas florestas, soterradas por arenitos fluviais com posterior retrabalhamento eólico, sob condições de clima árido a desértico (Rocha 2011). Na Bacia do Recôncavo, na zona sul do sistema rifte RTJ, Scherer *et al.* (2007) e Bongioiolo & Scherer (2010) descreveram facies eólicas em associação com facies de canais de fluxos em lençóis intermitentes. Segundo Viana *et al.* (1971), para o norte do sistema esta formação torna-se menos espessa, sem perder sua homogeneidade litológica, o que faz correspondência com o pouco documentado da formação na Bacia de Jatobá, devido à restrita presença de afloramentos desta na porção SW da bacia; Rocha e Amaral (2007), inferiram a presença desta formação na área do Graben do Puiú baseados no conteúdo de lenho fossilizado em pacotes arenosos sobrepostos aos pelitos lacustres da Formação Aliança, constatação confirmada em trabalhos recentes de campo, realizados pelos autores nessa mesma região.

A Formação Sergi apresenta conjunto de afloramentos concentrados nas porções W e SW da bacia que, de acordo com Correia (1965), tal fato se deve a eventos tectônicos que geraram um sistema de falhamentos de direção NE, com basculamento de blocos para SW, iniciando um intenso período erosivo nos blocos SE, responsável pela ausência de afloramentos desta unidade na bacia na porção NE.

O contato inferior da Formação Sergi com a Formação Aliança é do tipo gradacional. Devido à ausência da Formação Itaparica na Bacia de Jatobá com a qual tem sido relacionado seu contato gradacional superior nas Bacias de Recôncavo e Tucano, pode-se inferir uma relação superior discordante da Formação Sergi com a Formação Candeias, porém não observada em afloramentos até o presente.

A idade neojurássica-eocretacea assinalada, foi determinada indiretamente pelos ostracodes da Formação Aliança (Viana *et al.* 1971), e pela unidade correlata na Bacia de Gabão, a Formação N'Dombo, que mostra uma idade neocomiana baseada em palinomorfs e ostracodes (Mounguengui *et al.* 2008). Adicionalmente, a Formação Aliança é correlacionada com as formações Missão Velha e Serraria das bacias do Araripe e de Sergipe-Alagoas, respectivamente (Arai 2006, Braun 1966, Schaller 1969, Brito 1987, Ponte 1994, Valença *et al.* 2003, Assine 2007, Campos Neto *et al.* 2007, Costa *et al.* 2007, Fambrini *et al.* 2011, 2013a, Kuchle *et al.* 2011 Scherer *et al.* 2014). Braun (1966) e Mussa & Muniz (1985) mencionaram que os troncos fósseis da Formação Sergi têm uma ocorrência similar aos da Formação Missão Velha, e é possível que provenham de uma cobertura arbórea mais extensa que se desenvolveu nas regiões um pouco mais altas do nordeste brasileiro naquela época, e que foi preservada por silicificação em diversas áreas marginais (Freitas *et al.* 2008).

Grupo Santo Amaro.

O nome provém da cidade de Santo Amaro da Purificação, Bahia, e designa os folhelhos cinza-esverdeados a pretos, siltitos e arenitos lenticulares, englobando os sedimentos Folhelhos Candeias e

Folhelhos Itaparica de Taylor (1948, segundo Viana *et al.* 1971); em 1958 o “Estudo da Bacia” formalizou a unidade como Grupo Santo Amaro contendo as formações Candeias e Itaparica (segundo Viana *et al.* 1971). Na caracterização de Caixeta *et al.* 1994 o Grupo Santo Amaro de idade berriasiana a eobarremiana, é constituído pelas formações Itaparica, Água Grande, Candeias e Marancangalha na Bacia do Recôncavo, e representado unicamente pela Formação Candeias na Bacia de Jatobá.

FORMAÇÃO CANDEIAS.

O termo Formação Candeias foi utilizado pela primeira vez pelo Conselho Nacional do Petróleo (1944, 1945, segundo Viana *et al.* 1971) no município Candeias, Bahia, para designar o folhelho quebradiço cinza-escuro sotoposto ao Folhelho Itaparica. Taylor (1948, segundo Viana *et al.* 1971) rebaixou à categoria de membro da então Formação Santo Amaro, mas foi reconduzida pelo “Estudo da Bacia” (1958, segundo Viana *et al.* 1971) ao nível de formação.

A Formação Candeias corresponde à unidade superior, do Grupo Santo Amaro de Caixeta *et al.* (1994), e representa a segunda fase lacustre que incursionou na Bacia de Jatobá (Rocha 2011) durante a fase do clímax de rifte.

A área de afloramentos desta formação na Bacia de Jatobá ocupa uma faixa alongada de direção NNE-WSW, próxima ao povoado de Campos, na borda norte da bacia, estendendo-se até o Sítio Varas a oeste de Moxotó, acompanhando a direção do rio Moxotó; as exposições desta unidade constituem áreas arrasadas, em razão do caráter predominantemente pelítico, formando-se suaves ondulações, onde predomina a fração arenosa (Rocha & Amaral 2007).

Litologicamente, segundo Rocha & Leite (1999) e Rocha & Amaral (2007), a Formação Candeias é constituída por uma sequência predominantemente pelítica, de folhelhos e siltitos argilosos de coloração marrom a cinza esverdeados, finamente laminados, intercalados com arenitos finos a médios, contendo níveis de arenitos calcíferos, calcareintos e calcissiltitos silicificados, fossilíferos (fósseis de peixes, ostracodes e plantas carbonizadas ou silicificadas (Sousa *et al.* 2013)) e, localmente, níveis de gipsita. Também ocorrem arenitos médios a finos, localmente grossos, de coloração avermelhada a creme amarelados, intercalados por horizontes de siltitos e argilitos, contendo lâminas e nódulos ferruginosos concordantes com o acamamento; apresentando também estruturas como estratificação plano-paralela, estratificação ondulada, estruturas convolutas (fluidização), gretas de contração e, localmente, estratificação cruzada acanalada e tabular de pequeno a médio porte. Sousa *et al.* (2013) descreveram o gênero *Cypridea*, devido à presença de uma forma nodular na superfície externa da concha, e uma projeção rostral na região anterior. Essas características são registradas em ostracodes descritos para a Bacia do Recôncavo, de Idade Cretáceo Inicial; todavia, ambas as características diferem das espécies acima citadas em relação à posição e o número de nódulos, bem como a posição do rostro das espécies

Cypridea kroemmelbeini e *C. troelseni*, descritas para a Bacia do Recôncavo, de Idade Cretáceo Inicial (Viana 1966).

Com base nos fósseis de ostracodes, peixes (*Lepidotes*) e conchostráceos, Viana *et al.* (1971) atribuíram-lhes idade cretácea inferior. Os ostracodes mais importantes são os da zona *Theriosynoecum varietubatum* Grekoff/Krommelbein e *Paracypridea brasiliensis* Krommelbein. Costa *et al.* (2007) posicionaram a Formação Candeias no Andar Rio da Serra (Eo/Neoberriasiano) da fase rifte do rompimento de Gondwana, com o registro de um ambiente lacustre mais profundo e de características diferentes ao Lago Capianga de Kuchle *et al.* (2011), evidenciando que além das variações climáticas mais úmidas também ocorreu um progressivo aumento na taxa de subsidência da bacia (Campos Neto *et al.* 2007).

As relações de contato da Formação Candeias com as formações Aliança e Sergi a ela sotopostas são do tipo discordante, o contato superior com as rochas do Grupo Ilhas estreitamente associadas é gradacional.

Esta formação é correlacionada com a porção media-inferior da Formação Barra de Itiúba da Bacia Sergipe-Alagoas (Schaller 1969, Viana *et al.* 1971, Menezes Filho 1988) , e com a Formação Abaiara da Bacia do Araripe.

Grupo Ilhas.

A designação de Formação das Ilhas feita por Moura (segundo Oliveira & Leonardos 1943) para os afloramentos das Ilhas de Maré, Frades e outras situadas na Baía de Todos os Santos, substituiu a de Arenito Boca do Rio de Paiva de Amaral (1936, segundo Viana *et al.* 1971). No Estudo da Bacia (1958, segundo Viana *et al.* 1971) a Formação Ilhas foi dividida nos membros Inferior e Superior, posteriormente Viana *et al.* 1971 categorizaram os membros como formações Pojuca (Membro Superior) e Marfim (Membro Inferior), e conseqüentemente o Grupo Ilhas foi elevado da sua categoria de formação.

De idade neoberriasiano-eovalanginiano (Costa *et al.* 2007) o Grupo Ilhas, é definido e dividido na Bacia do Recôncavo nas formações Marfim e Pojuca por Viana *et al.* (1971); na Bacia de Jatobá o grupo apresenta-se indiviso constituindo faixas estreitas e descontínuas bem associadas com os sedimentos da Formação Candeias o que levou ao mapeamento em conjunto estas unidades em antigos trabalhos. Rocha & Amaral (2007) propõem no mapa geológico anexo ao estudo da hidrogeologia da bacia uma individualização mais generalizada da Formação Candeias e o Grupo Ilhas.

O Grupo Ilhas é composto por ritmitos arenosos cinza avermelhados, siltitos e folhelhos cinza azulados (Barbosa 2006), descritos litologicamente por Rocha & Amaral (2007) como duas camadas em alternância repetitiva: a) arenitos médios com níveis grossos, em lentes amalgamadas, apresentando estratificação tangencial, cruzada sigmoidal, cruzada acanalada de pequeno porte, estruturas convolutas e ondulações

cavalgantes, características que sugerem uma sequência turbidítica tipo Tb-c de Bouma; b) argilitos e siltitos creme com porções avermelhadas, apresentando delgadas intercalações de arenito fino, contendo marcas onduladas e laminações plano-paralelas.

Menezes Filho *et al.* (1988) associaram os sedimentos do Grupo Ilhas a um ambiente de deposição em planície e frente deltaica e regimes de fluxo superior e inferior, com aporte de material oriundo de um sistema fluvial, que constitui as frentes deltaicas do “Lago” Candeias, no estágio climax do rifte da evolução do sistema RTJ (Rocha & Amaral, 2007).

O tipo gradacional do seu contato inferior com a Formação Candeias é constatado à medida que a fração arenosa deste grupo predomina em relação a fração pelítica. Com a Formação São Sebastião o contato é marcado por uma discordância angular regional (Rocha & Amaral 2007). O Grupo Ilhas é correlato com a porção intermediária da Formação Barra de Itiúba assim como a Formação Penedo da Bacia de Sergipe-Alagoas (Schaller 1969, Menezes Filho *et al.* 1988, Rocha 2011).

Grupo Massacará.

A designação formal Grupo Massacará, que provém da vila de Massacará, situada no município de Euclides da Cunha, Bahia, engloba uma sequência arenosa com intercalações de argilas silticas, folhelhos e raros calcários, que se sobrepõem ao Grupo Ilhas. Abrange, assim, parte da antiga Formação Ilhas e toda a Formação São Sebastião (Viana *et al.* 1971).

Os sedimentos do Grupo Massacará equivalem unicamente a Formação São Sebastião com presença crescente no sistema rifte do Recôncavo para Tucano e Jatobá (Caixeta *et al.* 1994).

FORMAÇÃO SÃO SEBASTIÃO.

Introduzido por Taylor, o termo Formação São Sebastião foi dado em nome da cidade de São Sebastião do Passé, Bahia (1948, segundo Viana *et al.* 1971). Barnes (1949, segundo Viana *et al.* 1971) lhe atribuiu idade cretácea colocando-a na Série Bahia. A formação foi dividida informalmente em São Sebastião Inferior, São Sebastião Médio e São Sebastião Superior (Pontes & Ribeiro 1964, segundo Viana *et al.* 1971), posteriormente Viana *et al.* (1971) formalizaram a subdivisão nos membros Paciência, Passagem dos Teixeiras e Rio Joanes, respectivamente. Na Bacia de Jatobá, a Formação São Sebastião é mantida indivisa nos trabalhos mais recentes (exemplo: Rocha e Amaral 2007; Rocha 2011), geralmente seus afloramentos constituem serras arredondadas ou morrotes ondulados, e mais raramente, serras escarpadas, distribuídas ao longo de uma faixa NE-SW, principalmente na região do povoado de Campos, Ibimirim.

Segundo Rocha (2011) e Fambrini *et al.* (2013b), a Formação São Sebastião é constituída na base, por arenitos avermelhados, com raros níveis grossos na base, variando de grossos a finos, de seleção regular, por vezes oxidados; para o topo a sequência está caracterizada por arenitos róseo-avermelhados com

manchas de coloração creme, de granulação variando de finos a muito finos, bem selecionados, bimodais, dispostos em estratos bandados, de aspecto rítmico, devido à pigmentação ferruginosa em alguns estratos; são comuns as estratificações cruzadas acanaladas de grande porte nesses arenitos mais finos com paleocorrentes indicando diversos sentidos do fluxo sedimentar.

O ambiente de deposição da Formação São Sebastião de idade neovalanginiano-eohauteriviano (Costa *et al.* 2007), é associado a um sistema inicialmente fluvial de estilo entrelaçado (Fambrini *et al.* 2006, 2007, 2013b), com posterior retrabalhamento pelo vento, onde a porção basal caracteriza um sistema fluvial de alta energia com sentido de paleocorrentes para S e SW (Fambrini *et al.* 2007), e a superior registra um ambiente desértico tipicamente eólico (Rocha & Amaral 2007, Fambrini *et al.* 2006, 2013b). Recentemente, Fambrini *et al.* (2013b) detalharam as rochas do sistema eólico da formação identificando a presença de depósitos de dunas eólicas (arenitos com estratos cruzados acanalados de grande porte), depósitos de lençóis de areia eólica (arenitos bem selecionados com estratos plano-paralelos) e depósitos de interdunas. A Formação São Sebastião representa a fase climax do rifte compreendendo os andares Rio da Serra, Aratu, Buracica e Jiquiá da estratigrafia local.

O contato inferior da Formação São Sebastião com os sedimentos do Grupo Ilhas é transicional, enquanto que o superior com a Formação Marizal é do tipo discordante erosivo/angular (Bruni *et al.* 1976). Ponte & Appi (1990) e Ponte *et al.* (1997) com base na presença de características semelhantes, correlacionaram esta unidade com parte das formações Penedo, Coqueiro Seco e Morro do Chaves da Bacia Sergipe-Alagoas.

Formação Marizal.

Do mapeamento feito por Brazil (1947, segundo Viana *et al.* 1971) na Serra do Marizal e nos arredores da cidade de Cícero Dantas (Bacia de Tucano), foram definidas as formações Marizal e Cícero Dantas. Posteriormente alguns geólogos reuniram essas unidades em uma única unidade, na Formação Marizal à qual Viana *et al.* (1971) na Revisão Estratigráfica da Bacia Recôncavo - Tucano formalizaram com seção-tipo na Serra do Marizal ao leste da cidade de Tucano na Bahia. A área de afloramento da Formação Marizal na Bacia de Jatobá é ampla, ocupando a porção norte central ao oeste do município de Ibimirim.

Segundo Rocha (2011), na Bacia de Jatobá a unidade é litologicamente constituída essencialmente por arenitos esbranquiçados de granulação variando de média a grossa, por vezes fina, associados de forma subordinada, a siltitos e argilitos. Ademais desta litologia destacam-se arenitos conglomeráticos com estruturas do tipo estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte e estruturas de sobrecarga e fluidificação (Costa *et al.* 2003).

A associação característica de litotipos e estruturas nesta formação caracterizam um sistema de leques aluviais e fluvial proximal (Neumann *et al.* 2009). De idade aptiana baseada em palinomorfos a Formação

Marizal, repousa discordantemente (Viana *et al.* 1971) sobre os sedimentos fluvio-eolicos da Formação São Sebastião, dando inicio com sua deposição ao estágio pós-rifte inicial do evento de ruptura e fragmentação do Continente Gondwana. Esta unidade é correlacionada ao Membro Carmópolis da Formação Muribeca da Bacia Sergipe-Alagoas (Viana *et al.* 1971) e também às formações Itapecuru e Urucua das bacias de Parnaíba e do São Francisco respectivamente (Ghignone 1979).

Sobre a sequência arenosa, Braun (1966), Rolim (1984), Bueno (1996) e Costa *et al.* (2007), descreveram na Serra do Tonã da Sub-Bacia Tucano Norte, uma intercalação de folhelhos esverdeados e calcários escuros albo-aptianos, relacionados por Ghignone (1979) à Formação Marizal e correlacionados com a Formação Santana da Bacia do Araripe (Assine 2007, Bueno 1996, Magnavita *et al.* 2003). Rocha (2011) individualizou dita sequência de folhelhos intercalados com calcários associando-a com o Grupo Santana sugerido por Neumann *et al.* (2009, 2010) para a Bacia de Jatobá.

Grupo Santana.

Propõe-se a denominação desta unidade para a Bacia de Jatobá, como a definição reformulada por Neumann (1999) e Neumann & Cabrera (1999) para a Bacia do Araripe. Publicações recentes (Neumann *et al.* 2009, 2010, Neumann *et al.* 2013, Santos *et al.* 2011, Tomé *et al.* 2014) e tese de doutorado (Rocha, 2011) têm identificado o Grupo Santana na Bacia de Jatobá constituindo-se das rochas carbonáticas e silicilásticas situadas estratigraficamente acima da Formação Marizal

O Grupo Santana é então tomado como o grupo sugerido por Neumann & Cabrera (1999) na Bacia do Araripe e dividido nas formações Crato, Ipubi e Romualdo; para a Bacia de Jatobá o grupo é dividido em duas unidades, formações Crato e Romualdo (Neumann *et al.* 2009, 2010; Rocha 2011; Santos *et al.* 2011; Neumann *et al.* 2013, 2014; Tomé *et al.* 2014) e posicionado no andar Alagoas (Tomé *et al.* 2014). Na Bacia de Jatobá o grupo representa um paleolago que se desenvolveu durante a fase pós-rifte, onde hidrologicamente predominavam águas doces a salobras, com alto teor de matéria orgânica, intensa atividade bacteriana, grande diversidade de espécies de ostracodes que confirmam sua idade aptiana (Rocha 2011). Com base na presença de microfósseis e palinórmorfos nas bacias do Araripe e de Jatobá (Coimbra *et al.* 2002, Tomé *et al.* 2014), a idade deste paleolago pode estender-se ao albio inferior. A correlação destas unidades homônimas nas bacias de Araripe e Jatobá, além dos sedimentos da Serra do Tonã na Bacia de Tucano Norte é tema de discussão baseado na ocorrência de moluscos e equinodermos restrita só na Formação Romualdo na porção ocidental da Bacia do Araripe e a separação desta ultima bacia ao norte da Zona de Cisalhamento Pernambuco, o que deixa varias hipóteses possíveis sobre a origem vinculada ou isolada destas sequencias lacustres cronocorrelatas (Rocha 2011).

FORMAÇÃO CRATO.

Definida inicialmente como membro Crato, que junto com os membros Ipubi e Romualdo, constituíam a Formação Santana do Grupo Araripe definido por Beurlen (1971) foi elevada à categoria de formação por Neumann & Cabrera (1999).

Esta formação é caracterizada litologicamente por calcários laminados fossilíferos de coloração creme a cinza claro, intercalados por siltitos, folhelhos e arenitos finos (Rocha 2011). Os calcários laminados apresentam granulação fina (calcilutitos) e são constituídos por uma alternância de lâminas com espessuras milimétricas (0,5 a 1,5 mm) e de cores bege-claro e bege-escuro a marrom; as principais estruturas observadas foram os escorregamentos (*slumps*) os pseudomorfos de sal, sendo que estes últimos fraturam os calcários laminados; microestruturas do tipo *loop-bedding* que apresentam um apertamento das lâminas, numa morfologia de laço, formando uma espécie de *boudinage* sedimentar (Neumann *et al.* 2010, Lima *et al.* 2011).

A origem deposicional da Formação Crato de área restrita às serras Negra e do Periquito na Bacia de Jatobá, é associada por Rocha (2011), a um ambiente essencialmente lacustre com contribuições flúvio-deltaicas.

Tomé (2014) identificou espécies do gênero *Pattersonocypris* e *Damonella grandiensis* (ostracode 207 da coleção de Kroemmelbein) nesta formação, os quais constituem fosseis guia do Aptiano-Eoalbian. A passagem da Formação Marizal para a Formação Crato é gradual, marcada pelo primeiro aparecimento de calcários laminados. Correlaciona-se com a Formação Riachuelo da Bacia Sergipe-Alagoas (Braun 1966) e com a Formação Codó da Bacia de Parnaíba (Bruni *et al.* 1976).

FORMAÇÃO ROMUALDO.

Assim como a Formação Crato, o membro Romualdo foi definido na Bacia do Araripe, por Beurlen (1971), e elevado à categoria de formação por Neumann & Cabrera (1999). Na Bacia de Jatobá, em caráter análogo ao da Formação Crato, sua área de afloramento é restrita às serras Negra e do Periquito apresentando uma espessura média de aproximadamente 30 metros (Rocha, 2011).

Segundo Rocha (2011) é constituída na base por siltitos e folhelhos, característicos de associação de fácies terrígena lacustre e no topo por calcários que se alternam com níveis de folhelhos pouco espessos e raramente pirobetuminosos. Os calcários maciços bioclásticos foram classificados como *packstone* contendo fragmentos de bivalves, ostracodes, gastrópodes, além de formas sugestivas de algas e foraminíferos; os siltitos e argilitos apresentam-se em camadas com mergulho de 50° para NNW, falhados e rotacionados com estrutura em dominó, semelhante aos mergulhos das camadas da bacia (Lima *et al.* 2011).

Na Bacia de Jatobá, a origem da Formação Romualdo de idade aptiano-eoalbiana (Coimbra *et al.* 2002), é totalmente lacustre sem evidências de influência marinha como sua homônima na Bacia do

Araripe (Rocha 2011). As relações de contato desta formação com as formações Crato e Exu são de difícil definição pela ausência de exposições.

Formação Exu.

Inicialmente descrita na Bacia do Araripe, a partir dos estudos de Beurlen (1966), em trabalhos anteriores aos de Neumann *et al.* (2009, 2010) e Rocha (2011) realizados na Bacia de Jatobá, não consideram na sua concepção estratigráfica a Formação Exu, que a exemplo das formações Crato e Romualdo, aflora de maneira restrita nas serras Negra e do Periquito.

A Formação Exu é descrita no presente trabalho de maneira literal ao documentado por Rocha (2011).

