UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ICNOLOGIA APLICADA À RECONSTITUIÇÃO DE
PALEOAMBIENTES NEÓGENOS E QUATERNÁRIOS NA BACIA
PARAÍBA**

ROSANA GANDINI

TESE DE DOUTORAMENTO

ORIENTADORA: DRA. DILCE DE FÁTIMA ROSSETTI

CO-ORIENTADORA: DRA. RENATA GUIMARÃES NETTO

ORIENTADOR NO EXTERIOR: DR. LUIS A. BUATOIS

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOQUÍMICA E GEOTECTÔNICA

São Paulo
Março de 2015

Gandini, Rosana

    Icnologia aplicada à reconstituição de
paleoambientes Neógenos e Quaternários na Bacia
Paraíba. / Rosana Gandini. -- São Paulo, 2015.

200 p. : il. + mapa

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Rossetti, Dilce de Fátima

Co-orient.: Netto, Guimarães Renata

Orient. no exterior: Buatois, Luis A

1. Sedimentologia	2. Icnologia	3.
Paleoambientes I. Título		

**UNIVERSITY OF SÃO PAULO
INSTITUTE OF GEOSCIENCES**

**TECHNOLOGY APPLIED TO THE RECONSTRUCTION OF NEOGENE
AND QUATERNARY PALEONVIRONMENTS OF THE PARAÍBA
BASIN**

ROSANA GANDINI

DOCTORAL THESIS

ADVISOR: DR. DILCE DE FÁTIMA ROSSETTI

JOINT SUPERVISOR: DR. RENATA GUIMARÃES NETTO

INTERNATIONAL ADVISOR: DR. LUIS A. BUATOIS

GRADUATE PROGRAM ON GEOCHEMISTRY AND GEOTECTONIC

São Paulo
March, 2015

*“Who can guess the secret of the sea?
If you can guess the secret of my love for the sea
Then we both could know the secret of the sea
Tell me could you ever tell the secret of the sea
These high rolling waves along the shore
The footprints of the lovers that come here to love
By the tides washed away forever more....”*

Modificado de Billy Bragg e Wilco,
em “Secret of the Sea”

*“Vento que balança as asas do coqueiro
Vento que balança o mar
Vem buscar meu amor, que eu não saio mais daqui
Tô deitada num berço de estrelas
Meu tapete é feito de areia
Meu tesouro repleto de conchas
Meu cabelo molhado de sal, com enfeites e rosas
O segredo das águas rolando
Me enchendo de força e espanto
Pra cantar...”*

Extraído de Cris Cel (2014),
em “A cara do Bonete”

AGRADECIMENTOS

À FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa de São Paulo), pelos recursos junto ao projeto de pesquisa (#12/06010-5) onde a presente pesquisa esteve vinculada e que tornaram possível a execução da mesma.

Ao INCT-ET/CNPq e INCT-GP/CNPq que contribuíram com parte do suporte logístico durante as campanhas de campo e para a datação absoluta das amostras.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), pela bolsa PROEX no Brasil e pela bolsa no exterior (BEX 18881/12-2), que possibilitou a realização de parte desta pesquisa no exterior, sob a forma de um doutorado sanduíche.

À USP (Universidade de São Paulo), e em especial, ao Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do IGc-USP (Instituto de Geociências), pela infraestrutura necessária à realização desta pesquisa.

Ao INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), à UNISINOS (Universidade do Vale do Rio dos Sinos) e à UofS (*University of Saskatchewan*), pela infraestrutura proporcionada junto aos meus orientadores, e consequentemente à mim, para que eu pudesse elaborar esta tese junto a eles.

À *University of Saskatchewan* (UofS), em Saskatoon, SK, Canadá, pela infraestrutura física, de pessoal, e de material, durante todo o período de doutorado sanduíche.

Aos amigos e colegas geológicos, paleontológicos e inbianos, por todo apoio nos momentos alegres, nos nem tão alegres ao longo desses 4 longos anos, em especial: Luana Florisbal, Manuela Pinheiro Ferreira, Fabiana Pará, Alessandra dos Santos, Daiana Boardman, Carlos Eduardo “Guga”, Paula Sucerquia, Marcelo Galé, Carolina Reis, Édipo Cremon e a muitos outros que fizeram parte desta caminhada de uma forma ou de outra, e que não estão citados aqui.

Aos colegas e queridos amigos que acompanharam as pesquisas de campo na Bacia Paraíba, Clódís de Oliveira Andrades Filho, Fábio Alves e Jean Carlos Ferreira Lima, por todo coleguismo, companheirismo, amizade, arquivos compartilhados, conversas suaves, discussões filosóficas e científicas que contribuíram de alguma forma para a elaboração desta pesquisa.

Aos amigos e colegas do Grupo de Pesquisa em Icnologia da UofS, Verônica Krapovickas, Cecília Pirrone, Davinia Diez Canseco, Pablo Joaquin Alonso Muruaga, Sudipta Dasgupta, Setareh Shahkarami, e Javier Dorador Rodriguez pela amizade, coleguismo, discussões acaloradas icnológicas e geológicas, e pelo companheirismo durante a gélida temporada que estivemos juntos em Saskatoon.

Ao prof.º Francisco Hilário R. Bezerra pela amizade, paciência, orientações, instruções e às muitas discussões acerca do contexto deposicional e tectônico da Bacia Paraíba, entre outros fatores que influenciaram nas interpretações desta pesquisa.

Aos orientadores no exterior e amigos, prof.º Luis A. Buatois e prof.^a M. Gabriela Mángano, por toda a atenção antes, durante e depois de minha estadia em Saskatoon, pelas instruções, orientações, palavras, discussões científicas, políticas, artísticas e filosóficas, pelas saídas de campo e por toda cordialidade e excelente recepção durante todo meu período de doutorado sanduíche passado ao lado de vocês.

Aos cafofos das gurias (os) Milene Fornari, Luana Florisbal, Fabiana Pará, Manuela Pinheiro Ferreira, Alessandra dos Santos, Aline Mazza, Natalia Pieta, Marcos Silveira de Almeida, Gaia Rondon e Carmen Kajya, que me abrigaram em diferentes cidades durante a realização deste trabalho.

Aos amigos que estiveram ao meu lado durante todo o período de realização deste trabalho: Carolina Garrido, Ana Paula Mendes, Marcos Silveira de Almeida, Gaia Rondon, Fabiana Machado, Rosângela Segobia, Camilla Ferreira Pombo, Camila Herr de Moraes, Andressa Rodrigues, Priscila Enrique de Oliveira, Aline Mazza, Cristiane Celene Duarte, Carmen Kajya, Natalia Pieta e mais uma inúmera lista que esteve presente de alguma forma durante este período.

Aos amigos e instrutores de yoga Cristiane Celene Duarte, Priscila Enrique de Oliveira, Luciano Draetta e Maria Cecília Nogueira (Ciça).

A Jorge Luís França Pereira, por todo apoio desde o início desta caminhada.

Ao amigo Paulo Vasconcelos Netto, por ter sido a pessoa que me confortou e estimulou nestes momentos finais de conclusão desta fase e deste trabalho, apesar das milhas náuticas além-mar.

Agradeço imensamente ao eterno apoio, pela base forte e estrutura familiar, e incentivo incondicional da minha família, minha mãe Nelsir, meu irmão Rodrigo, e meu padrasto Ernani, pelo suporte de todas as formas durante a realização deste sonho.

Agradeço imensamente às minhas orientadoras e amigas, prof.^a Dilce de Fátima Rossetti e prof^a Renata Guimarães Netto, não somente por todo trabalho de orientação, mas pela confiança, paciência, companheirismo, determinação, exemplo, elegância, amizade, carinho, palavras e incentivos, não somente relacionados ao trabalho, mas relacionados à vida.

Enfim, agradeço a todos aqueles que não estão citados aqui e que de uma forma ou de outra, contribuíram para o meu crescimento pessoal e intelectual durante esta trajetória.

Toda minha gratidão!

APRESENTAÇÃO

A presente tese é subdividida em sete capítulos.

No Capítulo 1, **Introdução**, é apresentado o escopo desta tese, bem como a relevância deste estudo no contexto geológico regional.

No Capítulo 2, **Objetivos**, é apresentado o objetivo geral e seis objetivos específicos.

No Capítulo 3, **Área de Estudo**, é descrita a localização da área de estudo.

No Capítulo 4, **Contexto geológico da Bacia Paraíba**, é descrito brevemente os aspectos estruturais e o preenchimento sedimentar da Bacia Paraíba.

No Capítulo 5, **Fundamentação Teórica**, são apresentados os elementos conceituais, técnicos e estudos prévios essenciais ao desenvolvimento do trabalho.