Litologicamente está constituída predominantemente por arenitos grossos a conglomeráticos de coloração creme a lilás, com níveis de conglomerados e intercalações de pelitos de planície de inundação, apresentando estratificações cruzadas planar e acanaladas, em uma associação de fácies característica de sistemas fluviais entrelaçados; sendo responsável pela morfologia aplainada das serras Negra e do Periquito, como também pela grande quantidade de depósitos de tálus, que capeiam as formações sotopostas. A Formação Exu e sua homônima na Bacia do Araripe podem ser correlacionadas segundo Assine (2007) com as formações Açu (Bacia Potiguar) e Itapecuru (Bacia do Parnaíba), e posicionadas no intervalo Albiano – Cenomaniano.

Coberturas Cenozoicas.

Na Bacia de Jatobá as coberturas cenozóicas ocupam faixas bastante significativas, representadas por extensas áreas irregulares que se distribuem por toda a bacia, inclusive, são em parte responsáveis pela dificuldade de caracterização das relações de contato entre algumas unidades, como também pela não identificação de falhamentos importantes, que favoreceriam um melhor entendimento da tectônica de implantação e evolução do rifte (Rocha & Amaral 2007).

Neste conjunto sedimentar predominam as coberturas detríticas residuais representadas por sedimentos elúvio/coluviais, de caráter essencialmente arenoso, com rara contribuição pelítica, que formam extensos areais, provenientes do retrabalhamento dos sedimentos arenosos das formações Tacaratu, Sergi, Candeias, São Sebastião e Marizal; são comuns também depósitos de tálus nas cercanias das serras Negra e do Periquito, constituídos por blocos de tamanhos diversos, produto da desagregação dos arenitos silicificados da Formação Exu, que capeiam as formações Crato e Romualdo na bacia (Rocha, 2011).

CONCLUSÕES

O registro sedimentar da Bacia de Jatobá é caracterizado por quatro tectono-sequências limitadas por discordâncias. As quatro tectono-sequências denotam os estágios evolutivos do evento de ruptura entre América do Sul e África. Seu depocentro é controlado pela Falha de Ibimirim que representa o limite N-NE da bacia.

A tectono-sequência sinéclise constituída pelas formações Tacaratu e Inajá é representada por arenitos médios a grossos granodecrescentes. A idade provável siluro-devoniana da Formação Tacaratu é atribuída em base à fauna fóssil de bivalves e braquiopódes marinhos devonianos da Formação Inajá.

As formações Aliança e Sergi constituem o Grupo Brotas e representam a tectono-sequência de início do rifte. Tais unidades são a resposta sedimentar dos primeiros esforços desenvolvidos do estiramento através da crosta. Estas unidades têm sido posicionadas no andar local Dom João (Biozona 001) de idade Tithoniano? (Neojurássico).

Os depósitos acumulados durante a fase tectono-estratigráfica do climax do rifte, são atribuídos à Formação Candeias, ao Grupo Ilhas e à Formação São Sebastião. Na estratigrafia local os andares Rio da Serra (Berriasiano - Eohauteriviano), Aratu (Hauteriviano – Barremiano), Buracica (Barremiano) e Jiquia (Barremiano – Aptiano), contêm as biozonas de fauna ostracoda 002 – 009.

A tectono-sequência pós-rifte do Andar Alagoas (Aptiano – Albiano) é respresentada pela Formação Marizal, o Grupo Santana e a Formação Exu. Os ostracodes encontrados nesta sequência têm sido correlacionados com a biozona 011 da Bacia do Araripe, em base da ocorrência dos táxons *Pattersoncypris* e *Damonella grandiensis*.

As condições continentais de sedimentação na Bacia de Jatobá foram constantes durante toda sua evolução mesozoica. A incursão marinha registrada em outras bacias tipo rifte abortado do nordeste brasileiro não tem representação nesta bacia.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco pela disponibilização dos espaços. JGG agradece especialmente à Pró-reitoria para assuntos de pesquisa e pós-graduação PROPESQ – UFPE pela bolsa de estudo concedida.

Referencias.

- Aguiar, G.A. & Mato, L.F. 1990. Definição e relações estratigráficas da Formação Afligidos nas Bacias do Recôncavo, Tucano Sul e Camamu, Bahia, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Sociedade Brasileira de Geologia. *Anais...* v. 1, p.157–170.

- Almeida, F.F.M. 1967. *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro: DNPM, Boletim 241, p. 29.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y, Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8: 1977, Campina Grande. *Atas...* Campina Grande: SBG, 1977. p. 363-391.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y, Brito Neves, B.B., Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural provinces: An introduction. *Earth Science Review*, v. 17, p. 1-29.
- Aragão, M.A.N.F., Costa, I.P., Silva, O.B. 1999. Influence of compressive stresses on the structure of the Recôncavo/Tucano/Jatobá rift and on the tectonic control of its petroleum accumulations. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos-SNET, 7., Lençóis: *Anais*, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 55-59.
- Aragão, M.A.N.F. & Peraro, A.A. 1994. Elementos estruturais do rifte Tucano/Jatobá. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro. UNESP, *Boletim*, pp. 161-165.
- Arai, M. 2006. Revisão estratigráfica do cretáceo inferior das bacias interiores do nordeste do Brasil. *Geociências*, v. 25, n. 1, p. 7–15.
- Assine, M. L. 1992. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe , Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 22, n. 3, p. 289–300.
- Assine, M. L. 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 371–389.
- Barbosa, P.D.A. 2006. *Análise da deformação frágil da porção E da Bacia do Jatobá e do seu embasamento circundante*. Relatório de graduação em geologia - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 79 p.
- Barreto, P.M.C. 1968. Paleozoico da Bacia do Jatobá, Pernambuco. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 17, n. 1, p. 29–45.
- Beurlen, K. 1966. Novos equinóides no Cretáceo do Nordeste do Brasil. *Anais da Academia de Ciências*, v. 38, n. 3/4, p. 455-464.
- Beurlen, K. 1971. As condições ecológicas e faciológicas da Formação Santana na Chapada do araripe (Nordeste do Brasil). *Anais da Academia de Ciências*, v. 43, n. supl, p. 411-415.
- Bongiollo, D.E., Scherer, C.M.S.S. 2010. Facies architecture and heterogeneity of the fluvial–aeolian reservoirs of the Sergi formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v. 27, n. 9, p. 1885-1897.
- Braun, O.P.G. 1966. *Estratigrafia dos Sedimentos da Parte Inferior da Região Nordeste do Brasil (Bacias do Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe)*. Rio de Janeiro: DNPM/DGM, Boletim 236, 75 p.
- Braun, O.P.G. 1970. A respeito do “Paleozóico da Bacia de Jatobá, Pernambuco”. Rio de Janeiro: *Revista Mineração e Metalurgia*, v. 53, n. 309-312, p. 100–9, 240.

- Brito Neves, B.B., Van Schmus, W.R., Santos, E.J., Neto, M., Kozuch, M. 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 279-296.
- Brito Neves, B.B., Santos, E.J., Van Schmus, W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province. In: CORDANI, U.G. et al. *Tectonic evolution of the South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p.151-182.
- Bruni, M.A., Cordani, U.G., Campos, D.R.B. 1976. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. Folha Aracaju (SC. 24). Brasília: DNPM/DGM.
- Bueno, G.V. 1996. Serra do Tonã: um elo estratigráfico entre as bacias de Tucano Norte (BA) e Araripe (CE), Nordeste do Brasil. In: Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil, 4. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista. *Anais...* p.143–146.
- Caixeta, J. M.; Bueno, G.V.; Magnavita, L.P.; Feijó, F.J. 1994. Bacias de Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 8, n. 1, p. 163–172.
- Campos Neto, O.A.; Souza-Lima, W.; Cruz, F.E.G. 2007. Bacia de Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 405-415.
- Caputo, M. V; Crowell, J. C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 96, p. 1020-1036,.
- Cardoso, R.N. 1966. Conchostráceos do Grupo Bahía: Brasil. *Boletim do Instituto de Geologia*, v. 1, n. 2, p. 1-76.
- Carvalho, R.R.; Neumann, V.H.M.L.; Fambrini, G.L.; Vieira, M.M.; Rocha, D.E.G.G. 2010. Origem e Proveniência das Sequência Siliciclástica Inferior da Bacia do Jatobá. *Estudos Geológicos*, v. 20, n. 2, p. 113-127.
- Coimbra, J.C.; Arai, M.; Carreño, A.L. 2002. Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe Basin, northeastern Brazil. *Geobios*, v. 35, p. 687-698.
- Correia, E. G. 1965. Contribuição da refração sísmica no delineamento do arcabouço estrutural da Bacia de Jatobá. In: Coletânea de relatórios de exploração (II). Rio de Janeiro: Petrobrás, CENPES: 41-66.
- Costa, I. P.; Milhomem, P.S.; Carvalho, M.S. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Jatobá. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, 2003. Disponível em: http://www.phoenix.org.br/Phoenix53_Mai03.htm Acesso em: 26/6/2014.
- Costa, I.P.; Bueno, G.V.; Milhomem, P.S.; Silva, H.S.L. E; Kosin, M.D. 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 15, n. 2, p. 445–453.
- Dantas, J.R.A. & Lima-Filho, C.A. 2007. Síntese da Geologia de Pernambuco. Disponível em: http://www.dnpm.gov.br/dstpe/trabalhos/Sint_PE/SintesePE_03.htm Acesso em: 26/6/2014.

- Davison, I. 1999. Tectonics and hydrocarbon distribution along the Brazilian South Atlantic margin. In: N. R. Cameron; R. H. Bate; V. S. Clure (Eds.); *The Oil and Gas habitats of the South Atlantic*. London: *Special Publications of Geological Society*, 153rd ed., p.133–151.
- Derby, O.A. 1878. Contribuições para o estudo da geologia do Valle do rio Sao Francisco. *Archivos do Museu Nacional*, 4: 87-119.
- Derby, O.A. 1880. Geology of the Rio Sao Francisco, Brazil. *American Journal of Sciences*, 3rd Series, 19, 119, p. 236.
- Fambrini, G.L.; Lemos, D.R.; Tesser Junior, S.; Araújo, J.T.; Silva-Filho, W.F.; Souza, B.Y.C.; Neumann, V.H.M.L. 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*, v. 11, n. 2, p. 55-87.
- Fambrini, G.L.; Lima-Filho, M.F.; Costa, B.H.; Jesuino, P.C.L.; Tesser Junior, S. 2006. Sistemas fluviais entrelaçados de alta energia da Formação São Sebastião na Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43. Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia. *Anais...* p. 289.
- Fambrini, G.L.; Lima-Filho, M.; Tesser Junior, S.; Costa, B.H.; Jesuino, P.C.L.; Valenca, L.M.M.; Neumann, V.H.M.L. 2007. Paleocorrentes fluviais da Formação São Sebastião, Bacia de Jatobá, NE do Brasil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 22. Natal: *Atas...*, p. 45.
- Fambrini, G.L.; Neumann, V.H.M.L.; Barros, C.L.; Agostinho, S.M.O.; Galm, P.C.; Menezes-Filho, J.A.B. 2013a. Análise estratigráfica da Formação Brejo Santo, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: implicações paleogeográficas. *Geologia USP. Série Científica*, v. 13, n. 4, p. 3-28.
- Fambrini, G.L.; Neumann, V.H.M.L.; Lemos, D.R.; Araújo, J.T.; Lima-Filho, M.F.; Silva-Filho, W.F. 2010. Stratigraphy and sedimentology of the Rift Initiation to Rift Climax stages of the Araripe Basin, Northeastern Brazil: new considerations. In: International Sedimentological Congress, 18., 2010, Mendoza, Argentina, *Abstracts Volume...* Mendoza: IAS/PETROBRAS, 2010, p. 333. 1 CD-ROM.
- 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. 2013b. Fácies e sistemas deposicionais da Formação São Sebastião (Eocretáceo), Bacia De Jatobá, PE: contribuição à evolução geológica do Rife Recôncavo-Tucano-Jatobá, Nordeste Do Brasil. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 25. Gravatá: *Conferências e resumos*, Boletim 23, p. 176-177.
- Freitas, F.I.; Hessel, M.H.; Nogueira Neto, J.A. 2008. Troncos fósseis da Formação Missão Velha na porção leste da Bacia do Araripe, Ceará. *Revista de Geologia*, v. 21, n. 2, p. 193-206.

- Ghignone, 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia, in: Inda, H.A. V (Ed.), Geologia e Recursos Minerais Do Estado Da Bahia. Salvador, pp. 24–117.
- Ghignone, J.I., 1972. Ensaio de paleogeografia do Nordeste e as sequências sedimentares. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 26. Belém: Anais Sociedade Brasileira de Geologia. v. 3. p. 21–28.
- Kuchle, J. Análise tectono-estratigráfica de bacias rifte. Porto Alegre, 2010. Tese de Doutorado em Geociências - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Kuchle, J.; Scherer, C.M.D.S.; Born, C.C.; Alvarenga, R.D.S.; Adegas, F.A 2011. 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*, v. 31, n. 4, p. 358-371.
- Lima, R.P.; Neumann, V.H.M.L.; Rocha, D.E.G.A.; Miranda, T.S.; Gonçalves, L.R.L.; Barbosa, J.A.; Santos, C.A.; Lima-Filho, M.F.; Fambrini, G.L.; Menezes-Filho, J.A.B. 2011. Sedimentologia e Estratigrafia do Paleolago Aptiano da Bacia de Jatobá. In: Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás, 5. Florianopolis. *Anais...CD-ROM*.
- Lima-Filho, M.F.; Souza, G.M.; Silva Junior, R.P. 2009. Evolução do Graben do Puiú e o início do rifteamento na Bacia do Jatobá. In: XXII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos / VI International Symposium on Tectonics. Buzios: *Anais...* p.CD-ROM, resumo 0069–1–A–01.
- Mabesoone, J.M. 1977. Paleozoic-Mesozoic deposits of the Piauí-Maranhão Syncline (Brazil): geological history of a sedimentary basin. *Sedimentary Geology*, v. 19, p. 7-38.
- Mabesoone, J.M. 1994. *Sedimentary basins of Northeast Brazil*. 1st ed. Recife: Editoria Universitária - Universidade Federal de Pernambuco, 308 p.
- Magnavita, L. P. 1992. *Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil*. University of Oxford, Earth Sciences Department, Wolfson College, Oxford, Tese de doutoramento, 493 pp.
- Magnavita, L.P. & Cupertino, J.A. 1987. Concepção atual sobre as bacias de Tucano e Jatobá, Nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, v. 1, n. 2, p. 119-134.
- Magnavita, L.P.; Destro, N.; Carvalho, M.S.S.; Milhomem, P.S.; Souza-Lima, W. 2003. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de Tucano. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, 2003. Disponível em: http://www.phoenix.org.br/Phoenix52_Abr03.htm Acesso em: 26/6/2014.
- Magnavita, L.P.; Szatmari, P.; Cupertino, J.A., Destro, N., D.G., R. 2012. The Recôncavo Basin. In: Roberts, D.G. & Bally, A.W. *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*. Amsterdam: Elsevier Science, p. 383-420.

- Menezes Filho, N.R.; Santos, R.A.; Souza, J. 1988. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética/previsional - escala 1:100.000 (Folha SC.24-X-C-V Santa Brígida)*. Estado da Bahia. Brasília: DNPM/CPRM.
- Mounguengui, M.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*, v. 51, p. 239-256.
- Mussa, D. & Muniz, G.C.B. 1985. Tronco silicificado da Formação Sergi, Estado de Pernambuco, Brasil. Congresso Brasileiro de Geologia, 9. Fortaleza: *Anais...* p. 58.
- Nascimento, M.A.L. 2003. *Geologia, geocronologia, geoquímica e petrogênese das rochas ígneas cretácicas da província magmática do Cabo e suas relações com as unidades sedimentares da Bacia de Pernambuco (NE do Brasil)*. Tese de Doutorado em Geodinâmica e Geofísica - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 232 p.
- Neumann, V.H.M.L. 1999. *Estratigrafia, Sedimentologia, Geoquímica y Diagénesis de los Sistemas Lacustres Aptiense-Albienses de La Cuenca de Araripe (Noreste de Brasil)*. Tese de Doutorado - Departament d'Estratigrafia i Paleontologia y Departament de Geoquímica, Petrologia i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona, Barcelona, 250 p.
- Neumann, V.H.M.L. & Cabrera, L. 1999. Una nueva propuesta estratigráfica para La tectonosecuencia post-rifte de La Cuenca de Araripe, Noreste de Brasil. In: Simposio do Cretáceo Brasileiro, 5. Serra Negra: UNESP, *Boletim de Resumos*, p.279–285, 1999.
- Neumann, V.H.M.L.; Rocha, D.E.G.A.; Lima, R.P.; Carvalho, R.R. 2009. Microfácies e microestruturas dos calcários laminados das serras do Periquito e Negra, Bacia do Jatobá. In: Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás, 5. Fortaleza. *Anais...* CD-ROM.
- 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. Microfácies carbonáticas e comportamento isotópico de C e O nos calcários laminados aptianos lacustres da Serra Negra, Bacia do Jatobá, Nordeste do Brasil. *Estudos Geológicos*, v. 20, n. 1, p. 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. In: AAPG Annual Convention and Exhibition. Pittsburgh: AAPG©2013, v. 50882.
- 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.
- Oliveira, A.I. & Leonardos, O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Serv. Inf. Agric.

- Peraro, A.A. 1995. Caracterização sísmica do tectonismo transcorrente na Bacia do Jatobá. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro: *Anais...* p.1-3.
- Pereira, P.A.; Almeida, J.A.C.; Barreto, A.M.F. 2012. Paleoecologia dos bivalves e braquiópodes da Formação Inajá (Devoniano), Bacia do Jatobá (PE), Brasil. *Estudos Geológicos*, v. 22, n. 1, p. 37-53.
- Pinto, I.D. & Sanguinetti, Y.T. 1958. *Bisulcocypris*: a new Mesozoic genus and preliminary notes about its relation with *Metacypris* and allied forms. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 7, p. 75-90.
- Ponte, F.C. & Asmus, H.E. 1978. Geological framework of the Brazilian continental margin. *Geologische Rundschau*, v. 67, p. 201-235.
- Ponte, F.C. & Appi, C.J. Proposta de revisão da coluna estratigráfica da Bacia do Araripe. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, p.211–226, 1990.
- Ponte, F. C. Sistemas deposicionais na Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. In: Simpósio sobre as Bacias Cretácicas Brasileiras, 2. Rio Claro: *Anais...* p.81–84, 1992.
- Ponte, F. C. Extensão Paleogeográfica da Bacia do Araripe no Mesocretáceo. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 3. Rio Claro: *Anais...* p.131–135, 1994.
- Ponte, F. C.; Ponte Filho, F. C. Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe. Recife: DNPM, 4º e 10º Distritos Regionais, Delegacias do Ministério das Minas e Energia em Pernambuco e Ceará, 1996a.
- Ponte, F. C.; Ponte Filho, F. C. Evolução tectônica e classificação da Bacia do Araripe. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4. Águas de São Pedro: *Boletim UNESP*, p.123–133, 1996b.
- Ponte, F. C.; Medeiros, R. A.; Ponte Filho, F. C. Análise estratigráfica da Bacia do Araripe: Parte 1 - Análise de sequências. Simpósio sobre a Bacia do Araripe e bacias interiores do nordeste, 2. Crato: *Anais...*, 1997.
- Poropat, S.F. & Colin, J.-P. 2012. Early Cretaceous ostracod biostratigraphy of eastern Brazil and western Africa: An overview. *Gondwana Research*, v. 22, n. 3-4, p. 772-798.
- Prosser, S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: G.D. Williams & A. Dobb (Eds.) *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society Special Publication, v. 71 ed., p. 35-66.
- 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 (Coordenadores). *Hidrogeologia da Bacia Sedimentar do Jatobá: Sistema Aquífero Tacaratu/Inajá*. Ministério de Minas e Energia - Ministério da Ciência e Tecnologia.

- Rocha, D.E.G.A. 2011. *Caracterização do intervalo carbonático aptiano da Bacia do Jatobá, NE do Brasil*. Tese de Doutorado em Geociências - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 124 p.
- Rocha, D.E.G.A. & Leite, J.F. 1999. *Estudo hidrogeológico da Bacia do Jatobá-Geologia*. Recife: CPRM.
- Rocha, D.E.G.A. & Leite, J.F. 2001. *Mapa geológico da Bacia do Jatobá - Geologia*. Recife. CPRM.
- Rolim, J. L. 1984. Sequência Clástica e Carbonática da Serra do Tonã, Macururé, Estado da Bahia. Porto Alegre, 1984, p. 155. Tese de Doutorado em Geociências - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul
- 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, C.A.; Neumann, V.; Menezes, M.; Rocha, D.; Agostinho, S. 2011. Caracterização sedimentológica e micropaleontológica dos calcários bioclásticos da Serra do Periquito, Bacia de Jatoba-PE. *Estudos Geológicos*, v. 21, n. 1, p. 21-39.
- Santos, E.J. 1995. *O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema*. Tese de doutoramento - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 219 p.
- Schaller, H. 1969. Bacia de Sergipe / Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobras*, v. 12, n. 1, p. 21-86.
- Scherer, C.M.S.; Jardim de Sá, E.F.; Córdoba, V.C.; Sousa, D.C.; Aquino, M.M.; Cardoso, F.M.C. 2014. Tectono-stratigraphic evolution of the Upper Jurassic–Neocomian rift succession, Araripe Basin, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 49, p. 106-122.
- Scherer, C.M.S.; Lavina, E.L.C.; Dias-Filho, D.C.; Oliveira, F.M.; Bongiolo, D.E.; Aguiar, E.S. 2007. Stratigraphy and facies architecture of the fluvial–aeolian–lacustrine Sergi Formation (Upper Jurassic), Recôncavo Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, v. 194, n. 3-4, p. 169-193.
- Silva, M.C.; Carvalho, M.S.S. Barreto, A.M.F. & Carvalho, I.S.C. 2011. Paleoictiofauna da Formação Aliança (Jurássico Superior), Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil. In: Carvalho, I.S.; Srivastava, N.K.; Strohschoen, O. & Lana, C.C. (eds.). *Paleontologia: cenários de vida*, vol.4, Rio de Janeiro: Interciência, p. 595-608.
- Silva, J.C. 2003. *Arqueologia no Médio São Francisco*. Tese de doutorado - Univesidade Federal de Pernambuco, Recife.
- Sousa, K.; Oliveira, E.V.; Fran Barreto, A. M. 2013. Uma nova fauna do cretáceo continental da Bacia de Jatobá, Estado de Pernambuco, Brasil. *Estudos Geológicos*, v. 23, n. 1, p. 87-109.