No Capítulo 6, **Material e Métodos**, são apresentadas as técnicas de trabalho e principais procedimentos adotados para atingir os objetivos desta tese.

No Capítulo 7, **Resultados**, são apresentados os resultados obtidos na presente pesquisa, que foram organizados em três itens, sendo dois correspondentes a artigos científicos e um capítulo que será posteriormente formatado sob forma de artigo. O primeiro artigo, intitulado “*Sedimentary record of the Miocene transgression in northeastern Brazil*” será submetido para o periódico ***Sedimentary Geology***. O segundo artigo, intitulado: “*Neotectonic evolution of the Brazilian northeastern continental margin based on sedimentary facies and ichnology*” foi publicado no periódico ***Quaternary Research***. O último item deste capítulo é intitulado “Paleoecologia da Formação Barreiras”, e será em breve convertido para um artigo, a ser submetido provavelmente no periódico *Paleogeography, Paleoclimatology e Paleoecology*.

No Capítulo 8, **Conclusões**, são exibidas as conclusões finais desta tese de doutorado.

SUMÁRIO

APRESENTAÇÃO.	vi
LISTA DE FIGURAS.	x
LISTA DE TABELAS.	xiv
RESUMO.	xvii
ABSTRACT.	xx
1 INTRODUÇÃO	21
2 OBJETIVOS.	24
3 ÁREA DE ESTUDO	25
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA PARAÍBA	26
4.1 ARCABOUÇO ESTRUTURAL	26
4.2 PREENCHIMENTO SEDIMENTAR	28
4.2.1 A FORMAÇÃO BARREIRAS	31
4.2.2 OS SEDIMENTOS PÓS-BARREIRAS	34
5 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	36
5.1 ICNOLOGIA	36
5.1.1 CONCEITOS E DEFINIÇÕES	36
5.1.2 PARÂMETROS DE ANÁLISE	43
5.1.3 PALEOICNOLOGIA DA FORMAÇÃO BARREIRAS E PÓS-BARREIRAS	44
5.2 ANÁLISE FACIOLÓGICA E RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL	45
5.2.1 SISTEMA FLUVIAL	46
5.2.2 SISTEMA ESTUARINO	48
5.3 DATAÇÃO ABSOLUTA POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)	52
5.3.1 DATAÇÃO POR LOE DE SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS NO NORDESTE DO BRASIL	56
5.4 VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM) NA COSTA BRASILEIRA DURANTE O QUATERNÁRIO	56
6 MATERIAL E MÉTODOS	61

6.1 DADOS ICNOLÓGICOS	61
6.2 DADOS SEDIMENTOLÓGICOS.....	62
6.3 DATAÇÃO ABSOLUTA.....	62
7. RESULTADOS	64
7.1 <i>SEDIMENTARY RECORD OF THE MIOCENE TRANSGRESSION IN NORTHEASTERN BRAZIL</i>	66
7.1.1 INTRODUCTION	67
7.1.2 GEOLOGICAL SETTING.....	69
7.1.3 MATERIAL AND METHODS.....	74
7.1.4 DESCRIPTION OF FACIES ASSOCIATIONS	77
7.1.4.1 FACIES ASSOCIATION A (ESTUARINE CHANNEL)	77
7.1.4.2 FACIES ASSOCIATION B (ESTUARINE CENTRAL BAY)	81
7.1.4.3 FACIES ASSOCIATION C (TIDAL INLET/TIDAL CHANNEL).....	83
7.1.4.4 FACIES ASSOCIATION D (TIDAL DELTA/WASHOVER).....	86
7.1.4.5 FACIES ASSOCIATION E (TIDAL FLAT/SHOAL)	86
7.1.4.6 FACIES ASSOCIATION F (FORESHORE).....	94
7.1.5 PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION	94
7.1.6 TYPE OF ESTUARY AND RELATION TO SEA LEVEL	101
7.1.7 CONCLUSION.....	105
7.1.8 REFERENCES.....	106
7.2 <i>NEOTECTONIC EVOLUTION OF THE BRAZILIAN NORTHEASTERN CONTINENTAL MARGIN BASED ON SEDIMENTARY FACIES AND ICHNOLOGY</i>	121
7.2.1 INTRODUCTION	122
7.2.2 GEOLOGICAL FRAMEWORK.....	124
7.2.3 MATERIAL AND METHODS.....	126
7.2.4 RESULTS	128
7.2.4.1 FACIES DESCRIPTION	128
7.2.4.2 CHRONOLOGY	134
7.2.5 DISCUSSION.....	134
7.2.5.1 PALEOENVIRONMENTAL SETTING.....	134
7.2.5.2 SHALLOW MARINE DEPOSITION IN THE CONTEXT OF SEA LEVEL	142