- Souza-Lima, W.; Borba, C.; Rancan, C.C.; Cangussu, L.P.; Costa, M.N.C.; Menezes, M.R.F; Ribas, N.; Galm, P.C.; Silva, B.O.; Bezerra, P.V. 2011. Formação Karapotó - Uma Nova Unidade Estratigráfica de Provável idade Siluro-Devoniana da Bacia Sergipe-Alagoas. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 24. Aracaju: *Anais...* p. 284.
- Teisserenc, P.; Villemain, J. 1990. Sedimentary Basin of Gabon - Geology and oil Systems. In: Edwards, J.D. & Santogrossi, P.A. (Eds.) *Divergent/Passive Margin Basins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 48 ed., v. 48, p.117-199.
- Tomé, M.E.R. 2011. *Estudo dos ostracodes não-marinhos do Andar Alagoas, nas bacias do Araripe, Cedro, Jatobá e Sergipe/Alagoas, Nordeste do Brasil*. Tese de Doutorado em Geociências - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 162 p.
- Tomé, M.E.R.; Lima-Filho, M.F.; Neumann, V.H.M.L. 2014. Taxonomic studies of non-marine ostracods in the Lower Cretaceous (Aptian-lower Albian) of post-rift sequence from Jatobá and Araripe basins (Northeast Brazil): Stratigraphic implications. *Cretaceous Research*, v. 48, p. 153-176.
- Valença, L.M.M.; Neumann, V.H.M.L.; Mabesoone, J.M. 2003. An overview on Callovian-Cenomanian intracratonic basins of Northeast Brazil: Onshore stratigraphic record of the opening of the southern Atlantic. *Geologica Acta*, v. 1, n. 3, p. 261-275.
- Viana, C.F. 1966. Stratigraphic distribution of Ostracoda in the Bahia Supergroup (Brazil). In: West African Micropaleontological Colloquium, 2, Ibadan, 1965, *Proceedings*, Leiden, p. 240-256.
- Viana, C.F.; Gama Junior, E.G.; Simões, I.A.; Moura, J.A.; Fonseca, J.R.; Alves, R.J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras*, v. 14, n. 3-4, p. 157-192.

CAPITULO II: MATERIAL E MÉTODOS

Para a realização do presente trabalho, foram analisadas vinte amostras de calcários bioclásticos e duas amostras de arenitos calcíferos coletadas de três seções estratigráficas realizadas nas localidades de Puiú, Modubim e Macambira nas proximidades do Povoado de Campos, Ibimirim, Pernambuco, onde foi caracterizada a litologia dos estratos medidos.

Em laboratório, cada amostra de rocha coletada foi fragmentada para dois procedimentos diferentes. Fragmentos consideráveis de oito das vinte duas amostras foram selecionados para a confecção de lâminas petrográficas. As lâminas foram confeccionadas no laboratório de laminação - UFPE.

Para os estudos de ostracodes, amostras foram preparadas de acordo com a metodologia padrão para a obtenção de ostracodes fósseis. Aproximadamente 60 g de amostra de rocha são pesados e colocados em um béquer de vidro de 600 ml previamente identificado. Adiciona-se 100 ml peróxido de hidrogênio (H_2O_2) na amostra, deixando reagir por aproximadamente 24 horas. Transcorrido o tempo, inicia-se a etapa de lavagem em peneira de malha 60 μm . Deposita-se a amostra em uma cápsula de porcelana limpa. Colocam-se as amostras para secar em estufa a 60 °C durante 24 horas. Quando o sedimento estiver seco, cada amostra passa-se por peneiras de malhas 500, 250 e 160; cada fração deposita-se em sacos plásticos previamente identificados, estando assim prontos para serem triados em microscópio estereoscópio.

As análises geoquímicas de 21 amostras foram realizadas no NEG-LABISE – UFPE. As amostras foram pulverizadas. Para os valores isotópicos de carbono e oxigênio, o pó foi diluído com ácido ortofosfórico a 25°C para liberar CO_2 . Os valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ foram medidos em CO_2 criogenicamente limpo em um espectrômetro de massa SIRA II, com coletor triplo. Os dados isotópicos de carbono e oxigênio foram calibrados com padrões internacionais e os resultados apresentados em V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite). Concentrações de óxidos maiores foram analisados por espectrometria de fluorescência de raios-X, usando grânulos fundidos e uma unidade automática RIX-3000.

Uma extensiva revisão bibliográfica foi feita com o fim de identificar as espécies de ostracodes presentes e interpretar sua paleoecologia, assim como também para em relação à literatura discutir os resultados geoquímicos e inferir o comportamento paleolimnológico do Lago Capianga registrado nos carbonatos lacustres da Formação Aliança na Bacia de Jatobá.

CAPITULO III: RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados obtidos na presente dissertação e suas respectivas discussões são apresentados em dois artigos científicos intitulados:

- Non-marine Ostracoda from the Aliança Formation in the North-central portion of the Jatobá Basin, Northeastern Brazil (Ostracodes não marinhos da Formação Aliança na porção norte-central da Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil), submetido à Revista Brasileira de Paleontologia.

- Stable isotopes (C & O) and Ostracoda of Aliança Formation lacustrine carbonates, Jatobá Basin, Brazil: paleolimnological implications (Isótopos estáveis (C & O) e ostracodes dos carbonatos lacustres da Formação Aliança, Bacia de Jatobá, Brasil: considerações paleolimnológicas), submetido a “Journal of South American Earth Sciences”.

ARTIGO CIENTÍFICO 1

NON-MARINE OSTRACODA FROM THE ALIANÇA FORMATION IN THE NORTH-CENTRAL
PORTION OF THE JATOBÁ BASIN, NORTHEASTERN BRAZIL

JULIANA GUZMÁN GONZÁLEZ
ENELISE KATIA PIOVESAN
GELSON LUÍS FAMBRINI
EDISON VICENTE OLIVEIRA

NON-MARINE OSTRACODA FROM THE ALIANÇA FORMATION IN THE NORTH-CENTRAL PORTION OF THE JATOBÁ BASIN, NORTHEASTERN BRAZIL

JULIANA GUZMÁN-GONZÁLEZ

Pós-graduação em Geociências, CTG - UFPE, Av. Acadêmico Hélio Ramos, 50740-530 Recife, PE, Brasil. *julitaguzmang@gmail.com*

ENELISE KATIA PIOVESAN, GELSON LUIS FAMBRINI, EDISON VICENTE OLIVEIRA

Departamento de Geologia, CTG - UFPE, Av. Acadêmico Hélio Ramos, 50740-530 Recife, PE, Brasil. *katiapiovesan@gmail.com, gelson.fambrini@ufpe.br, vicenteedi@gmail.com*

ABSTRACT

This study presents the non-marine ostracode fauna from three localities of the Aliança Formation (upper Jurassic?), in the north-central portion of the Jatobá Basin. Twenty-two samples were collected in the municipality of Ibimirim, Pernambuco, Brazil, distributed in three sections. The ostracode assemblage, characteristic of freshwater bodies, is composed by the following species: *Theriosynoecum pricei* (Pinto & Sanguinetti, 1958), *T. uninodosa* (Pinto & Sanguinetti, 1958), *T. quadrinodosum* (Krömmelbein & Weber, 1971), *Reconcavona? jatobaensis* (Krömmelbein & Weber, 1971) and *Alicenula* spp. The occurrence of *Reconcavona? jatobaensis* possibly constitutes the oldest known record of this species. The age of the Dom João local stage, characterized by this endemic ostracode fauna is hitherto topic of debate in northeastern Brazilian basins studies, here is briefly discussed as well.

Key words: Non-marine ostracodes, Aliança Formation, Dom João Stage, Jatobá Basin, Northeastern Brazil.

RESUMO

OSTRACODES NÃO MARINHOS DA FORMAÇÃO ALIANÇA NA PORÇÃO NORTE-CENTRAL DA BACIA DE JATOBÁ, NORDESTE DO BRASIL

Este estudo apresenta os ostracodes não marinhos de três localidades da Formação Aliança (Jurássico superior?), na porção centro-norte da Bacia de Jatobá. Vinte e duas amostras foram coletadas no município de Ibimirim, Pernambuco, Brasil, distribuídas em três seções. A associação de ostracodes, característica de corpos de água doce, é composta pelas seguintes espécies: *Theriosynoecum pricei* (Pinto & Sanguinetti, 1958), *T. uninodosa* (Pinto & Sanguinetti, 1958), *T. quadrinodosum* (Krömmelbein & Weber, 1971), *Reconcavona? jatobaensis* (Krömmelbein & Weber, 1971) and *Alicenula* spp. A ocorrência de *Reconcavona? jatobaensis* possivelmente constitui o registro mais antigo conhecido desta espécie. A idade do andar Dom João, caracterizada por uma fauna de ostracodes endêmica, ainda tema de debate nos estudos das bacias do Nordeste do Brasil, é discutida no presente artigo.

Palavras-chave: Ostracodes não marinhos, Formação Aliança, Andar Dom João, Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil.

INTRODUCTION

The Brazilian non-marine ostracodes have been studied in detail since the 60's, especially due to its application in hydrocarbon exploration (e. g. Krömmelbein, 1962, 1966; Viana 1966a,b; Schaller, 1969; Viana *et al.*, 1971). These studies resulted in detailed zonal schemes used in the biostratigraphic division of the local stages Dom João, Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá, and Alagoas (upper Jurassic?–Aptian) within the Recôncavo/Tucano and Sergipe/Alagoas basins in the Northeastern Brazil.

Upper Jurassic? – lower Cretaceous non-marine ostracodes are recognized in marginal and interior northeastern Brazilian basins from Recôncavo and Camamu basins in the south until the Patos Shear Zone in the north, except in the Pernambuco and Paraíba basins. In eastern Brazil and western Africa ostracode biozonation has been assigned along the stratigraphic record of the rifting process that broke up Gondwana, allowing a good correlation between basins of both sides of the present day South Atlantic Ocean (Poropat & Colin, 2012).

The *Bisulcocypris pricei* biozone (recte *Theriosynoecum pricei*) corresponds to the Dom João stage (upper Jurassic?) (Viana *et al.*, 1971) and is characterized by an association of different ostracode species,

including *Theriosynoecum uninodosa*, *T. quadrinodosum*, *Reconcavona? incerta*, *Darwinula* cf. *oblonga* and *D. leguminella*. (e.g. Coimbra *et al.*, 2002; Poropat & Colin, 2012). Sedimentary deposits dated as Dom João stage by their ostracode occurrences have been recognized in Recôncavo-Tucano-Jatobá basins as Aliança Formation (Viana *et al.*, 1971; Caixeta *et al.*, 1994), Sergipe-Alagoas basins as Bananeiras Formation (Schaller, 1969), and Araripe Basin as Brejo Santo Formation (Braun, 1966; Coimbra *et al.*, 2002).

The aim of this article is to identify the ostracode fauna recovered from carbonate layers of the Aliança Formation near the Campos Village (Ibimirim) area of the Jatobá Basin (Pernambuco State, Brazil) and to discuss the taxonomic problems between some genera and species.

STUDY AREA

The Jatobá Basin represents the northern end of the Recôncavo-Tucano–Jatobá rift system in Northeastern Brazil. Its sediments recorded the intracontinental evolution of the breakup which divided Gondwana in South America and Africa continents, creating the South Atlantic Ocean. The sedimentary record of this basin can be divided into three phases of sedimentation, syncline phase, from Silurian to Devonian; rift phase from upper Jurassic? to Aptian (Lower Cretaceous) and post-rift phase, from Aptian to lower Albian (Lower Cretaceous) (see revision in Guzmán *et al.*, 2015 and references therein).

The Aliança Formation, studied in the present work, corresponds with the overlies Sergi Formation to the Brotas Group, dated according to biostratigraphic zones as the Dom João local stage (upper Jurassic?) (Viana *et al.*, 1971). In the study area (figure 1), it is composed mainly of reddish, massive or laminated claystone interbedded with either limestone, sandy limestone or calcareous sandstone. The lithology corresponds to sheltered littoral and marginal inflow zones in a shallow lacustrine palaeoenvironment. According to Rocha (2011) the Aliança Formation represents the first lacustrine phase of the Jatobá Basin.

MATERIAL AND METHODS

Several ostracod complete carapaces and disarticulated valves were obtained from layers of limestone, sandy limestone and calcareous sandstone. Twenty two samples with 60 g in average were broken into small (centimeter sized) pieces and processed using standard laboratory technique for the study of fossil ostracodes, which consists in disaggregation with hydrogen peroxide (H₂O₂) during 24 h time period, washing through a sieve 62 micrometers and dried at 50° C. Each sample was sieved again with mesh 500, 250 and 160 micrometers. From the material retained on the 250 µm mesh of each sample, 300 ostracodes were picked out under a stereo microscope Zeiss Discovery V8 at the Paleontology Laboratory (PALEOLAB) of the Department of Geology, Federal University of Pernambuco (UFPE), Brazil. The selected specimens were imaged and measured in scanning electron microscope (SEM) at the Technologic Institute of Micropaleontology (itt Fossil), Vale do Rio dos Sinos University (Unisinos) and at the Strategic Technologies Center of the Northeastern (CETENE), Brazil. The illustrated specimens were deposited in the microfossil collection of the geology department of UFPE, collection numbers 1390 – 1405 DGEO-CTG-UFPE.

SYSTEMATIC PALEONTOLOGY

The generic taxonomy adopted in this work follows Sames (2011) for genus *Theriosynoecum*, Smith (2000) for genus *Reoncavona* and Rossetti & Martens (1998) for genus *Alicenula*.

Five ostracode species included in three genera were found from Aliança Formation near the village of Campos, Ibimirim. The description of the fauna had the objective of detail the characteristics of the species here identified to support the discussion of the taxonomic divergences.

Class OSTRACODA Latreille, 1802

Order PODOCOPIDA Muller, 1894

Suborder PODOCOPINA Sars, 1866

Superfamily CYTHEROIDEA Baird, 1850

Family LIMNOCYTHEROIDEA Klie, 1938

Subfamily TIMIRIASEVIINAE Mandelstam, 1960

Genus *Theriosynoecum* Branson, 1936

1935 *Morrisonia* Branson, p. 521.

1958 *Bisulcocypris* Pinto & Sanguinetti, p. 77.

1982 *Dryelba* Sohn, p. 313.

Type species: *Morrisonia wyomingense* Branson, 1935.

Discussion: Because the original generic diagnosis of *Theriosynoecum* (Branson, 1935, 1936), nodes were referred to, and these, according to Do Carmo *et al.* (1999) may be phenotypic (possible induced by increasing salinity) in origin; in this study, it was decided to use the generic diagnosis emended by Sames (2011). The separation of the genera *Bisulcocypris*, *Dryelba* and *Theriosynoecum* Branson, 1936 based on either the ornamentation (Pinto & Sanguinetti, 1962), or the bipartite median hinge element as well as the existence of an accommodation groove (e.g. Pinto & Sanguinetti, 1962; Sohn, 1982; Schudack, 1994) was rejected by Sames (2011) considering these diagnostic characters insufficient to justify the designation of additional genera separated from *Theriosynoecum*. Thereby, *Bisulcocypris* and *Dryelba* are considered junior synonyms of *Theriosynoecum* and invalid as well (Do Carmo *et al.*, 2004; Sames, 2011).

Stratigraphic range: Middle Jurassic (Upper Bajocian? Bathonian) to Early Cretaceous (middle? Albian), questionably Late Cretaceous (Cenomanian) (Sames, 2011).

Theriosynoecum pricei (Pinto & Sanguinetti, 1958)

(Figure 2A –D)

1958 *Bisulcocypris pricei* Pinto & Sanguinetti, p. 78.

Material: Twenty-two samples containing more than 1150 complete carapaces and disarticulated valves including cup in cup preservation. Mostly adult females and males, but also several juvenile instars.

Description: Carapace oblong, rounded-rhomboid to subquadrangular and slightly higher in the posterior quarter, in lateral view. In dorsal view, the carapace is irregularly ovate or piriform; female is larger and

the posterior third end forming a pronounced reentrance at the junction of the valves, which is not seen in male. Dorsal and ventral margins are almost parallel. In male, dorsal and ventral margins straight, in female more rounded at the ventral margin ends. Anterior margin is straight below the cardinal angle going downward and forward until almost midlength where it becomes unequally rounded and grades into the ventral margin. Posterior margin is rounded grading into the ventral surface. Anterior cardinal angle very obtuse; posterior cardinal angle is less obtuse than the anterior. Just anterior to midlength, two prominent sulci indent deeply each valve. The posterior one terminates dorsal to before the midlength, the anterior is shorter and runs more obliquely forward and downward. Carapace surface slightly pitted in females and strongly pitted in male, fine to coarsely and in a reticulate fashion; along the ventrum the longitudinal elements of the reticulum are stronger. Strong sexual dimorphism is observed; females are larger and differ from the male in lateral view by having a more rounded anterior end, posterior part higher, dorsal margin slightly concave in the anterior region at the sulci and convex at the posterior quarter. Sulci more deeply impressed.

Dimensions: 0.68 – 0.78 mm in length; 0.39 – 0.47 mm in height; 0.32 – 0.51 mm in width.

Theriosynoecum uninodosa (Pinto & Sanguinetti, 1958)

(Figure 2E – G)

1958 *Bisulcocypris uninodosa* Pinto & Sanguinetti, p. 80.

Material: Eight samples containing about 100 complete carapaces. Correspond to adult females, males and juvenile instars.

Description: Carapace subquadrangular, in lateral view; in dorsal view presents an elongate ellipsoidal form, more rounded and larger at posterior third. Dorsal margin almost straight slightly elevated in the anterior cardinal angle and in third posterior quarter, with two shallow depressions at the sulci; ventral margin slightly convex and continuous rounded to anterior and posterior margins. Similar to the posterior, anterior margin is rounded, slightly flattened and forms an obtuse angle with dorsal margin; in female just after the anterior cardinal angle the anterior margin goes straight downward and forward until the two-

thirds of the height where it forms another low obtuse angle and becomes rounded to meet ventral margin. Cardinal angles obtuse, the anterior more than the posterior. Two sulci are present at anterodorsal region; the posterior is slightly larger than the anterior. In each valve, one node is present at posterocentral region. Surface ornamentation consists of a meshwork of polygonal pits, which become elongate along ventral margin.

Sexual dimorphism can be identified, females larger and higher at the posterior region of the carapace, this doing that the nodes looks less projected and the sulci more deeply impressed.

Dimensions: 0.64 – 0.74 mm in length; 0.31 – 0.41 mm in height; 0.49 – 0.51 mm in width.

Theriosynoecum quadrinodosum (Krömmelbein & Weber, 1971)

(Figure 2H – I)

Material: Two samples containing about 10 complete carapaces. Adult females and males are present.

Description: Carapace rounded-rhomboid to subquadrangular in lateral view; subovate in dorsal view, with posterior presence of two nodes in each valve. Dorsal margin is almost straight with an elevation in the higher part of the carapace at the posterior third. Ventral margin nearly straight to slightly convex, anterior and posterior margins extremities almost rounded. Anterior margin rounded to flattened from ventral margin to anterior cardinal angle; posterior margin broadly curved. Anterior cardinal angle is obtuse but less than the posterior one. Two sulci indent just in front of midlength in each valve; the posterior sulcus is slightly larger and deeper than the anterior one. At posterior region, four elongated and rounded nodes are present in each valve. One node located in posteroventral position, two in posterodorsal position at midlength and below the posterior cardinal angle, and the fourth node is in midventral position. Carapace surface reticulated with irregular fine to medium pits; following ventral margin the reticule is more elongated and forms three routes.

Sexual dimorphism present; females are higher and larger than males. The position of the nodes in females seems to be different, possible due to the posterior inflation of the carapace.

Dimensions: 0.79 mm in length; 0.48 mm in height; 0.38 mm in width.

Superfamily CYPRIDOIDEA Baird, 1845

Family CYPRIDIDAE Baird, 1845

Subfamily CANDONINAE Kaufmann, 1900

Genus *Reconcavona* Krömmelbein, 1962

Type species: *Candona? striatula* (Swain, 1946)

Stratigraphic range: Upper Jurassic? (present authors) to lower Cretaceous (up to Albian) (Smith, 2000).

Reconcavona? jatobaensis (Krömmelbein & Weber, 1971)

(Figure 2J – K)

Material: Ten samples containing about 150 complete carapaces. Correspond to adult and juvenile specimens.

Description: Carapace irregularly ellipsoidal in lateral view, higher in anterior part just before the middle; in dorsal view, carapace notable narrow, slightly wider in midlength and asymmetrically biconvex, with right valve straighter than left one. Dorsal margin convex, projecting downward towards posterior margin, and rounded in anterodorsal margin. Ventral margin straight, rounded at the ends. Anterior margin broadly rounded; posterior margin narrow from the cardinal angle until after midlength and rounded in posteroventral margin. Cardinal angles are very obtuse, almost straight. Left valve slightly larger, overlapping left one at anterior and posterior margins and at mid dorsal margin. Carapace surface smooth. Sexual dimorphism not seen.

Dimensions: 0.63 – 0.83 mm in length; 0.63 – 0.5 mm in height; 0.3 – 0.5 mm in width.

Discussion: *Reconcavona? jatobaensis* was described by Krömmelbein & Weber (1971) from Candeias Formation corresponding to the unique report of this species. The description presented here marks the first report of this species in the Aliança Formation of the Jatobá Basin. All the features are very similar between the present specimen and the holotype figured in Krömmelbein & Weber (1971) (Plate 9, Figure

40 a – c); one difference is in the overlap. In the holotype the left valve is significantly larger than the left one along the anterior margin, this is probably related to the poor preservation of that specimen.

Superfamily DARWINULOIDEA Brady & Norman, 1889

Family DARWINULIDAE Brady & Norman, 1889

Genus *Alicenula* Rossetti & Martens, 1998

Type species: *Darwinula serricaudata* (Klie, 1935)

Discussion: A taxonomic revision of the Recent and Holocene representatives of the Darwinulidae by Rossetti & Martens (1998), including carapace characters, resulted in the description of three new genera, including *Alicenula*. As *Darwinula*, the genus *Alicenula* presents an elongated external form, the difference between these genera is recognized through the size and internal characters such as, absence of teeth in left valve of *Darwinula* and presence of these in left valve of *Alicenula* (Rossetti & Martens, *op. cit.*). However, the taxonomy of fossil Darwinulidae remains problematic for various reasons and no review of these has been made. Nevertheless, some progress has been made on allocating informally fossil darwinulids previously assigned to *Darwinula* s.l. to different genera. In Brazilian basins the fauna reported as *Darwinula oblonga* Roemer (1839) and *Darwinula leguminella* Forbes (1854) from the Dom João local stage – e.g. Rosa & Garcia (2002) from the Afro-Brazilian Depression and Coimbra *et al.* (2002) from Araripe Basin – present external features like elongated carapace and left valve larger than the right, these characteristics indicate that these species should not belong to the genus *Darwinula* and can be re-allocated to another genus of the Family Darwinulidae. *D. leguminella* from the Lulworth Formation of The Purbeck Limestone Group (latest Jurassic?, England, UK), has been referred to the genus *Alicenula* based on external and internal characters like elongated valves with left valve overlapping the right valve, absence of a keel in the right valve and the presence of an anteroventral and a posterior internal teeth in the left valve (Martens *et al.*, 2003). However, the internal features of *D. oblonga* have as yet not been taxonomically revised in detail.

Stratigraphic range: Late Jurassic to present.

Alicenula? spp.

(Figure 3A - E)

Material: Twenty samples containing about 550 complete carapaces and few single valves including cup in cup preservation.

Description: Carapace club-shaped in lateral view, wider towards posterior region. Dorsal view ovate, widening posteriorly. Dorsal margin slightly convex, ventral margin straight with slight concavity at mid-length of several larger carapaces ($L > 0.9$ mm). Anterior margin narrowly rounded, slightly infracurcate, posterior margin broadly rounded and equicurcate. Anterior cardinal angle inconspicuous, posterior cardinal angle unrecognizable. Greatest height at posterior region. Left valve larger than right, overlapping it along entire margin except hinge. Carapace surface smooth.

Dimensions: 0.64 – 1.05 mm in length; 0.29 – 0.5 mm in height; 0.36 – 0.45 mm in width.

Statistics: L/H ratios of twenty six (26) carapaces were measured attempting to find differences that can separate *Alicenula?* spp. in two species reported for Brazilian basins in literature attributed to *D.*

leguminella and *D. oblonga*. The results in figure 4 show a relatively wide range ($L = \text{ca. } 0.65\text{--}1.05$ mm; $H = \text{ca. } 0.29\text{--}0.51$ mm; $L/H = 1.99\text{--}2.34$) without distinctive clusters, minimum and maximum L/H values correspond both to greatest length values (1 and 1.01 mm), which demonstrate that with these measurements cannot be differentiated between larger carapaces with broad anterior region and slightly concavity in the mid ventral margin and smaller carapaces with narrow anterior region and straight ventral margin. Thus, the relatively wide size and shape variability of the specimens described here could be considered as sexual dimorphism and/or ontogenetic stages, and it seems insufficient to differentiate as *D. oblonga* and/or *D. leguminella*.

Discussion: Due to the combined effects of poor preservation of the few single valves present in the material, many internal features like marginal structures or muscle scars were not analyzed; for these reason we prefer to maintain this taxon in open nomenclature. Also general problems with the often not

clear morphological descriptions of *D. oblonga* and *D. leguminella* species (see below) keep in unrevised diagnosis of these species. The original description of Roemer (1839) for *D. oblonga*, included by the author in the genus *Cypris* is: “Valves oblong, somewhat curved and the upper margin and smooth all over”; for *D. leguminella* a better description is found in Jones (1885) who put the *Cypris leguminella* of Forbes (1854) into *Darwinula*: “Valves small, smooth, shining, elongate, with rounded ends, one (anterior) narrower, more elliptically curved and more compressed than the other, the left valve the largest; carapace subcylindrical, tapering anteriorly, blunter behind”. The differences between these forms are based in external features. Schudack (1994) reports for first time internal characters and observed that the central muscle scar field of *D. leguminella* has seven arranged scars while *D. oblonga* has 13. This feature would have to be further examined in order to know what extent really one of these types should be included or excluded. Consider as well, Rossetti & Martens (1998) noted that *?Penthesilenula repoa* Chapman (1963) has rather atypical kidney-shaped valves, which resemble the Cretaceous species *D. oblonga*; thereby detailed taxonomic studies should be made to discriminate if *D. oblonga* belongs to genus *Darwinula*, *Alicenula* or *?Penthesilenula*.

GENERAL DISCUSSIONS

According to Horne (2002) by comparison with modern faunas, representatives of the families Limnocytheridae, Cyprididae and Darwinulidae, as the genera identified from the Aliança Formation of the Jatobá Basin, can be recognized as non-marine ostracodes; bearing in mind that continental environments include saline as well freshwater lakes, temporary as well as permanent water bodies, and other habitats such as rivers and groundwater. *Theriosynoecum* and *Alicenula* genera (Limnocytheridae and Darwinulidae, respectively), very abundant within the studied material, with reproductive strategies that involved the brooding of the eggs and young juveniles by the adult females, do not have desiccation resistant eggs records and are confined to permanent water bodies (Horne, 2002). The genus *Reconcavona* (Cyprididae) are subordinated in the studied material, probably had swimming capability as indicated by

Whatley (1990) for the cypridoids and sporadically came to the sheltered and shallow littoral where the benthic *Theriosynoecum* and *Alicenula* dominated.

As stated in the discussion of *Alicenula* spp., respect to the impossibility to do a specific determination, another aspect is discussed as follows. Fossil assemblages almost never represent a single population and generation, a bed few centimeters thick is more likely to contain a time-averaged assemblage of valves and carapaces accumulated over hundreds of generations, depending on factors such as sedimentation rate and degree of bioturbation (Griffiths & Evans, 1992). Thus, fossil assemblages could comprise valves of ostracodes that developed in different environmental conditions, which can lead to significant size differences between adults (Martens *et al.*, 2003). It is well known that, for example, temperature and salinity can significantly influence size and shape of ostracod valves (Martens, 1985). However, the shape of the outline, and the overlapping of the left valve over the right valve, makes assignment of these specimens to this genus very possible.

The age of the Dom João local stage based on the non-marine ostracode fauna of the *Theriosynoecum pricei* biozone as upper Jurassic? was firstly proposed by Viana *et al.* (1971). However, Arai *et al.* (1989) postulate that there is no dating element to attest a Neojurassic age for the Dom João Stage and remind that equivalent units in the Gabon Basin in Western Africa were dated as Middle Jurassic by palynological data. Based on ostracodes and palynological dating of the Santo Amaro Group, Caixeta *et al.* (1994) presented a stratigraphic chart of the Recôncavo, South/Central Tucano and North Tucano/Jatobá basins restricting the Dom João local stage to the Tithonian international stage, accepted age in the following stratigraphic revisions of Petrobras (e.g. Assine, 2007; Costa *et al.*, 2007; Da Silva *et al.*, 2007). The palynological association of the Missão Velha Formation of Araripe Basin (correlated with Sergi Formation of Jatobá Basin), described by Arai *et al.* (2001) e Coimbra *et al.* (2002) in the middle part of the formation is suggestive of Jurassic age (Arai, 2006). Assuming Sr isotope homogenization during sediment deposition, Rb-Sr radiometric dating of siliciclastic material from the Aliança Formation and the correlated Bananeiras Formation of Sergipe-Alagoas Basin resulted in isochron ages of 226 ± 6 and 227.2 ± 2.2 Ma, respectively; these geochronological results indicate that the sedimentation of the Dom João

units began during the Neotriassic and possibly continuing until the Jurassic (Silva *et al.*, 2006; Silva *et al.*, 2011). Thus, there is an ongoing debate concerning the age of the Aliança Formation and its correlated units in northeastern Brazilian basins.

Other fossils have been found in the Aliança Formation and they can contribute in the interpretation of these deposits. Cardoso (1966) described the conchastacan specie *Cyzicus brauni* and Silva *et al.* (2011) reported the presence of many bone fragments of coelacanth and of the genus *Lepidotes* Agassiz (1832) fish, also *Lepidotes* isolated teeth and scales, dorsal fin spines and isolated teeth of hybodontid sharks as well as a lungfish dental plate. Hybodontid sharks teeth attributed to the genus *Planohybodus* Rees and Underwood (2008) has been reported in Malhada Vermelha and Missão Velha formations (correlated with Sergi Formation and included as a Dom João unit), of Lima Campos Basin and Araripe Basin, respectively (Cupello *et al.*, 2012; Pinheiro *et al.*, 2011); those specimens were allocated into the new described species *Planohybodus marki* by Pinheiro *et al.* (2013). During the collection of the ostracode fauna studied herein one shark tooth was recovered from Macambira outcrop; it resembles the species *Planohybodus marki*. Thus, in future research the broadly discussed age of the Dom João local stage could be better dated base on the above mentioned teeth, which belong to the genus *Planohybodus* with a very well dated stratigraphical distribution from the Bathonian to the Barremian (Rees & Underwood, 2008).

CONCLUSIONS

The material analyzed and discussed in this work allows an explanation of why species belonging to *Bisulcocypris* and *Darwinula* genera and referred to the Dom João local stage by many authors, should be re-allocated in *Theriosynoecum* and *Alicenula*, respectively. With the taxonomic revisions of the *Theriosynoecum* and *Alicenula* genera (Sames, 2011; Rossetti & Martens, 1998; respectively); *Bisulcocypris* as a synonym of *Theriosynoecum* genus is an invalid term, the externally features seen in darwinuloids of the material resemble the description of *Alicenula* genus and not the description of

Darwinula genus. *Reconcavona? jatobaensis* is for first time reported in the Aliança Formation, thereby the stratigraphic range of this species can now be considered from upper Jurassic? to Berriasian.

The ostracode fauna association from the Aliança Formation of the Jatobá Basin in the Campos Village area is characterized by *Theriosynoecum pricei*, *Theriosynoecum uninodosa*, *Theriosynoecum quadrinodosum*, *Reconcavona? jatobaensis* and *Alicenula* spp., all these could be referred to freshwater genera that inhabited permanent water bodies.

It is worth noting that the continuity of species taxonomy studies is of fundamental importance, especially in those anteriorly referred as *Darwinula* cf. *oblonga* and *Darwinula leguminella* (recte *Alicenula leguminella*), given that the distinction between the two has often been done by the size since externally they share all characters.

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank to Benjamin Sames for all his help providing reference, sharing knowledge about this fauna hitherto and important suggestions. This article is part of the MSc dissertation of the first author who is grateful with Propesq (UFPE) and CNPq for the grants obtained during the development of the master, as well as with the Graduate Program of Geosciences (PPGEOC) and PALEOLAB -UFPE for the availability of study spaces; Sonia Agostinho and Mario Filho are thanked for the financial support to assist to the course titled “Fundamentals, Principles and Perspectives in the Application of Late Mesozoic non-marine Ostracoda” ministered by Benjamin Sames at UNISINOS.

REFERENCES

- Arai, M.; Hashimoto, A.T. & Uesugui, N. 1989. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **3**: 87-103.
- Arai, M., 2006. Revisão estratigráfica do cretáceo inferior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. *Geociências*, **25**(1):7-15.
- Assine, M.L. 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**:371-389.

- Barros, C. de L.; Fambrini, G.L.; Galm, P.C. & Agostinho, S. 2011. Ostracodes da Formação Brejo Santo (Neojurássico?), Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil: Implicações paleoambientais e sistemática paleontológica. *Estudos Geológicos*, **21**:105-122.
- Braun, O.P.G. 1966. Estratigrafia dos sedimentos da parte interior da Região Nordeste do Brasil (Bacias de Tucano-Jatobá, Mirandiba e Araripe). Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 75 p. (Boletim 236).
- Caixeta, J. M.; Bueno, G.V.; Magnavita, L.P. & Feijó, F.J. 1994. Bacias de Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**:163-172.
- Cardoso, R.N. 1966. Conchostráceos do Grupo Bahía: Brasil. *Boletim do Instituto de Geologia*, **1**(2):1-76.
- Coimbra, J.C.; Arai, M. & Carreño, A.L. 2002. Biostratigraphy of Lower Cretaceous microfossils from the Araripe Basin, northeastern Brazil. *Geobios*, **35**:687-698.
- Costa, I.P.; Bueno, G.V.; Milhomem, P. da S.; Silva, H.S.L. & Kosin, M.D. 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**:445-453.
- 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**:41-47. doi:10.1016/j.crpv.2011.09.005
- Da Silva, O.B.; Caixeta, J.M.; Da Silva Milhomem, P. & Kosin, M.D. 2007. Bacia do Recôncavo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**:423-431.
- Do Carmo, D.A.; Whatley, R.C. & Timberlake, S. 1999. Variable nodding and palaeoecology of a Middle Jurassic limnocytherid ostracod: Implications for modern brackish water taxa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**:23-35. doi:10.1016/S0031-0182(98)00173-4
- Do Carmo, D.A.; Rafael, R.M.L.; Vilhena, R.M. & Tomassi, H.Z. 2004. Redescritção de *Theriosynoecum silvai* e *Darwinula martinsi*, Membro Crato (Formação Santana), Cretáceo inferior, bacia do Araripe, NE – Brasi. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **7**:151-158. doi:10.4072/rbp.2004.2.07

- Griffiths, H.I. & Evans, J.G., 1992. A simple notation scheme to describe time-averaged ostracod assemblages (Crustacea, Ostracoda) by their taxonomic composition. *Journal of Micropaleontology*, **11**:31-35.
- Guzmán-González, J.; Fambrini, G.; Oliveira, E. & Usma-Cuervo, C. in press. Estratigrafia da Bacia de Jatobá: Estado da arte. *Estudos Geológicos*.
- Horne, D.J. 2002. Ostracod biostratigraphy and palaeoecology of the Purbeck Limestone Group in Southern England. *Special papers in palaeontology*, **68**:53-70.
- Jones, T. 1885. On the Ostracoda of the Purbeck Formation; with Notes on the Wealden Species. *Quarterly Journal of the Geological Society*, **41**:311-353.
- Krömmelbein, K. 1962. Zur Taxonomie und Biochronologie stratigraphisch wichtiger Ostracoden-Arten aus der oberjurassisch?-unterkretazischen Bahia-Serie Wealden-Fazies) N-E Braziiliens. *Senckenbergiana Lethaea*, **43**:437-528.
- Krömmelbein, K. 1966. On “Gondwana Wealden” Ostracoda from NE Brazil and West Africa. In: Van Hinte, J.E. (eds.) *Proceedings of the 2nd West African Micropaleontological Colloquium*. Leiden, E. J. Brill, p. 113–119.
- Krömmelbein, K. & Weber, R. 1971. Ostracoden des Nordost–Brasilianischen Wealden. *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, **115**:3-93.
- Martens, K. 1985. Effects of temperature and salinity on postembryonic growth in *Mytilocypris henricae* (Crustacea, Ostracoda). *Journal of Crustacean Biology*, **5**:258-272.
- Martens, K.; Rossetti, G. & Horne, D.J. 2003. How ancient are ancient asexuals? *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, **270**:723-729. doi:10.1098/rspb.2002.2270
- Pinheiro, F.L.; de 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**:189-198. doi:10.4072/rbp.2011.2.07

- Pinheiro, F.; De Figueiredo, A.; Dentzien-Dias, P.; Fortier, D.; Schultz, C. & Viana, M. 2013. *Planohybodus marki* sp. nov., a new fresh-water hybodontid shark from the Early Cretaceous of northeastern Brazil. *Cretaceous Research*, **41**:210-216.
- Pinto, I.D. & Sanguinetti, I.T. 1958. *Bisulcocypris* a new Mesozoic genus and preliminary note about its relation with *Metacypris* and allied forms. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **7**:75-90.
- Pinto, I.D. & Sanguinetti, I.T. 1962. *A complete revision of the Genera Bisulcocypris and Theriosynoecum (Ostracoda) with the world geographical and stratigraphical distribution (including Metacypris, Elpidium, Gomphocythere and Cytheridella)*. Publicação especial, Escola de Geologia de Porto Alegre, Porto Alegre, 165 p.
- Poropat, S.F. & Colin, J.-P. 2012. Early Cretaceous ostracod biostratigraphy of eastern Brazil and western Africa: An overview. *Gondwana Research*, **22**:772-798. doi:10.1016/j.gr.2012.06.002
- Rees, J. a N. & Underwood, C.J. 2008. Hybodont sharks of the English Bathonian and Callovian (Middle Jurassic). *Palaeontology*, **51**:117-147. doi:10.1111/j.1475-4983.2007.00737.x
- Rocha, D.E.A. da, 2011. Caracterização do intervalo carbonático aptiano da Bacia do Jatobá, NE do Brasil. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Tese de Doutorado, 124 p.
- Roemer, F.A. 1839. *Die Versteinerungen des Norddeutschen Oolithen Gebirges, ein Nachtrag*. Hannover, 59 p.
- Rossetti, G. & Martens, K. 1998. Taxonomic revision of the Recent and Holocene representatives of the Family Darwinulidae (Crustacea , Ostracoda), with a description of three new genera. *Biologie*, **68**:55-110.
- Sames, B. 2011. Early Cretaceous *Theriosynoecum* Branson 1936 in North America and Europe. In: Sames, B. Taxonomic studies in Early Cretaceous nonmarine Ostracoda of North America. New York: Micropaleontology. Press. *Micropaleontology*, **57**:291-344.
- Schaller, H. 1969. Revisão estratigráfica da Bacia de Sergipe/Alagoas. *Boletim Técnico da Petrobrás*, **12**:21-86.

- Schudack, U., 1994. Revision, Dokumentation und Stratigraphie der Ostracoden des nordwestdeutschen Oberjura und Unter-Berriasium. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Reihe E, 193 p.
- Silva, D. R. A.; Mizusaki, A. M. P.; Milani, E. & Tassinari, C. C. 2006. Idade deposicional da Formação Bananeiras (Bacia de Sergipe-Alagoas): uma aplicação do método radiométrico Rb-Sr em rochas sedimentares. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **14**:235-245.
- Silva, D. R. A.; Mizusaki, A. M. P.; Milani, E. & Pimentel, M.M. 2011. 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.
- Silva, M.; Carvalho, M.S.; Barreto, A.M. & Carvalho, I.S. 2011. Paleoictiofauna da Formação Aliança (Jurássico Superior), Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil. In: Carvalho, I.; Srivastava, N.; Strohschoen, O. & Lana, C.C. (eds.) *Paleontologia: Cenários de Vida*. Rio de Janeiro, Interciência, p. 595-608.
- Smith, R.J. 2000. Morphology and ontogeny of Cretaceous ostracods with preserved appendages from Brazil. *Palaeontology*, **43**:63-98. doi:10.1111/1475-4983.00119
- Sohn, I.G. 1982. Dryelbidae n. fam. from continental Upper Jurassic and Lower Cretaceous rocks. In: Bate, R.H.; Robinson, E. & Sheppard, L.M. (eds.) *Fossil and Recent Ostracods*. Chichester, Ellis Horwood Limited, p. 305-325.
- Viana, C.F. 1966a. Stratigraphic distribution of Ostracoda in the Bahia Supergroup (Brazil). In: Van Hinte, J.E. (eds.) *Proceedings of the 2nd West African Micropaleontological Colloquium*. E. Leiden, J. Brill, 240-257 p.
- Viana, C.F. 1966b. Correspondência entre os ostracodes das séries Cocobeach (Gabão) e Bahia (Brasil). *Boletim Técnico da Petrobrás*, **9**:367-382.
- Viana, C.F.; Junior, E.G. da G.; Simões, I.D.A.; Moura, J.A.; Fonseca, J.R. & Alves, R.J. 1971. Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. *Boletim Técnico da Petrobras*, **14**:157-192.
- Whatley, R.C. 1990. The relationship between extrinsic and intrinsic events in the evolution of Mesozoic non–marine Ostracoda. In: Kauffman, E.G., Walliser, O.H. (eds.) *Extinction Events in Earth History*. Berlin, Springer–Verlag, p. 253–263.

FIGURES CAPTION

Figure 1. (A-B) Jatobá Basin (J) and Campos Village location; Pernambuco Basin (PE), Alagoas Basin (AL), Sergipe Basin (S), Tucano Basin (T). **(C)** Geologic map of the study area.

Figure 2. (A-D) *Theriosynoecum pricei*: **(A)** ♂ dorsal view; **(B)** ♀ dorsal view; **(C)** ♀ left view; **(D)** ♂ right view. **(E-G)** *Theriosynoecum uninodosa*: **(E)** ♂ left view; **(F)** ♀ right view; **(G)** ♀ dorsal view. **(H-I)** *Theriosynoecum quadrinodosum*: **(H)** ♀ right view; **(I)** ♂ dorsal view. **(J-K)** *Reconcavona? jatobaensis*: **(J)** dorsal view; **(K)** right view. Scale bar: 0,1 mm.

Figure 3. *Alicenula?* spp. specimens showing size and shape variability. Right view: **(A)** L: 0,710 mm, H: 0,320mm, L/H: 2,21; **(B)** L: 1,041 mm, H: 0,495 mm, L/H: 2,1. Left view: **(C)** L: 0,767 mm, H: 0,364 mm, L/H: 2,1; **(D)** L: 1,046 mm, H: 0,490 mm, L/H: 2,13. Dorsal view: **(E)** L: 0,851 mm, W: 0,454 mm. Scale bar: 0,1 mm.

Figure 4. Scatter plot of the length and height measurements of 26 carapaces of *Alicenula?* spp.

Figure 1.

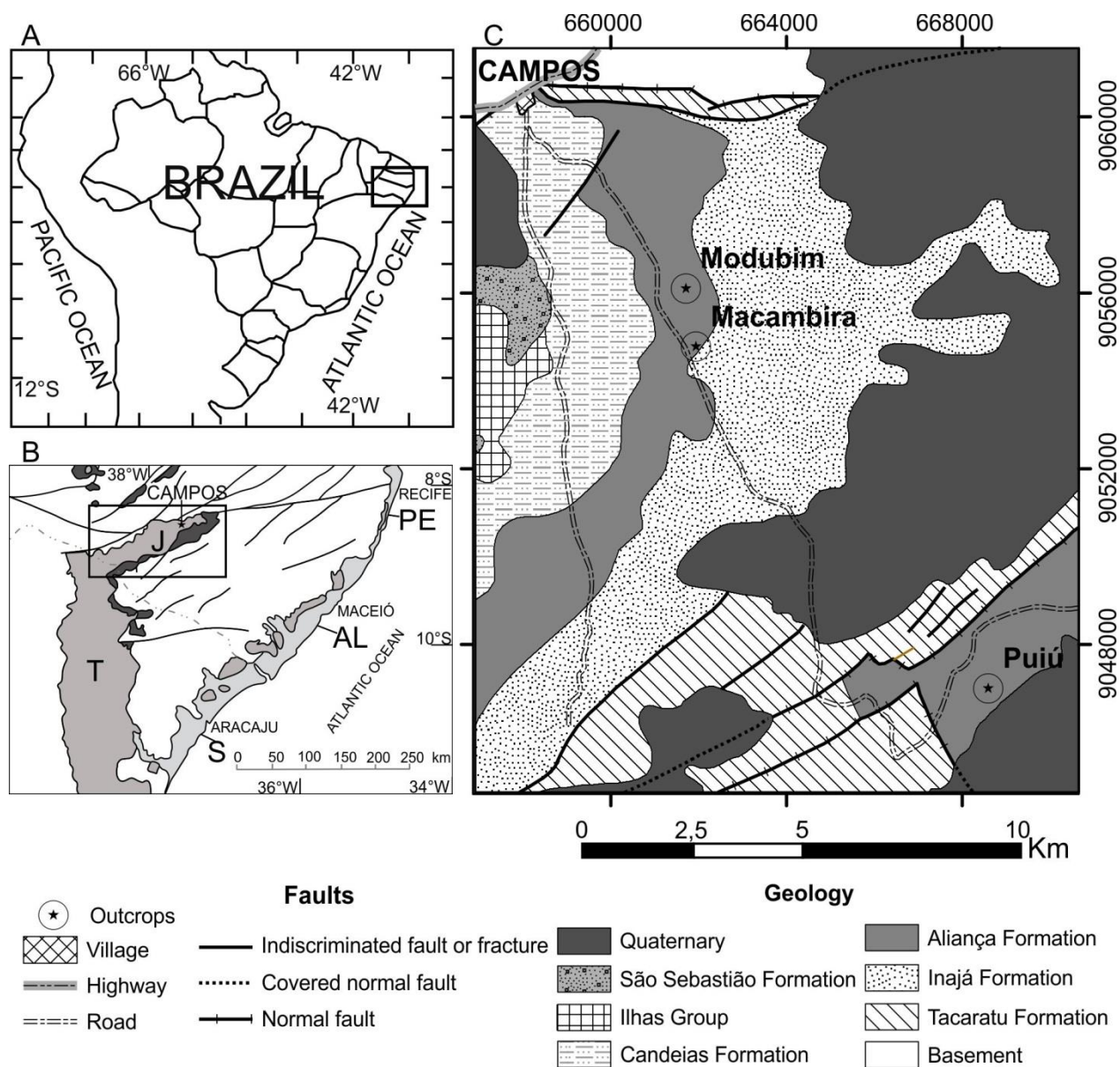


Figure 2.

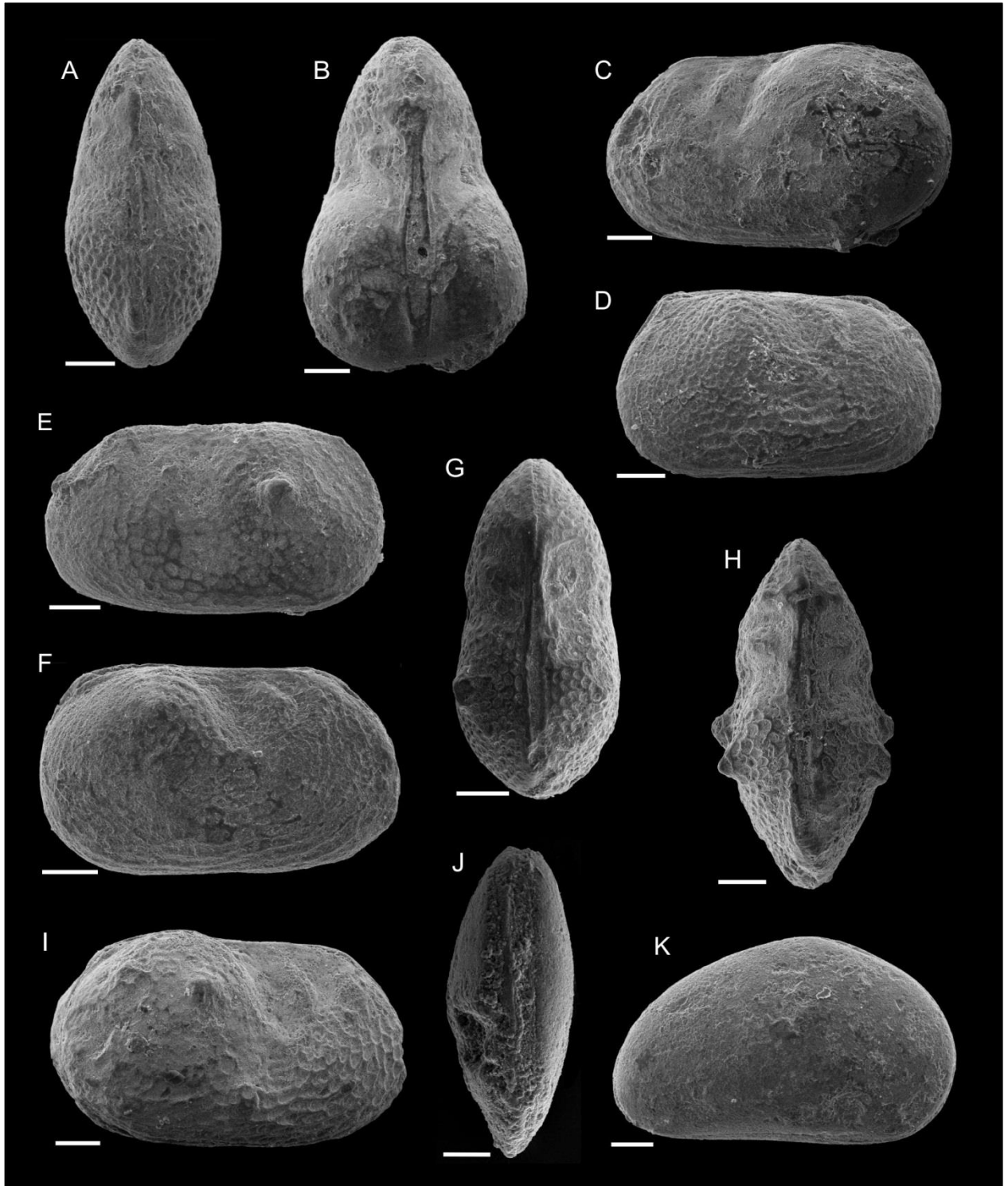


Figure 3.

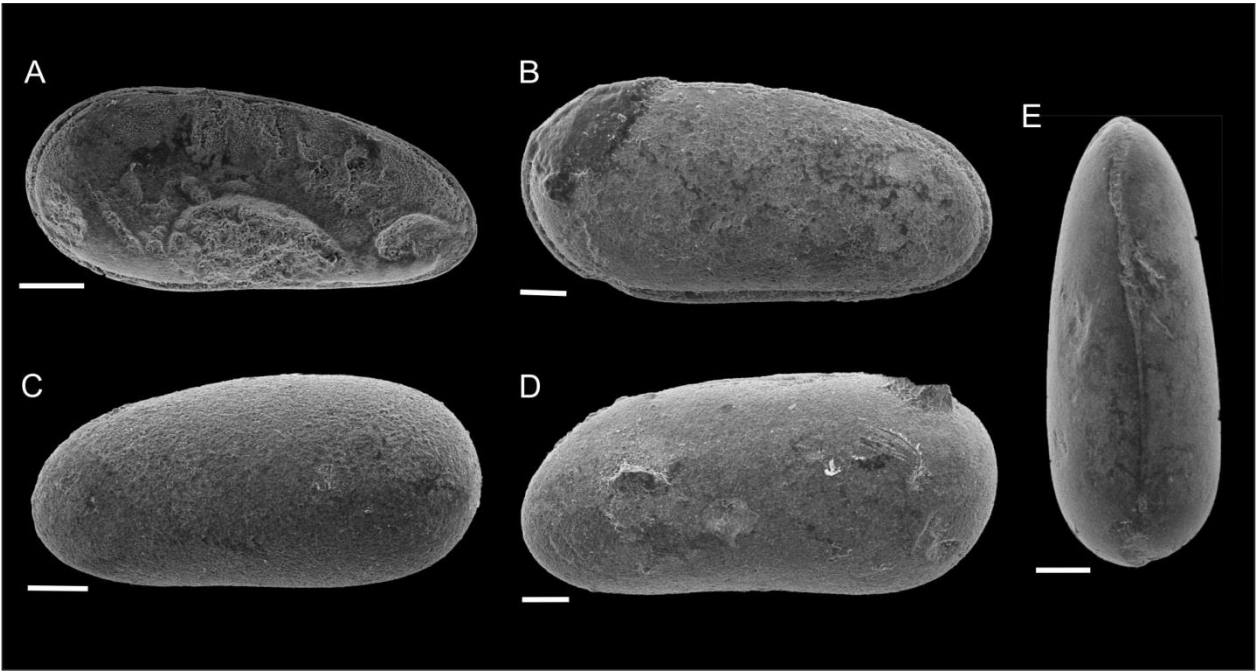
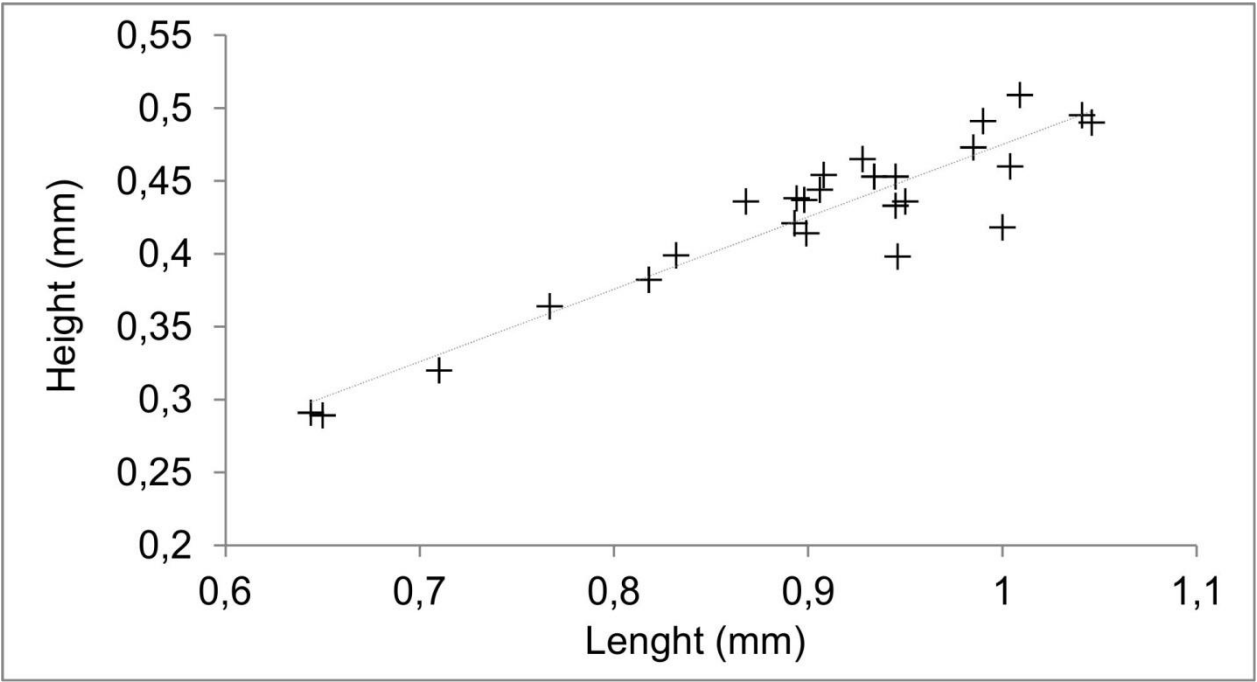


Figure 4.



ARTIGO 2

**STABLE ISOTOPES (C & O) AND OSTRACODA OF ALIANÇA FORMATION
LACUSTRINE CARBONATES, JATOBÁ BASIN, BRAZIL: PALEOLIMNOLOGICAL
IMPLICATIONS**

JULIANA GUZMÁN GONZÁLEZ

ALCIDES N. SIAL

ENELISE KATIA PIOVESAN

EDISON VICENTE OLIVEIRA

GELSON LUÍS FAMBRINI

STABLE ISOTOPES (C & O) AND OSTRACODA OF ALIANÇA FORMATION LACUSTRINE
CARBONATES, JATOBÁ BASIN, BRAZIL: PALEOLIMNOLOGICAL IMPLICATIONS

JULIANA GUZMÁN G^{a*}, ALCIDES N. SIAL^b, ENELISE KATIA PIOVESAN^c, EDISON
VICENTE OLIVEIRA^c, GELSON LUÍS FAMBRINI^c

^a Geosciences graduate program – PPGEOC, Technology and Geosciences Center – CTG, Federal
University of Pernambuco – UFPE, Av. Acadêmico Hélio Ramos, Recife, 50740-530, Brazil.

^b NEG-LABISE, Department of Geology, CTG, UFPE, Av. Acadêmico Hélio Ramos, Recife, 50740-530,
Brazil.

^c Departamento de Geologia, CTG, UFPE, 50740-530 Recife, PE, Brasil.

E-mail: julitaguzmang@gmail.com (J. Guzmán), sial@ufpe.br (A.N. Sial), katiapiovesan@gmail.com
(E.K. Piovesan), vicenteedi@gmail.com (E.V. Oliveira), gelson.fambrini@ufpe.br (G.L. Fambrini).

*Corresponding author. PPGEOC, CTG, UFPE, Av. Acadêmico Hélio Ramos, Recife, 50740-530, Brazil.
Tel.: +55 81 2126 8726

ABSTRACT

A sedimentological, micropaleontological, geochemical and petrographic evaluation of lacustrine carbonates from the Aliança Formation near Campos Village in the municipality of Ibimirim, Pernambuco, Brazil provides insight into the paleolimnological setting of the Jatobá Basin during the Dom João local stage (late Jurassic). Twenty-one samples were collected from carbonate layers distributed in three sections at Puiú, Modubim and Macambira localities. The three sections examined in this work are characterized mainly for packages composed of reddish, massive or flat laminated claystone interbedded with either limestone, sandy limestone or calcareous sandstone; in minor proportion greenish gray mudstones and thin evaporate layers are presented through the sections. The individual carbonate layers are less than 20 cm in thickness and consist primarily of medium-grained ostracode grainstones, two rocks from Macambira section were classified as fine-grained calcareous quartzarenite with articulated and disarticulated ostracode valves. The ostracode assemblage, characteristic of alkaline freshwater bodies, is composed by the following species: *Theriosynoecum pricei*, *T. uninodosa*, *T. quadrinodosum*, *Reconcavona? jatobaensis* and *Alicenula* spp. Stable C and O isotope analysis show $\delta^{18}\text{O}$ values ranging from -2.02 ‰ to 1.38 ‰ for Puiú section, -1.48 ‰ to 0.97 ‰ for Modubim section and -8.53 ‰ to 0.82 ‰ for Macambira section; all the $\delta^{13}\text{C}$ values are negatives varying from -1.94 ‰ to -0.89 ‰ in the three sections. The isotopic signatures support the sedimentological interpretation of a shallow, hydrologically balanced lake with a fluvial influx at Macambira locality. This interpretation is reinforced by the $\text{Mg}/[\text{Mg}+\text{Ca}]$ values < 0.02 that indicate positive precipitation-evaporation balance.

Keywords: Aliança Formation, Jatobá Basin, palaeolimnology, carbonates, ostracoda, stable isotopes.

1. Introduction

Biogenic and authigenic carbonates comprise important components of lacustrine sediments. Elemental and isotopic geochemistry analyses of these lacustrine sediments provide insights into paleolimnological conditions. The dissolved components that contribute to carbonate minerals formation are mainly Ca, Mg and CO₃, and minor and trace elements can be also incorporated into the carbonate crystals (Deocampo, 2010); their deposition is sensitive to climatic and tectonic influences and dependent upon lake hydrology and morphology (Platt and Wright, 1991).

Studies on elemental and stable isotopes compositions of lacustrine carbonates have contributed to the knowledge of environmental conditions grouping lake basins into, hydrologically open and hydrologically close (e.g. Cyr et al., 2005; Drummond et al., 1996; Dutkiewicz et al., 2000; Talbot, 1990). The open or close hydrology of a lake depends on the influx - precipitation/efflux - evaporation ratio that according to Talbot (1990) can be related to the covariance trends of C and O isotope ratios; little or no correlation indicates carbonates have precipitated from an opened lake, while a high correlation indicates carbonates have normally precipitated from a closed lake. With regard to the sedimentological aspect, Bohacs et al. (2000) proposed that the relative balance of potential accommodation change rates (mostly tectonic) with sediment + water supply (mostly climatic) influences on the occurrence, distribution, and character of preserved lake strata, and three common facies associations correspond to overfilled, balanced-fill and underfilled lake-basin types.

Ostracodes are aquatic crustaceans that inhabit environments ranging from lakes to the abyssal ocean, and whose highly calcified bivalved carapace confer an exceptional fossil record from Ordovician to Recent. The ostracodes carapace is composed of low-Mg calcite (Forester, 1986, 1983) and they moult it up to 8 times until reaching the maturity. During the ecdysis each new carapace is synthesized, and the carbonate used for its synthesis is from the host water. Thus, this microfossil group serve as a biogenic carbonate source and can inform on $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and Mg/Ca of the host water, providing a variety of data on past aquatic parameters such as temperature, salinity, seasonal variation, water composition and solute pathways (De Deckker and Forester, 1988). While empirical studies have determined that authigenic lacustrine carbonates precipitate in isotopic equilibrium with host water (e.g. Drummond et al., 1996; Talbot, 1990), disequilibrium effects in ostracode shell carbonate have been demonstrated by positive vital offsets that tend to be constant within related genera (Holmes and Chivas, 2002).

Applying the uniformitarianism theory, the known vital offsets from extant ostracode species can be assumed as the vital offset for related fossil genera. Thus, isotopic compositions of bulk ostracode-bearing limestones and knowing the ostracode species contained in the limestone could be used to infer authigenic carbonate isotopic composition and past aquatic environments. In spite of the limitations of

bulk carbonate analyses, the application of this method is considered to avoid reagents that can alter the carbonate value during rock disaggregation with advantages as less laboratory investment and time; good and consistent results have been obtained applying isotopic analyses in bulk carbonate quaternary marine sediments (e.g. Azevedo et al., 1997; Schakleton et al., 1993).

The Aliança Formation of Jatobá Basin has sedimentary record characteristic of a shallow lacustrine system (Rocha, 2011), and forms part of a supposed large depositional basin developed in the Late Jurassic on central and northern Gondwana defined by Cesero and Ponte (1972) as the Afro-Brazilian Depression. The Afro-Brazilian Depression paleogeography (fig. 1) and paleoclimatology, according to Scotese et al. (1999) maps, correspond to a low latitude subtropic area during world cold climate. Originally considered as a pre-rift sequence (Ponte and Asmus, 1976), the Afro-Brazilian Depression little affected by faulting and more widespread than the overlying sequences, represents the early stage sequence of the South Atlantic Rift System (Chang et al., 1992; Kuchle et al., 2011).

This work presents the lithological, petrographical, micropaleontological and geochemical evaluation of ostracode limestone and calcareous sandstone samples from Aliança Formation of Jatobá Basin, Pernambuco, Brazil, in order to reconstruct the paleolimnological conditions during the Upper Jurassic? initial rifting stage of Gondwana breakup.

2. Geological setting

The lacustrine rocks analyzed in this study were sampled from Puiú, Modubim and Macambira outcrops of the Aliança Formation located near the village of Campos in the municipality of Ibimirim, Pernambuco, Brazil (fig. 2). The study area is currently situated in the north-central part of the Jatobá Basin near the depocenter area. The Jatobá Basin represents the northern end of the Recôncavo-Tucano-Jatobá rift system (RTJ) in Northeastern Brazil. Its deposits recorded the intracontinental evolution of the breakup which divided Gondwana in South America and Africa continents, creating the South Atlantic Ocean. From bottom to top the lithostratigraphic units that compose the Jatobá Basin are: Jatobá Group (Tacaratu and Inajá formations), Brotas Group (Aliança and Sergi formations), Santo Amaro Group (Candeias Formation), Ilhas Group, Massacará Group (São Sebastião Formation), Marizal Formation, Santana Group (Crato and Romualdo formations), Exu Formation and Cenozoic layers. The sedimentary record of the Jatobá Basin can be divided into three phases of sedimentation: syncline phase, from Silurian to Devonian; rift phase from upper Jurassic? to Aptian (Lower Cretaceous) and post-rift phase, from Aptian to lower Albian (Lower Cretaceous) (see revision in Guzmán et al., 2015 and references therein).

Recognized as the lithostratigraphic deposition of the early rift stage sequence, the Brotas Group is associated to the Afro-Brazilian Depression developed during the Dom João local stage in central and

northern regions of Gondwana, a wide area that extends from Brazil (mainly in the northeastern region) to Africa (in Equatorial Guinea, Gabon, Congo, Democratic Republic of Congo and Angola), comprising an original depositional area with over 300.000 km² (Kuchle et al., 2011).

Associated to *Theriosynoecum pricei* ostracode biozone, the Dom João local stage was assigned as a Late Jurassic age by Viana et al. (1971); owed to the endemism of the associated species restricted to this biozone the age of this local stage is an ongoing discussion. Some authors based on palynological data from the Santo Amaro Group, restricted the local stage to the Tithonian (e.g. Caixeta et al., 1994; Costa et al., 2007; Da Silva et al., 2007), whereas Rb-Sr radiometric analyses have indicated that the reddish siltstones of the Aliança Formation of Recôncavo Basin show an isochron age of 226 ± 6 Ma (Neotriassic) (Silva et al., 2012). However, radiometric dating techniques are based on the amount of the parent radioisotope locked in a mineral when crystallization took place, and as a sedimentary rock does not have a history of minerals crystallizing from an igneous melt, it is almost impossible to provide a radiometric date of sedimentary rocks. A better approximation to the age of Dom João sediments deposition can be made from the hybodontid shark teeth found in association with the ostracode fauna in these deposits, specimens belonging to the genus *Planohybodus* Rees and Underwood (2008) have been described from Lima Campos Basin (Ceará State) and Araripe Basin (Ceará, Pernambuco and Piauí states) in Brazil (Cupello et al., 2012; Pinheiro et al., 2013, 2011). Based on ammonites biozonation, *Planohybodus* have been well dated from the Bathonian to the Barremian in western Europe strata (Rees and Underwood, 2008).

The Aliança Formation, studied herein, was deposited in response to the initial rifting process; it outcrops in the eastern internal portion of the basin from Campos village (Ibimirim, PE) in the NNE to the municipality of Petrolândia, PE in the extreme WSW. According to Rocha and Amaral (2007) is characterized mainly by reddish and greenish mudstones of about 150 m of thickness with fine to course sandstone, calcareous sandstone and calcareous siltstones interbedded; the mudstones are micaceous, finely laminated, compact and present medium diagenesis. The existing outcrops in the basin represent the lithotypes of the Capianga Member (Rocha and Amaral, 2007), that according to Costa et al. (2007) reached the greatest thickness in North Tucano Sub-Basin and in Jatobá Basin. Being typical of a shallow lacustrine environment of great extension, the Upper Jurassic? Aliança Formation, represents the first lacustrine phase of the Jatobá Basin (Rocha, 2011). Kuchle et. al (2011) related the Capianga member to the maximum flooding event mainly recovered in the RTJ system rift and named as the Capianga Lake of the Afro-Brazilian Depression.

3. Material and methods

Twenty-one samples for ostracode study, C and O isotopes and Mg/[Mg + Ca] ratio, petrography and cathodoluminescence analyses were collected from carbonate layers (CL). For ostracode analyses 60 g in average of limestone, sandy limestone and calcareous sandstone were broken into small (centimeter sized) pieces and processed using standard laboratory technique for the study of fossil ostracodes, which consists in disaggregation with hydrogen peroxide (H₂O₂) during 24 h time period, washing through a sieve 62 micrometers and dried at 50° C. Each sample was sieved again with mesh 500, 250 and 160 micrometers. From the material retained on the 250 µm mesh of each sample, 300 ostracode specimens were picked out under a stereo microscope Zeiss Discovery V8 at the Paleontology Laboratory (PALEOLAB) of the Department of Geology, Federal University of Pernambuco (UFPE), Brazil. Ostracode abundance was considered having in account the picked 300 specimens, where most abundant species is more than 100 specimens, abundant between 51 and 100, moderate between 11 and 50 and rare less than 10. SEM imaging of gold-coated ostracode specimens was carried out using a Zeiss EVO MA 15 instrument at the Technologic Institute of Micropaleontology (itt Fossil), Vale do Rio dos Sinos University (Unisinos) and a FEI Quanta FEG 200 at the Strategic Technologies Center of the Northeastern (CETENE), Brazil.

Petrographic and cathodoluminescence analyses were carried out with a Leica DM 2550 P microscope equipped with a Leica DFC 310 FX camera at the Cathodoluminescence Laboratory of UFPE. From 19 limestone and 2 calcareous sandstone samples 8 thin sections of 30 µm thickness were prepared. Cathodoluminescence of the polished petrographic thin sections was carried out using a CITL MK5 - 2 hot cathode chamber and control unit mounted on the cathodoluminescence laboratory microscope. Accelerating voltages of 15 kV and an electron beam current between 500 and 600 µA were used.

Carbon and Oxygen isotope analyses from bulk carbonate sediment were performed at the Stable Isotope Laboratory (LABISE) of the Department of Geology, Federal University of Pernambuco. Samples were totally milled. Extraction of CO₂ gas from powder was performed in a high vacuum line after reaction with 100% orthophosphoric acid at 25 °C for one day. Released CO₂ was analyzed after cryogenic cleaning in a double inlet, triple collector SIRA II mass spectrometer and results are reported in δ notation in per mil (‰) relative to the PDB standard. The uncertainties of the isotope measurements were better than 0.1‰ for carbon and 0.2‰ for oxygen, based on multiple analyses of an internal laboratory standard (BSC). For geochemical classification and the determination of the Mg/[Mg + Ca] ratios were used the major oxides concentrations (% Wt) analyzed by X-ray fluorescence spectrometry, using fused beads and an automatic RIX-3000 (RIGAKU) unit available at the LABISE.

4. Results

Three stratigraphic sections were examined from Puiú, Modubim and Macambira localities (fig. 2, fig. 3a – c). These sections are composed mainly for packages of reddish, massive or flat laminated claystone interbedded with either limestone, sandy limestone or calcareous sandstone. In minor proportion, greenish gray mudstones and thin evaporate layers are presented through the sections. Six lithofacies types were recorded according to the sedimentary components.

Lithofacies type 1 (LTF 1) corresponds to brownish red or purplish red, massive or flat laminated claystone. Lithofacies type 2 (LTF 2) is a centimeter scale layer of yellowish white limestone, that can be cross laminated or massive due to high compaction, with ripple marks on top and climbing ripples structures (Fig. 3d – e); ostracodes, vertebrate teeth and bones, as well as ichnofossils are present. LTF 2 can be classified as medium-grained skeletal ostracode grainstone following Dunham classification and biosparrudite according to Folk classification (Fig 4a – e). Lithofacies type 3 (LTF 3) corresponds to a centimeter scale layer of light greenish gray calcarenite with ostracodes and can be classified as a fine-grained calcareous quartzarenite with fine articulated and disarticulated ostracode valves (Fig. 4f). Lithofacies type 4 (LTF 4) is a greenish gray laminated mudstone. Lithofacies type 5 (LTF 5) corresponds to a 2 cm gypsum layer. Lithofacies type 6 (LTF 6) is a gravelly sandstone with plant cover that overlies the claystone – limestone package of Puiú section, this is considered to be a Cenozoic cover. The lithofacies types above described are arranged in different ways for each section, LTF 1 is the mainly component in the three sections.

With respect to the ostracode fauna, *Theriosynoecum pricei* Pinto and Sanguinetti (1958) ostracode was recorded in all the analyzed carbonate samples; the associated fauna in different layers is represented by *T. uninodosa* Pinto and Sanguinetti (1958), *T. quadrinodosum* Krömmelbein and Weber (1971), *Reconcavona? jatobaensis* Krömmelbein and Weber (1971) and *Alicenula* spp. (fig. 5). Table 1 presents the relative abundance of each species through the sections.

Geochemistry results from whole carbonate samples of each section are shown in Table 2.

3.1. Puiú section

The section measured in Puiú is of 9.77 m; here LTF 1 is interbedded by LTF 2 and LTF 5 and cover by LTF 6 (fig. 3a, fig. 6). Five samples were collected from LTF 2, the content of ostracode fauna and geochemistry were analyzed; and one thin section was prepared from BJ-01-2B sample. The ostracode fauna includes *Theriosynoecum pricei*, *Reconcavona? jatobaensis* and *Alicenula* spp. *T. pricei* is the most abundant species through the second carbonate layer (CL 2) and abundant through the first carbonate layer (CL 1), while *R? jatobaensis* is only present as moderate – abundant in CL 2, and *Alicenula* spp. is the most abundant in CL 1 and abundant in CL 2. With the major components concentration a geochemical classification can be made to name each bed, CL 1 with ~ 67 % of CaO, ~ 28 % of siliciclastic component

($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$) is considered a muddy or sandy limestone, whereas CL 2 with $> 85\%$ of CaO and $\sim 10\%$ of siliciclastic component is classified as an almost pure limestone; the BJ-01-2B thin section corresponds to a skeletal ostracode grainstone (fig. 4a). $\text{Mg}/[\text{Mg} + \text{Ca}]$ ratios for Puiú carbonates are less than 0.02. The $\delta^{13}\text{C}$ values display relatively little variation, ranging from -1.35‰ to -0.91‰ , while $\delta^{18}\text{O}$ values have a slightly broader range from -2.02‰ to 1.38‰ ; the most negative values of both isotopes correspond to CL 1 and positive $\delta^{18}\text{O}$ correspond to CL 2. Puiú carbonates O and C stable isotopic compositions display covariance, possessing an r^2 value of 0.91 (fig. 9). A direct association can be seen between the occurrences of *R? jatobaensis* and the ^{18}O enrichment.

3.2. Modubim section

In Modubim section, LTF 2 and LTF 4 are the lithofacies interbedded in the 6.25 m LTF 1 package (fig. 3b, fig. 7). Twelve samples from Modubim LTF 2 were analyzed regarding ostracode fauna and geochemistry; four thin sections were prepared from BJ-06-1B (fig. 4b – c), BJ-06-2A (fig. 4d), BJ-06-3A and BJ-06-4B samples, all were classified as skeletal ostracode grainstone or biosparrodite. Oxide major geochemistry shows the main component is CaO with more than 74 % in all samples (limestone), except in BJ-06-2A where the concentration of this oxide is $\sim 48\%$ and SiO_2 is $\sim 29\%$ (sandy limestone petrographically confirmed). LTF 2 represents five carbonate layers (CL 0 – 4) in this section. In Modubim locality the ostracode fauna is more diversified than in the other sections, from bottom to top *Alicenula* spp. is the most abundant taxon in CL 0 and BJ-06-1A sample from CL 1 and abundant in the rest of the carbonate layers. *Theriosynoecum pricei* is abundant where *Alicenula* spp. is dominant, and from CL1 BJ-06-1B sample to the top of CL4 all samples *T. pricei* is the most abundant species. Accessory faunal species are *T. uninodosa*, *T. quadrinodosum* and *Reconcavona? jatobaensis*. $\text{Mg}/[\text{Mg} + \text{Ca}]$ ratios for Modubim carbonates are between 0.00 and 0.02, from BJ-06-2A this ratio reached 0.04. The $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values range from -1.22‰ to -0.89‰ and from -1.48‰ to 0.97‰ , respectively; the most negative values of both isotopes correspond to BJ-06-2A. Positive and very close to 0‰ $\delta^{18}\text{O}$ values can be directly related to the occurrence of *R? jatobaensis*. No covariance is found between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ for carbonates of Modubim section with an r^2 value of 0.01 (fig. 8).

3.3 Macambira section

The 1.81 m package dominated by LTF 1 in Macambira section is interbedded by LTF 2 and LTF 3 (fig. 3c, fig. 8). LTF 2 and LTF 3 are present within the two carbonate layers (CL 1 – 2) examined from this section. A total of four samples were analyzed for ostracoda and geochemistry from this section. Two thin sections were prepared, BJ-08-1A corresponds to a calcareous quartzarenite (fig. 4f) and BJ-08-2A classified as a skeletal ostracode grainstone (fig. 4e). The major oxides concentrations results are

supported by petrographic and macroscopic evaluation, BJ-08-1A (CL1 bottom – LTF 3) classified as calcareous quartzarenite and BJ-08-2B (CL 2 top – LTF 3) considered a calcareous mudstone have more than 50 % of SiO₂ and less than 33 % of CaO indicating high siliciclastic input, BJ-08-1B (CL 1 top – LTF 2) and BJ-08-2A (CL 2 bottom – LTF 2) have less than 9 % of SiO₂ and more than 84 % of CaO indicating an almost pure limestone. Regarding to the ostracode fauna, the recovering from CL 1 was poor when compared to all samples evaluated along the entire study, in BJ-08-1A and BJ-08-1B samples a totally of 51 and 168 specimens were recovered, respectively; both samples from CL 2 presented sufficient ostracode carapaces encompassing 300 specimens. *Theriosynoecum pricei* and *Alicenula* spp. are present through the carbonate layers; both species are in moderate abundance in BJ-08-1A sample. *T. pricei* is abundant from BJ-08-1B and BJ-08-2A while *Alicenula* spp. occurs in moderate abundance in BJ-08-1B sample and as the most abundant in BJ-08-2A. In the sample BJ-08-2B, *T. pricei* represents the most abundant species. The species *Reconcavona? jatobaensis* is rare in Macambira section and is record only in both CL 2 samples. Mg/[Mg + Ca] ratios for Macambira carbonates shows values of 0.06 and 0.07 for the most siliciclastic samples and values of 0.01 and 0.02 for the almost pure limestone samples. The $\delta^{13}\text{C}$ ratios exhibit a narrow variation ranging between -1.94 ‰ and -1.13 ‰, while $\delta^{18}\text{O}$ have a broader range displaying values of -0.29 ‰ and 0.82 ‰ for both samples of CL 1, and -6.04 ‰ and -8.53 ‰ for CL 2 samples. An r^2 value of 0.82 indicates a positive covariance between Macambira O and C isotopic compositions (fig. 9).

4. Discussion

The analyzed localities from Aliança Formation are mainly dominated by reddish claystone facies that can be laminated or massive with cross laminated ostracode grainstone facies interbedded, could be interpreted as characteristics of low-gradient ‘ramp’ type margin in shallow lake environment affected by waves. The Macambira claystone package are considered a littoral area with fluvial supply, data that is supported by the presence of calcareous quartzarenite facies associated to the ostracode grainstone facies. According to Platt and Wright (1991) mudstone facies dominate in most shallow lake environments, the carbonate production in shoreline zone (< 10 m) is mostly bioclastic or algal sediments, and the occurrence of shoal grainstone facies reflect wave energy; these lacustrine facies are developed at high energy low-gradient ‘ramp’ type margins. The reddish color of the muddy sediments can be considered evidence of well oxygenated oligotrophic conditions in the lake. A briefly period of saline conditions is interpreted from the thin evaporative layer at the bottom of Puiú section.

The ostracode fauna from the Aliança Formation in the Campos Village area, characterized by *Theriosynoecum pricei*, *T. uninodosa*, *T. quadrinodosum*, *Reconcavona? jatobaensis* and *Alicenula* spp., could be referred to freshwater genera that inhabited permanent water bodies (Horne, 2002, 1995). Cohen

et al (1983) considered limnocytherids such as *Limnocythere* Brady (1868) and *Gomphocythere* Sars (1924) to be characteristic of high alkalinity (carbonate + bicarbonate) in modern African lakes; on this basis, a predominance of *Theriosynoecum* species has been taken to indicate more alkaline waters in Mesozoic lacustrine basins in Africa and Brazil by Colin and Dépêche (1997). The ostracode assemblage presents a co-occurrence of adult and a range of ontogenetic stages, mostly articulated, which indicate their autochthony according to Whatley (1983). *Theriosynoecum* Branson, 1936 and *Alicenula* Rossetti & Martens (1998) genera (Limnocytheridae and Darwinulidae, respectively), very abundant within the studied material, possess reproductive strategies that involved the brooding of the eggs and young juveniles by the adult females, do not have desiccation resistant eggs records and are confined to permanent water bodies (Horne, 2002). The genus *Reconcavona* (Cyprididae) is subordinated in the studied material, probably due to its swimming capability as indicated by Whatley (1990) for the cypridoids and sporadically came to the lake margin where the benthic *Theriosynoecum* and *Alicenula* dominated.

4.1 Stable isotopes values and ostracode occurrences: Paleolimnological implications

Geochemical signals contained in biogenic and authigenic carbonate minerals have proved particularly valuable and may readily enter the geologic record as a permanent register of environmental conditions in a lake at the time of calcification/precipitation (Kelts and Talbot, 1990). According to Lister (1988) carbonates formed in shallow lake areas may have isotopic signals strongly influenced by very local intra-lake conditions (water temperature changes, local inflow, evaporation, biological activity) which are often more variable than "whole lake" conditions. Data of covariance between carbon and oxygen isotopic ratios compiled and examined by Talbot (1990), resulted in the hydrological classification of lake basins; isotopic covariance is apparently most typical of carbonates from lakes that are hydrologically closed while little variation in $\delta^{18}\text{O}$ with a covariance between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C} < 0.7$ seems to indicate carbonates formed in open lakes; although, covariant trends may have remarkable long-term persistence despite major environmental changes and can be considered as stability in basin hydrology.

As mentioned earlier, all ostracode carapaces are composed of a stable form of carbonate, low Mg calcite. To reach maturity they need to molt their valves several times (usually up to 8 times), and soon after shedding valves, new ones are formed by using components taken from within the host water at that time (De Deckker and Forester, 1988; Horne et al., 2002). In lacustrine environments, stratigraphic changes in $\delta^{18}\text{O}$ values are commonly attributed to changes in temperature or precipitation/evaporation (P/E) ratio; whereas those of carbon and nitrogen are used to demonstrate changes in carbon, nutrient cycling and productivity within the lake and its catchment (Leng and Marshall, 2004). Thus, ostracodes from shallow lakes are subject to evaporative enrichment or dilution as a result of changes in effective

precipitation provide a record of variations in the P/E ratio (Holmes and Chivas, 2002). Moreover, the isotopic fractionation between ostracode shells and water is considered genus specific (Chivas et al., 2002) and positive vital offsets in $\delta^{18}\text{O}$ values from equilibrium more or less constant within genera (Holmes and Chivas, 2002; von Grafenstein et al., 1999). The $\delta^{13}\text{C}$ values for ostracod calcite are broadly similar to those of inorganic calcite, and any vital offsets are masked by variations in the isotopic composition of the dissolved inorganic carbon (DIC) on the micro-scale (von Grafenstein et al., 1999). In a productive freshwater lake, as indicated by the ostracode assemblage studied herein, photosynthesis is the most important fractionation process (McKenzie, 1985, 1982; Oana and Deevey, 1960); it leads simultaneously to an enrichment of ^{12}C in organic matter and a depletion of ^{12}C in the ambient aqueous carbonate species in the surface waters, subsequent oxidation of the photosynthetically produced organic matter during and after its deposition onto the lake floor lead to an enrichment of ^{12}C in the aqueous carbonate species in the bottom waters (Lister, 1988).

Based on petrographic (including cathodoluminescence) and Mg/Mg+Ca ratios is possible to assess the relative effects of evaporative enrichment on the isotopic composition of the ancient Aliança Formation lacustrine carbonates as well as the degree of diagenetic alteration. Mg/[Mg+Ca] values of carbonate from closed lacustrine systems are commonly >0.1 (Dutkiewicz et al., 2000; Mayayo et al., 1996). The studied material, mostly grainstone almost entirely composed of articulated and disarticulated *Theriosynoecum* and *Alicenula* ostracode shells shows no or little luminescence and Mg/[Mg + Ca] ratios <0.02 , indicating little diagenetic alteration and positive precipitation-evaporation balance; the carbonate from Macambira calcareous quartzarenites is result mainly of authigenic calcite precipitation. The presence of little luminescence in these samples also suggest little diagenetic alteration, which the Mg/[Mg + Ca] ratios between 0.06 and 0.07 can be owed to the siliciclastic component and not considered to reflect diagenetic alteration or precipitation-evaporation balance.

Assuming $\delta^{18}\text{O}$ vital offsets of recent ostracode genera as the relative vital offsets for the Upper Jurassic? genera from Aliança Formation lacustrine carbonates, and having into account the relative abundance between these genera in each sample (table 1), authigenic micrite equilibrium- $\delta^{18}\text{O}$ values can be predicted (fig. 9). Von Grafenstein et al. (1999) inferred ‘vital offsets’ of valve $\delta^{18}\text{O}$ for all taxa of Candoninae group (*Reconcavona*) around $+2.2 \pm 0.15$ ‰; *Darwinula stevensoni* (Darwinulidae as the genus *Alicenula*) and *Limnocythere inopinata* (Limnocytheridae as the genus *Theriosynoecum*) are closest to equilibrium- $\delta^{18}\text{O}$ with offsets around $+0.8$ ‰. Thus, the isotopic composition values of the water which the Aliança Formation carbonates precipitated could be at less 0.8 ‰ more negative than those obtained from bulk carbonates in this study. A direct relation between positive or very close to 0 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ values and *Reconcavona? jatobaensis* occurrence can be inferred by the broader vital offset of the subfamily compare with those of the dominant limnocytherids and darwinulids.

The high covariance between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ ($r^2 = 0.91$) and the little $\delta^{18}\text{O}$ variation in Puiú section are interpreted as result of carbonate precipitation within a steady state lake area showing a slight increase in aridity from CL 1 to CL 2 owed to preferential evaporative loss of the ^{16}O (low P/E ratio). The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ compositions from Modubim section display no covariance ($r^2 = 0.01$) as well as $\delta^{18}\text{O}$ fluctuation considered function of the effective precipitation (P/E ratio) related to the meteoric water cycle within a hydrologically open shallow lake area; from CL 0 to CL 2 humidity conditions dominated while from CL 3 to CL 4 aridity conditions were dominant. The Macambira carbonate layers, both composed by calcareous quartzarenite and ostracode grainstone facies, present high covariance ($r^2 = 0.82$) and high depletion of $\delta^{18}\text{O}$ values from CL 1 to CL 2 displaying minimum $\delta^{18}\text{O}$ values of -6.04 ‰ and -8.53 ‰; a littoral with fluvial influx is suggested and supported by the high siliciclastic component in the samples. The negative but close to zero $\delta^{13}\text{C}$ values of all Aliança Formation lacustrine carbonates reflect low degree of the DIC equilibration with atmospheric CO_2 and are interpreted as ^{12}C release owed organic matter (probably algal) oxidation.

5. Conclusions

Ostracode grainstones and calcareous quartzarenites from Aliança Formation at the Campos village in the municipality of Ibirimir, Pernambuco, Brazil, have been deposited in a low-gradient ‘ramp’ type margin of shallow lake environment affected by waves. Ostracodes such as *Theriosynoecum pricei*, *T. uninodosa*, *T. quadrinodosum*, *Reconcavona? jatobaensis* and *Alicenula* spp. were benthic freshwater taxa that inhabited the Upper Jurassic? alkaline and shallow Capianga Lake in the Jatobá Basin area. A stable hydrology for the shallow lacustrine environment of the Aliança Formation with positive precipitation-evaporation balance can be inferred from the isotopic covariant trends along with little variation of the $\delta^{18}\text{O}$. A fluvial influx in Macambira locality is supported by the abundant siliciclastic component and minimum $\delta^{18}\text{O}$ values.

Acknowledgements

This article is part of the MSc dissertation of the first author who is grateful with Propesq (UFPE) and CNPq for the grants obtained during the development of the master, as well as with PPGEOL, PALEOLAB and LABISE staff -UFPE for the availability of spaces and analyses development. Professor Virginio Henrique Neumann is thanked for the petrography and cathodoluminescence microscopy. Rescivaldo Barros de Amorim and Wilson Rodrigues de Andrade Freitas collaborated with the sample preparation. We also thank José Fidelis of Lamination Laboratory - UFPE for made the thin sections.

References

- Azevedo, R.L., Rodrigues, R., Takaki, T., 1997. Aplicação dos dados isotópicos de carbono e oxigênio, de rocha total, em estudos paleoambientais. *Bol. Geociências da Petrobras* 11, 19–32.
- Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E., Mankiewicz, P.J., 2000. Lake-Basin Type, Source Potential, and Hydrocarbon Character: An Integrated Sequence-Stratigraphic-Geochemical Framework, in: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R. (Eds.), *Lake Basins Through Space and Time*. AAPG Studies in Geology 46, pp. 3–34.
- Caixeta, J.M., Bueno, G.V., Magnavita, L.P., Feijó, F.J., 1994. Bacias de Recôncavo, Tucano e Jatobá. *Bol. Geociências da Petrobras* 8, 163–172.
- Cesero, P., Ponte, F.C., 1972. Análise comparativa da paleogeologia dos litorais atlânticos brasileiro e africano. *Bol. Geociências da Petrobras* 11, 1–18.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M., Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics* 213, 97–138. doi:10.1016/0040-1951(92)90253-3
- Chivas, A., De Deckker, P., Wanc, S., Cali, J., 2002. Oxygen-isotope systematics of the nektic ostracod *Australocypris robusta*, in: Holmes, J.A., Chivas, A.R. (Eds.), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. Geophysical Monograph, vol. 131. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 301–313.
- Cohen, A.S., Dussinger, R., Richardson, J., 1983. Lacustrine paleochemical interpretations based on eastern and southern African ostracodes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 13, 129–151.
- Colin, J.-P., Dépêche, F., 1997. Faunes d'es ostracodes lacustres de bassins intra-cratoniques d'age albio-abtien en Afrique de l'ouest (Cameroun, Tchad) et ao Brésil: considérations d'ordre paléocologique et pléobiogéographique. *Africa Geosci. Rev.* 4, 431–450.
- Costa, I.P., Bueno, G. V, Milhomem, P.S., Silva, H.S., Kosin, M., 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Bol. Geociências da Petrobras* 15, 445–453.
- 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, 41–47. doi:10.1016/j.crpv.2011.09.005
- Cyr, A.J., Currie, B.S., Rowley, D.B., 2005. Geochemical Evaluation of Fenghuoshan Group Lacustrine Carbonates, North-Central Tibet: Implications for the Paleoelevation of the Eocene Tibetan Plateau. *J. Geol.* 113, 517–533. doi:10.1086/431907
- De Deckker, P., Forester, R., 1988. The Use of ostracods to reconstruct palaeoenvironmental records, in: De Deckker, P., Colin, J.P., Peypouquet, J.P. (Eds.), *Ostracoda in Earth Sciences*. Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 175–199.
- Deocampo, D.M., 2010. The Geochemistry of Continental Carbonates, in: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds.), *Carbonates in Continental Settings*. Developments in Sedimentology, V. 2. Elsevier B.V., pp. 1–59.

- Drummond, C.N., Wilkinson, B.H., Lohmann, K.C., 1996. Climatic control of fluvial-lacustrine cyclicity in the Cretaceous Cordilleran Foreland Basin, western United States. *Sedimentology* 43, 677–689. doi:10.1038/088040b0
- Dutkiewicz, A., Herczeg, A.L., Dighton, J.C., 2000. Past changes to isotopic and solute balances in a continental playa: Clues from stable isotopes of lacustrine carbonates. *Chem. Geol.* 165, 309–329. doi:10.1016/S0009-2541(99)00169-2
- Forester, R., 1983. Relationship of two lacustrine ostracode species to solute composition A and salinity: implications for paleohydrochemistry. *Geology* 11, 435–438.
- Forester, R., 1986. Determination of the dissolved anion composition of ancient lakes from fossil ostracodes. *Geology* 14, 796–799.
- Guzmán-González, J., Fambrini, G.L., Oliveira, E., Usma-Cuervo, C., in press. Estratigrafia da Bacia de Jatobá: Estado da arte. *Estud. Geológicos*.
- Holmes, J.A., Chivas, A.R., 2002. Ostracod shell chemistry - overview, in: Holmes, J.A., Chivas, A.R. (Eds.), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. Geophysical Monograph, vol. 131. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 185–204.
- Horne, D.J., 1995. A revised ostracod biostratigraphy for the Purbeck-Wealden of England. *Cretac. Res.* 16, 639–663. doi:10.1006/cres.1995.1040
- Horne, D.J., 2002. Ostracod biostratigraphy and palaeoecology of the Purbeck Limestone Group in Southern England. *Spec. Pap. Palaeontol.* 68, 53–70.
- Horne, D.J., Cohen, A., Martens, K., 2002. Taxonomy, Morphology and Biology of Quaternary and living Ostracoda, in: Holmes, J.A., Chivas, A.R. (Eds.), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. Geophysical Monograph, vol. 131. American Geophysical Union, pp. 5–36. doi:10.1029/131GM02
- Kelts, K., Talbot, M.R., 1990. Lacustrine Carbonates as Geochemical Archives of Environmental Change and Biotic/Abiotic Interactions, in: Tilzer, M.M., Serruya, C. (Eds.), *Large Lakes, Ecological Structure and Function*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 288–315.
- Krömmelbein, K., Weber, R., 1971. Ostracoden des Nordost-Brasilianischen Wealden. *Beihefte zum Geol. Jahrb.* 115, 3–93.
- Kuchle, J., Scherer, C.M.D.S., Born, C.C., Alvarenga, R.D.S., Adegas, F., 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. *J. South Am. Earth Sci.* 31, 358–371. doi:10.1016/j.jsames.2011.02.007
- Leng, M.J., Marshall, J.D., 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. *Quat. Sci. Rev.* 23, 811–831. doi:10.1016/j.quascirev.2003.06.012
- Lister, G.S., 1988. Stable isotopes from lacustrine ostracoda as tracers for continental palaeoenvironments, in: De Deckker, P., Colin, J.P., Peypouquet, J.P. (Eds.), *Ostracoda in Earth Sciences*. Elsevier B.V., Amsterdam, pp. 201–218.

- Mayayo, M., Bauluz, B., López-Galindo, A., González-López, J., 1996. Mineralogy and geochemistry of the carbonates in the Calatayud Basin (Zaragoza, Spain). *Chem. Geol.* 130, 123–136. doi:10.1016/0009-2541(95)00185-9
- McKenzie, J.A., 1982. Carbon-13 cycle in Lake Greifen: a model for restricted ocean basins, in: Schlanger, S.O., Cita, M.B. (Eds.), *Nature and Origin of Cretaceous Carbon-Rich Facies*. Academic Press, New York, pp. 197–208.
- McKenzie, J.A., 1985. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environments, in: Stumm, W. (Ed.), *Chemical Processes in Lakes*. Wiley, New York, pp. 99–118.
- Oana, S., Deevey, E.S., 1960. Carbon 13 in lake waters and its possible bearing on paleolimnology. *Am. J. Sci.* 258, 253–272.
- Pinheiro, F., De Figueiredo, A., Dentzien-Dias, P., Fortier, D., Schultz, C., Viana, M., 2013. *Planohybodus marki* sp. nov., a new fresh-water hybodontid shark from the Early Cretaceous of northeastern Brazil. *Cretac. Res.* 41, 210–216.
- Pinheiro, F.L., de 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. *Rev. Bras. Paleontol.* 14, 189–198. doi:10.4072/rbp.2011.2.07
- Pinto, I.D., Sanguinetti, I.T., 1958. *Bisulcocypris* a new Mesozoic genus and preliminary note about its relation with *Metacypris* and allied forms. *Bol. da Soc. Bras. Geol.* 7, 75–90.
- Platt, N.H., Wright, V.P., 1991. Lacustrine Carbonates: Facies Models, Facies Distributions and Hydrocarbon Aspects, in: Anadon, P., Cabrera, L., Kelts, K. (Eds.), *Lacustrine Facies Analysis*. International Association of Sedimentologists Special Publication 13, pp. 57–74.
- Ponte, F.C., Asmus, H.E., 1976. Brazilian marginal basins: current state of knowledge. *An. Acad. Bras. Cienc.* 48, 215–239.
- Rees, J. a N., Underwood, C.J., 2008. Hybodont sharks of the English Bathonian and Callovian (Middle Jurassic). *Palaeontology* 51, 117–147. doi:10.1111/j.1475-4983.2007.00737.x
- Rocha, D.E., 2011. Caracterização do intervalo carbonático aptiano da Bacia do Jatobá, NE do Brasil. Tese Doutorado em Geociências, Universidade Federal de Pernambuco.
- Rocha, D.E., Amaral, C.A., 2007. Hidrogeologia da Bacia Sedimentar do Jatobá: Sistema aquífero Tacaratu/Inajá. Meta B: Caracterização Geológica e Geométrica dos Aquíferos, Meta B.
- Schakleton, N.J., Hall, M.A., Pate, D., 1993. High-resolution stable isotope stratigraphy from bulk sediment. *Paleoceanography* 8, 141–148.
- Scotese, C.R., Boucot, A.J., McKerrow, W.S., 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *J. African Earth Sci.* 28, 99–114. doi:10.1016/S0899-5362(98)00084-0
- Silva, D.R., Mizusaki, A.M.P., Milani, E., Pimentel, 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. *J. South Am. Earth Sci.* 37, 13–24.
doi:10.1016/j.jsames.2011.12.006

Silva, O.B., Caixeta, J.M., Milhomem, P.S., Kosin, M.D., 2007. Bacia do Recôncavo. *Bol. Geociencias da Petrobras* 15, 423–431.

Talbot, M.R., 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chem. Geol. Isot. Geosci. Sect.* 80, 261–279.
doi:10.1016/0168-9622(90)90009-2

Viana, C.F., Junior, E.G., Simões, I.A., Moura, J. Al, Fonseca, J.R., Alves, R.J., 1971. Revisão estratigráfica da Bacia Recôncavo/Tucano. *Bol. Técnico da Petrobras* 14, 157–192.

Von Grafenstein, U., Erlernkeuser, H., Trimborn, P., 1999. Oxygen and carbon isotopes in modern freshwater ostracod valves: Assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 148, 133–152. doi:10.1016/S0031-0182(98)00180-1

Whatley, R.C., 1983. The application of Ostracoda to palaeoenvironmental analyses, in: Maddocks, R.F. (Ed.), *Applications of Ostracoda*. University of Houston Geosciences, pp. 51–77.

Whatley, R.C., 1990. The relationship between extrinsic and intrinsic events in the evolution of Mesozoic non-marine Ostracoda, in: Kauffman, E.G., Walliser, O.H. (Eds.), *Extinction Events in Earth History*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 253–263.

Tables and figures caption

Table 1. Relative abundance of ostracode species.

Table 2. C and O isotopes, major oxides, Ca, Mg concentrations in weight percentage (% Wt) and Mg/[Mg+Ca] ratio.

Figure 1. Late Jurassic (~150 Ma) paleogeography (modified from Prof. Ron Blakey and Colorado Plateau Geosystems Inc. <http://cpgeosystems.com/mollglobe.html>).

Figure 2. (a-b) Jatobá Basin (J) and Campos Village location; Pernambuco Basin (PE), Alagoas Basin (AL), Sergipe Basin (S), Tucano Basin (T). (c) Geologic map of the study area.

Figure 3. (a) Photomosaic of Puiú locality showing the approximate position of the carbonate layers (CL).

(b) View of CL 2 in Modubim locality. (c) View of CL 1 and CL 2 of Macambira locality. (d) Ripple mark on CL 1 from Puiú locality, scale 13 cm. (e) Climbing ripples in CL 2 from Puiú locality, scale 9 cm.

Figure 4. Carbonate lithofacies of the Aliança Formation. Scale bar is 100 μm . (a) Skeletal ostracode grainstone with a small layer of quartz in the superior portion. BJ-01-2B sample. Crossed Nicols. (b) Skeletal ostracode grainstone with ferruginous cement and subordinated quartz grains. BJ-06-1B sample. Cathodoluminescence micrograph. (c) Skeletal ostracode grainstone with subordinated quartz grains. BJ-06-1B sample. Crossed Nicols. (d) Very compacted skeletal ostracode grainstone. BJ-06-2A sample. Transmitted light. (e). Skeletal ostracode grainstone. BJ-08-2A sample. Transmitted light. (f). Calcareous quartzarenite, in the middle is observed a set of ostracode valves in cup in cup structure. BJ-08-1A sample. Cathodoluminescence micrograph.

Figure 5. Ostracode fauna of the Aliança Formation from Campos village. (a – b) *Theriosynoecum pricei*: (a) ♀ dorsal view, (b) ♀ left view. (c – d) *T. uninodosa*: (c) ♂ dorsal view, (d) ♂ left view. (e – f) *T. quadrinodosum*: (e) ♂ dorsal view, (f) ♀ right view. (g - h) *Reconcavona? jatobaensis*: (g) dorsal view, (h) right view. (i - j) *Alicenula* spp. (i) dorsal view, (j) right view.

Figure 6. Puiú stratigraphic section, isotope curves and ostracode species abundance. Depth in meters.

Figure 7. Modubim stratigraphic section, isotope curves and ostracode species abundance. Depth in meters. For legend see Fig. 6.

Figure 8. Macambira stratigraphic section, isotope curves and ostracode species abundance. Depth in meters. For legend see Fig. 6.

Figure 9. Cross-plot of stable carbon and oxygen isotope data of whole carbonate samples from the upper Jurassic? Aliança Formation.

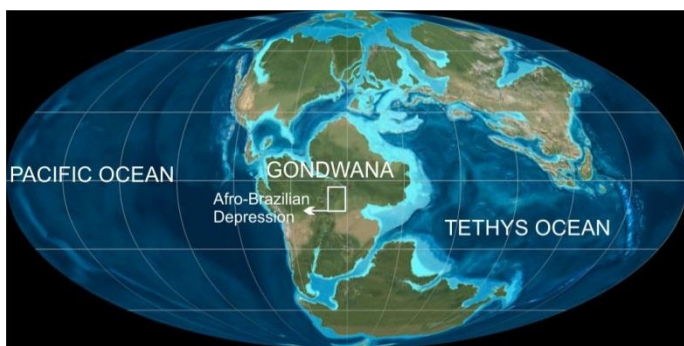
Sample	Depth (m)	<i>Theriosynoecum pricei</i>	<i>Theriosynoecum uninodosa</i>	<i>Theriosynoecum quadrinodosum</i>	<i>Reconcavona? jatobaensis</i>	<i>Alicenula</i> spp.
(A) Puiú section						
BJ-01-2C	7,06	Most abundant	Absent	Absent	Moderate	Abundant
BJ-01-2B	7	Most abundant	Absent	Absent	Abundant	Abundant

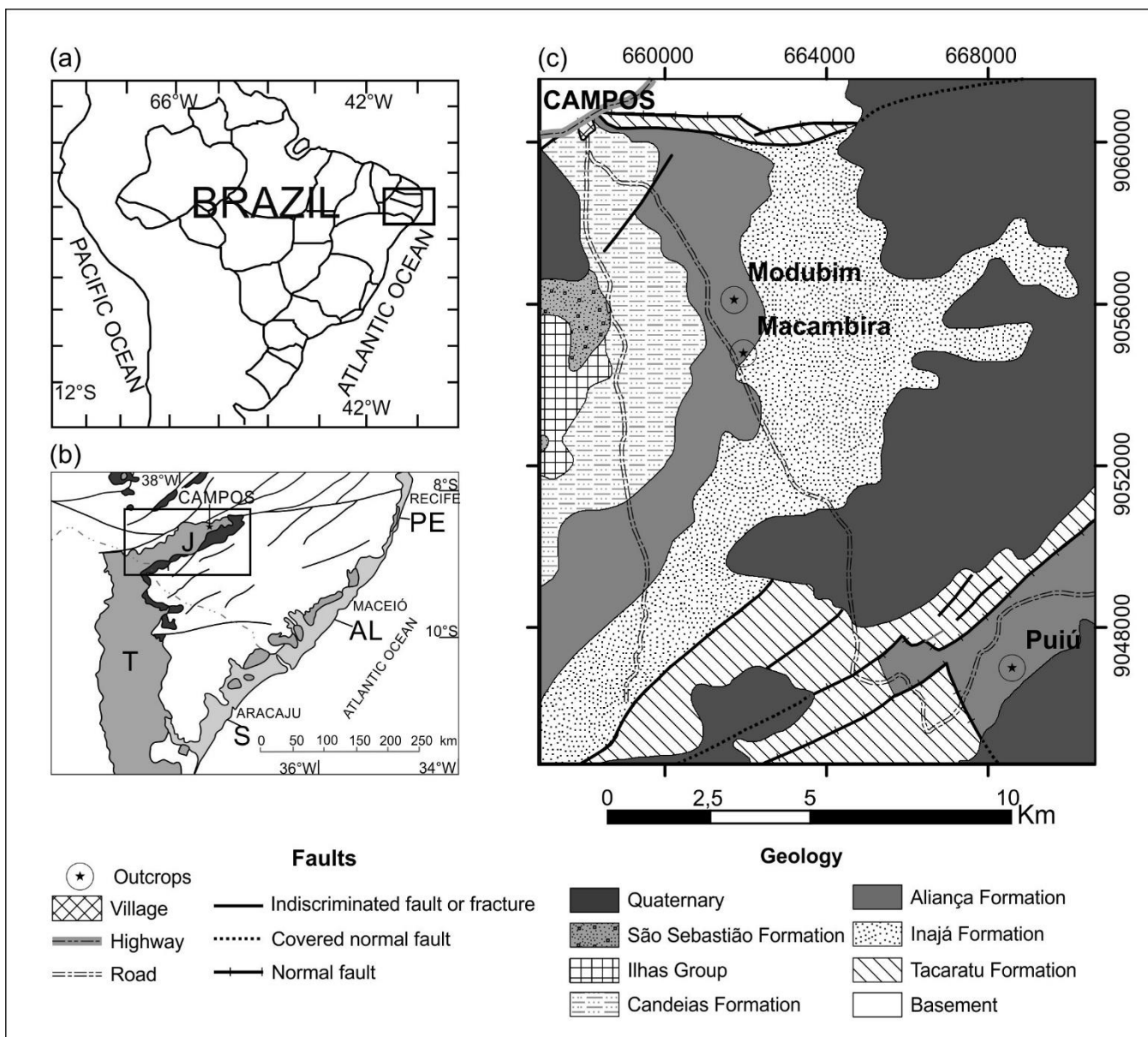
Table 1. Relative abundance of ostracode species.

Sample	Depth (m)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{‰ VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰ VPDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{‰ VSMOW}}$	SiO_2	Al_2O_3	CaO	MgO	Ca	Mg	$\text{Mg}/[\text{Mg}+\text{Ca}]$
(A) Puiú section											
BJ-01-2C	7,06	-0.95	1.33	32.19	8,78	1,85	85,49	1,17	61,10	0,71	0,01
BJ-01-2B	7	-0.91	1.27	32.13	7,33	1,65	86,56	1,41	61,86	0,85	0,01
BJ-01-2A	6,95	-1.05	1.38	32.24	7,76	1,97	85,08	1,52	60,80	0,92	0,01
BJ-01-1B	5,35	-1.35	-2.02	28.84	25,64	2,99	66,71	1,64	47,68	0,99	0,02
BJ-01-1A	5,1	-1.28	-1.88	28.98	25,59	2,82	67,33	1,51	48,12	0,91	0,02
(B) Modubim Section											

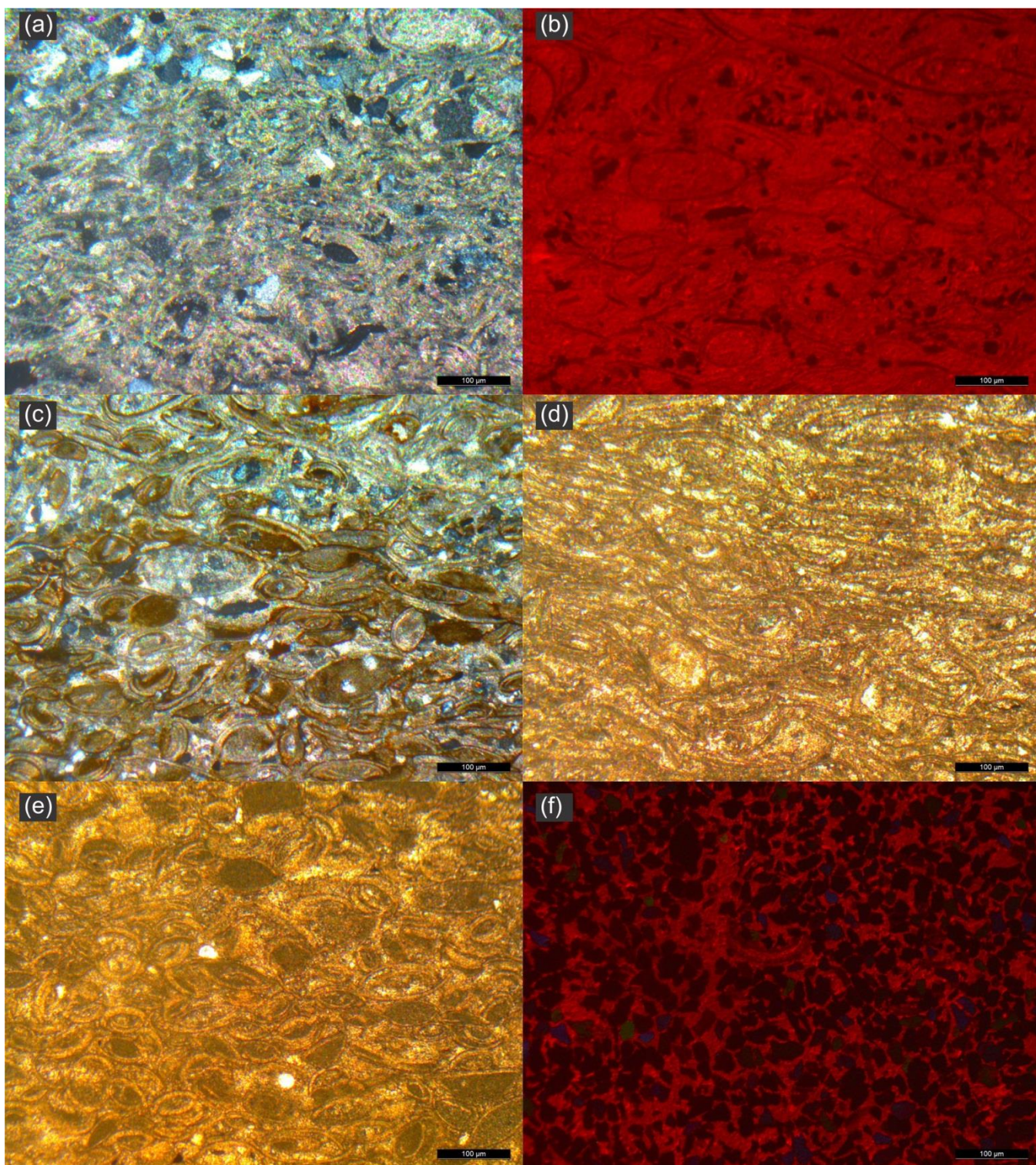
BJ-06-4C	4,9	-1.21	0.07	30.70	18,16	3,28	74,46	1,19	53,22	0,72	0,01
BJ-06-4B	4,85	-1.14	-0.23	30.63	8,14	1,54	87,83	0,78	62,77	0,47	0,01
BJ-06-4A	4,8	-1.09	-0.34	31.20	5,51	1,02	91,25	0,72	65,21	0,43	0,01
BJ-06-3C	3,64	-0.99	-0.72	30.14	5,48	1,20	90,17	0,76	64,44	0,46	0,01
BJ-06-3B	3,56	-0.98	-0.71	30.13	5,61	1,22	90,90	0,69	64,97	0,42	0,01
BJ-06-3A	3,54	-0.89	-0.72	30.14	1,98	0,52	96,07	0,11	68,66	0,07	0,00
BJ-06-2A	2,92	-1.22	-1.48	29.38	37,61	6,59	48,55	2,52	34,70	1,52	0,04
BJ-06-1D	2,05	-0.89	-0.69	30.17	10,67	2,20	81,95	1,29	58,57	0,78	0,01
BJ-06-1C	2,04	-1.03	-0.48	30.38	8,49	1,96	81,78	1,43	58,45	0,86	0,01
BJ-06-1B	2,02	-0.93	-0.74	30.12	11,34	2,07	82,72	1,02	59,12	0,62	0,01
BJ-06-1A	2	-0.98	0.34	31.20	10,67	2,25	76,59	1,72	54,74	1,04	0,02
BJ-06-0	0,47	-0.96	0.97	31.83	5,07	0,98	89,45	0,81	63,93	0,49	0,01
(C) Macambira section											
BJ-08-2B	1,49	-1.94	-6.04	24.82	50,57	9,79	32,27	2,38	23,06	1,44	0,06
BJ-08-2A	1,44	-1.79	-8.53	22.33	4,05	0,83	92,19	0,85	65,89	0,51	0,01
BJ-08-1B	0,67	-1.13	0.82	30.04	8,97	2,23	84,79	1,69	60,60	1,02	0,02
BJ-08-1A	0,62	-1.38	-0.29	30.57	64,26	7,71	20,62	1,84	14,74	1,11	0,07

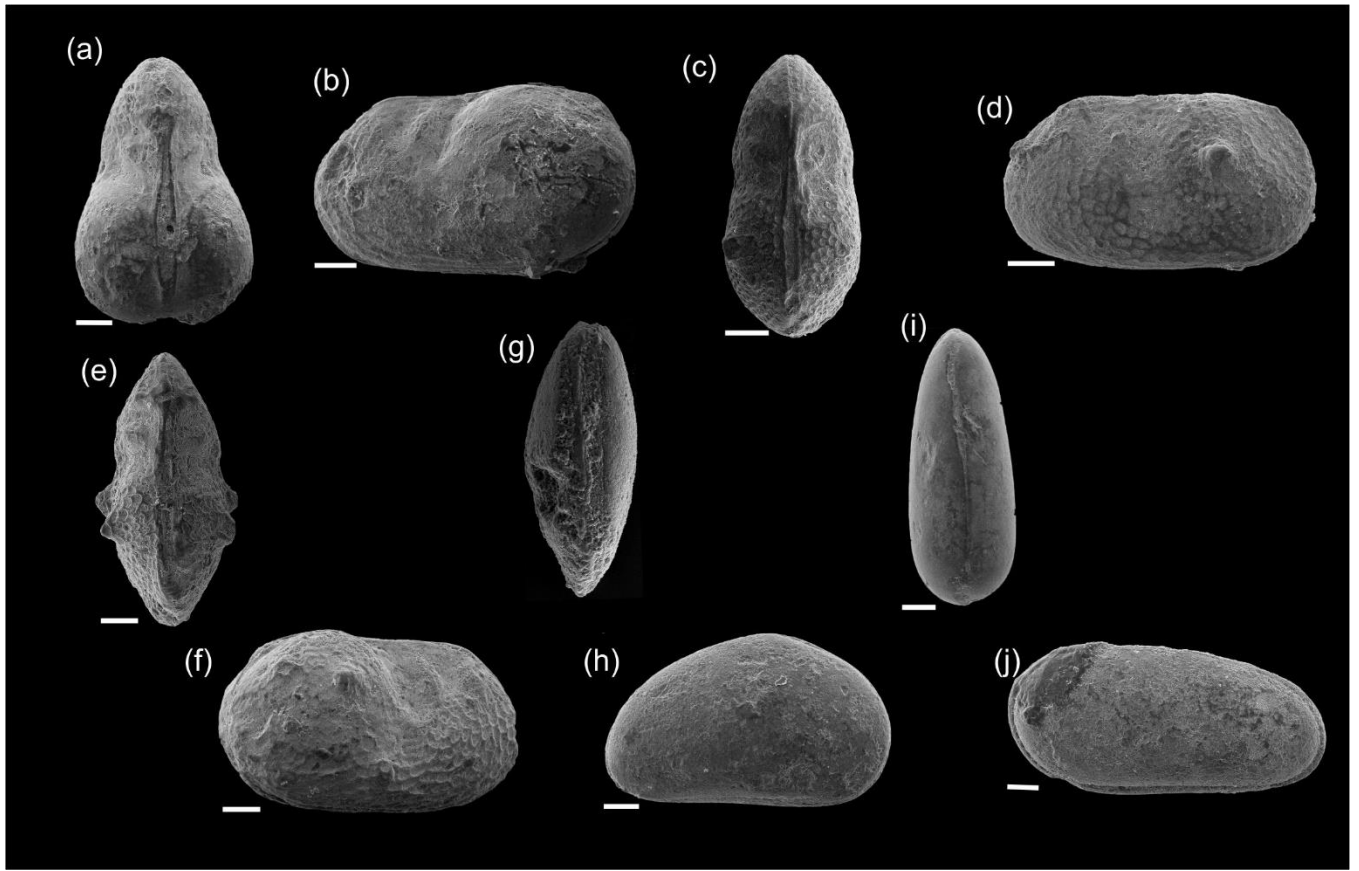
Table 2. C and O isotopes, major oxides, Ca, Mg concentrations in weight percentage (% Wt) and Mg/[Mg+Ca] ratio.

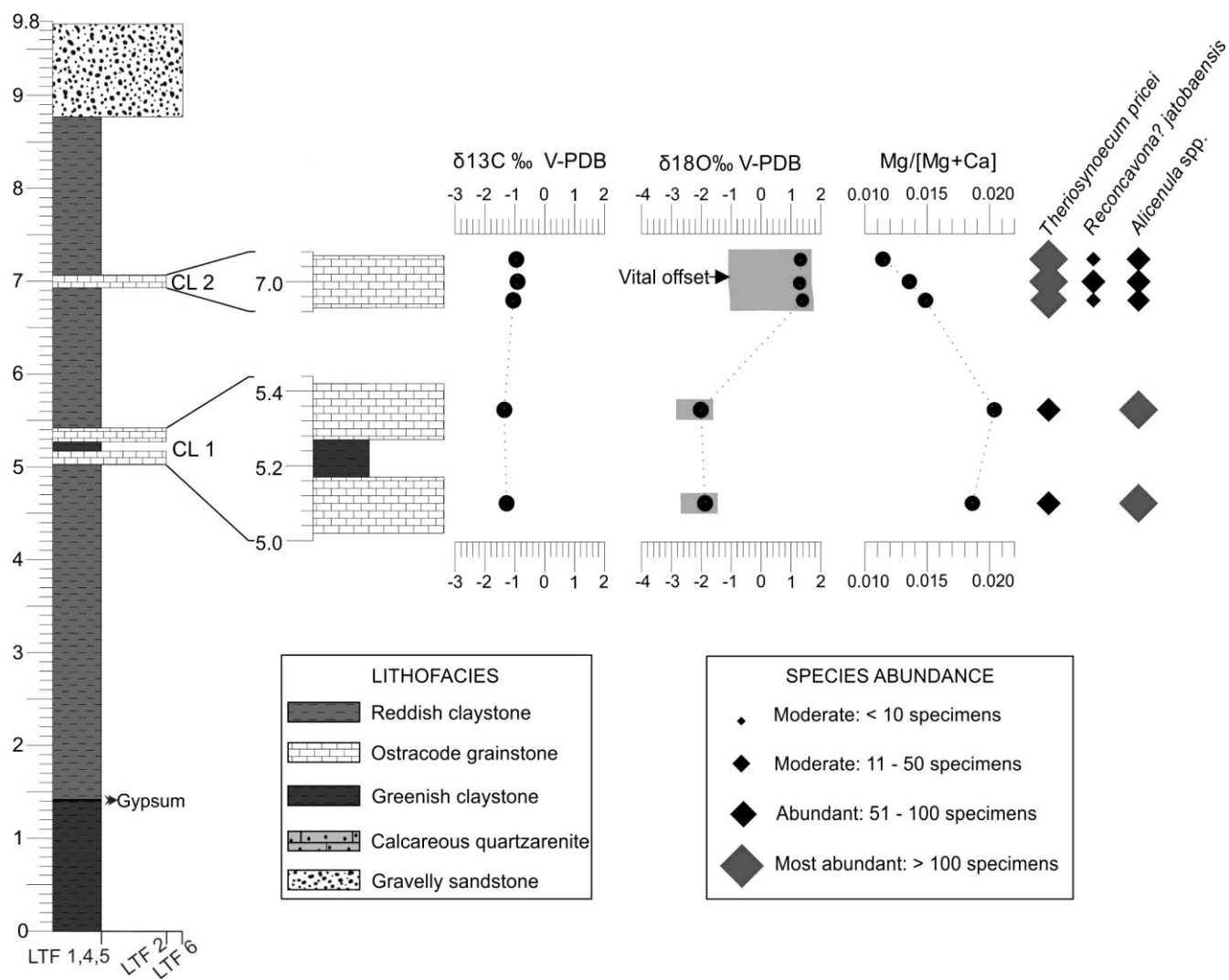


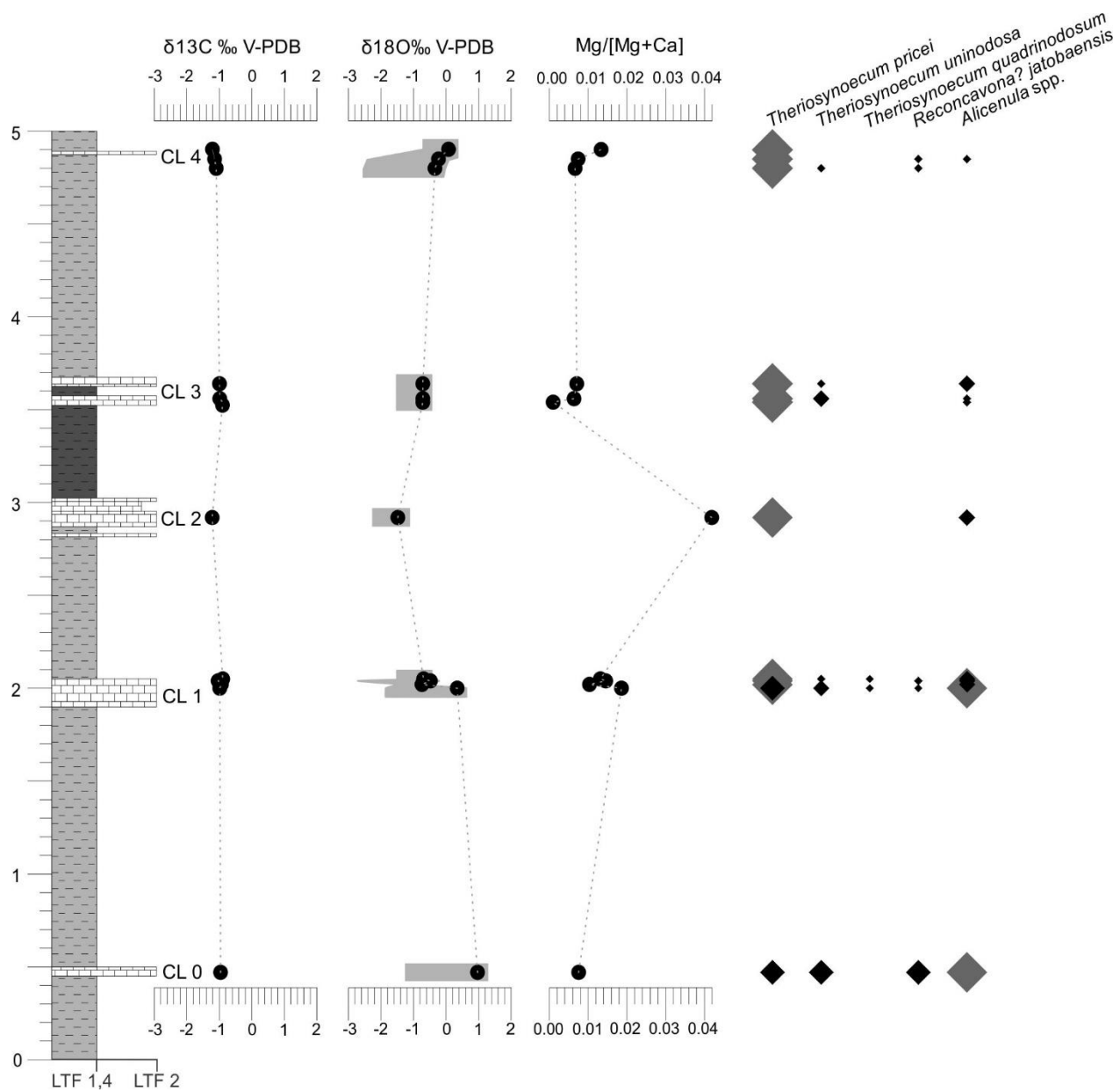


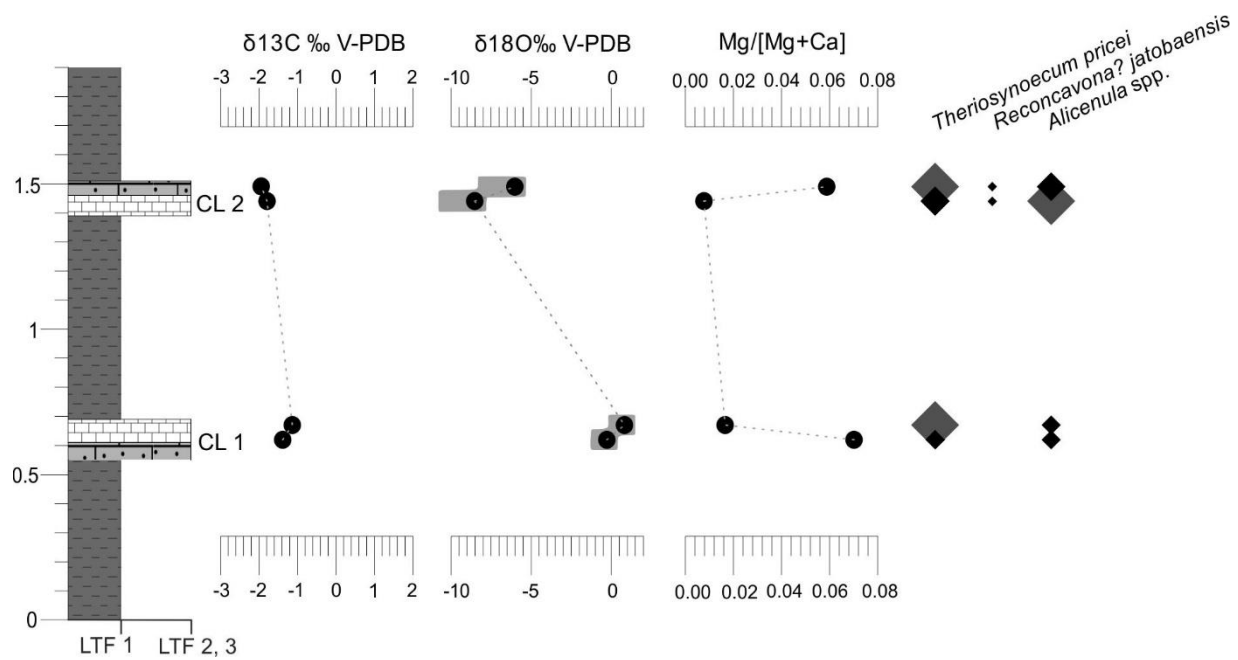


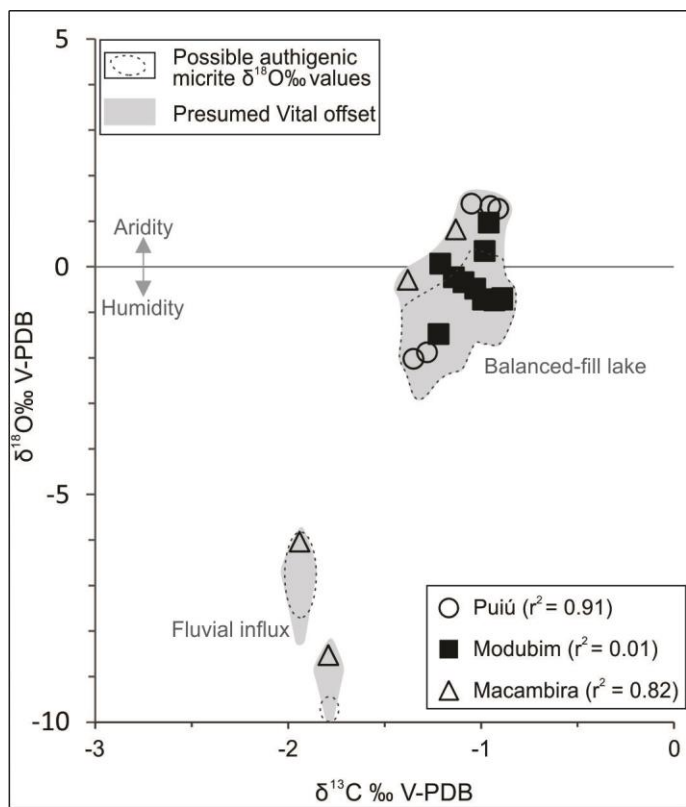












CAPITULO IV: CONCLUSÕES

- 1) A associação de litofácies presentes em afloramentos da Formação Aliança nas proximidades do povoado de Campos, Ibimirim, Pernambuco, são características de deposição em margem de baixo gradiente tipo ‘rampa’ do Lago Capianga afetado por ondas.
- 2) A fauna de ostracodes das amostras carbonáticas coletadas é caracterizada por *Theriosynoecum pricei*, *Theriosynoecum uninodosa*, *Theriosynoecum quadrinodosum*, *Reconcavona? jatobaensis* e *Alicenula* spp. Tais espécies, características do Andar Local Dom João, habitavam corpos permanentes de água doce.
- 3) O abundante registro do gênero *Theriosynoecum* em todas as amostras analisadas permite inferir uma alta alcalinidade da água do Lago Capianga.
- 4) Dos resultados das análises geoquímicas em rocha total, verificou-se que as tendências de correlação isotópica (C vs O) e a pouca variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ nas localidades de Puiú e Modubim, estão relacionados a uma hidrologia estável com balanço positivo entre precipitação e evaporação. Na localidade de Macambira, o alto conteúdo de componentes siliciclásticos associado a valores de $\delta^{18}\text{O}$ menores a -6 ‰ são atribuídos a influxo fluvial.
- 5) Através dos resultados das análises geoquímicas aliados aos resultados faunísticos, infere-se que o Lago Capianga do Jurássico Superior? apresentava água doce alcalina e uma hidrologia estável.

REFERÊNCIAS

Almeida, F.F., 1967. *Origem e Evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro.

Brito Neves, B. de, Schumus, W.R. Van, Santos, E. dos, Neto, M., Kozuch, M., 1995. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:279-296.

Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M., Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, **213**:97-138. doi:10.1016/0040-1951(92)90253-3

Costa, I.P., Bueno, G.V., Milhomem, P. da S., Silva, H.S.L. e, Kosin, M.D., 2007. Sub-bacia de Tucano Norte e Bacia de Jatobá. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**:445-453.

Cyr, A.J., Currie, B.S., Rowley, D.B., 2005. Geochemical Evaluation of Fenghuoshan Group Lacustrine Carbonates, North-Central Tibet: Implications for the Paleohydrology of the Eocene Tibetan Plateau. *Journal of Geology*, **113**:517-533. doi:10.1086/431907

De Deckker, P., Forester, R., 1988. The Use of ostracods to reconstruct palaeoenvironmental records. In: De Deckker, P., Colin, J.P., Peypouquet, J.P. (Eds.), *Ostracoda in Earth Sciences*. Elsevier B.V., Amsterdam, 175-199 p.

Drummond, C.N., Wilkinson, B.H., Lohmann, K.C., 1996. Climatic control of fluvial-lacustrine cyclicity in the Cretaceous Cordilleran Foreland Basin, western United States. *Sedimentology*, **43**:677-689. doi:10.1038/088040b0

Frey, D., 1988. What is paleolimnology? *Journal of Paleolimnology*, **1**:5-8. doi:10.1007/BF00202189

Holmes, J.A. & Chivas, A.R., 2002. Ostracod shell chemistry – overview. In: Holmes, J.A., Chivas, A.R. (Eds.), *The Ostracoda: Applications in Quaternary Research*. Geophysical Monograph, vol. 131. American Geophysical Union, Washington, D.C., 185-204p.

Horne, D.J., 2005. Ostracoda. In: Selley, R.C., Cocks, R.M., Plimer, I.R. (Eds.), *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, Oxford, 453-463p.

Kelts, K., Talbot, M.R., 1990. Lacustrine Carbonates as Geochemical Archives of Environmental Change and Biotic/Abiotic Interactions. In: Tilzer, M.M., Serruya, C. (Eds.), *Large Lakes, Ecological Structure and Function*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 288-315 p.

Kuchle, J., Scherer, C.M.D.S., Born, C.C., Alvarenga, R.D.S., Adegas, F., 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**:358-371. doi:10.1016/j.jsames.2011.02.007

Lister, G.S., 1988. Stable isotopes from lacustrine ostracoda as tracers for continental palaeoenvironment. In: De Deckker, P., Colin, J.P., Peypouquet, J.P. (Eds.), *Ostracoda in Earth Sciences*. Elsevier B.V., Amsterdam, 201-218 p.

Magnavita, L.P., Szatmari, P., Cupertino, J.A., D., Estro, N., D.G., R., 2012. The Recôncavo Basin. In: Roberts, D.G., Bally, A.W. (Eds.), *Regional Geology and Tectonics: Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*. Elsevier Science, Amsterdam, 383-420 p.

Mayayo, M.J., Bauluz, B., López-Galindo, a., González-López, J.M., 1996. Mineralogy and geochemistry of the carbonates in the Calatayud Basin (Zaragoza, Spain). *Chemical Geology*, **130**:123-136. doi:10.1016/0009-2541(95)00185-9

Ponte, F.C., Medeiros, R.A., Ponte Filho, F.C., 1997. *Análise estratigráfica da Bacia do Araripe: Parte 1 - Análise de sequências*. In: Simpósio Sobre a Bacia Do Araripe E Bacias Interiores Do Nordeste, 2. Crato.

Rocha, D. & Amaral, C. de A., 2007. Hidrogeologia da Bacia Sedimentar do Jatobá: Sistema aquífero Tacaratu/Inajá. Meta B: Caracterização Geológica e Geométrica dos Aquíferos, Meta B.

Rocha, D., 2011. Caracterização do intervalo carbonático aptiano da Bacia do Jatobá, NE do Brasil. Tese de Doutorado em Geociências - Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 124 p.

Sames, B., 2010. Taxonomy and systematics of non marine Late Jurassic and Early Cretaceous ostracods: their phylogeny and application to biostratigraphy with emphasis on the Early Cretaceous of the North American Western Interior foreland basin. Doctorate thesis, Department of Geosciences, Freie Universität Berlin, 386 p.

Talbot, M.R., 1990. A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, **80**:261-279. doi:10.1016/0168-9622(90)90009-2

von Grafenstein, U., Erlernkeuser, H., Trimborn, P., 1999. Oxygen and carbon isotopes in modern freshwater ostracod valves: Assessing vital offsets and autecological effects of interest for palaeoclimate studies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**:133-152. doi:10.1016/S0031-0182(98)00180-1