7.2.5.3 THE HYPOTHESIS OF A TECTONIC UPLIFT	145
7.2.5.4 UPLIFT RATE	147
7.2.6 CONCLUSIONS	148
7.2.7 REFERENCES	149
7.3 PALEOECOLOGIA DA FORMAÇÃO BARREIRAS.....	154
7.3.1. CARACTERIZAÇÃO DAS ICNOFÁBRICAS	155
7.3.1.1. CANAL ESTUARINO	155
7.3.1.2. CANAL DE <i>INLET</i> /CANAL DE MARÉ	157
7.3.1.3. BAÍA CENTRAL ESTUARINA	158
7.3.1.4. DELTA DE MARÉ/LEQUE DE TRANSBORDAMENTO	159
7.3.1.5. PLANÍCIE/BAIXIO DE MARÉ	161
7.3.1.6. ANTEPRAIA	162
7.3.2. FATORES ECOLÓGICOS LIMITANTES	165
7.3.2.1. SALINIDADE.....	165
7.3.2.2. ENERGIA	168
7.3.2.3. OXIGENAÇÃO.....	171
7.3.2.4. SUBSTRATO	172
7.3.3. CONCLUSÃO.....	174
8. CONCLUSÕES GERAIS	176
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	178

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização da área de estudo. A. Subbacias da Bacia Paraíba, terrenos do embasamento cristalino e principais lineamentos e falhas (modificado de Barbosa <i>et al.</i> , 2003). B. Localização das falésias estudadas na Subbacia de Alhandra (modificado de Rossetti <i>et al.</i> , 2011a)	25
Figura 2. Coluna estratigráfica referente à porção central emersa da Bacia Paraíba. Modificado de Barbosa <i>et al.</i> (2003) e Rossetti <i>et al.</i> (2013).....	30
Figura 3. Síntese das diferentes categorias de estruturas biogênicas, com destaque para as estruturas de bioturbação e de bioerosão (a partir de Netto, 2001, modificado de Frey, 1973)	37
Figura 4. Exemplos de icnofábricas. A) Icnofábrica de <i>Ophiomorpha-Diplocraterion</i> na parte inferior e icnofábrica de <i>Thalassinoides-Ophiomorpha</i> na parte superior. B) Icnofábrica monoespecífica de <i>Ophiomorpha</i> . Modificado de Netto & Rossetti (2003)	38
Figura 5. Diagrama de <i>tiering</i> mostrando a ocupação de diferentes níveis do substrato por organismos da endofauna, de acordo com seus nichos ecológicos e sua colonização sucessiva. I. Enquanto a energia se mantém alta, o substrato, ainda estéril, é colonizado por organismos suspensívoros e filtradores. II. Organismos pioneiros interagem com o substrato, enriquecendo-o com matéria orgânica e abrindo espaço para sua ocupação pelos detritívoros, à medida que a energia diminui. III. A atividade dos detritívoros intensifica, com novos grupos ocupando níveis mais profundos e podendo apresentar hábito saprofágico. IV. A intensa ocupação do substrato reduz a quantidade de oxigênio livre nos espaços intersticiais dos níveis mais profundos, que são ocupados somente por organismos quimiossimbiontes (cf. Netto, 2005)	39
Figura 6. Modelo de icnofácies para icnofósseis de invertebrados. Cada icnofácies indica um conjunto preciso das condições ambientais no momento da deposição, em vez de um ambiente deposicional. Modificado de Buatois e Mángano (2011).	
Figura 7. Bloco diagrama hipotético para sistemas fluviais. Modificado de Miall (2010)	48
Figura 8. Estuário dominado por ondas. A. Tipos de energia. B. Morfologia vista em planta. C. Fácies sedimentares vistas em perfil. Modificado de Dalrymple <i>et al.</i> (1992)	50
Figura 9. Estuário dominado por marés. A. Tipos de energia. B. Morfologia vista em planta. C. Fácies sedimentares vista em perfil. Modificado de Dalrymple <i>et al.</i> (1992)	51
Figura 10. Princípio básico de datação por luminescência opticamente estimulada, onde exposição ao aquecimento pela luz solar zera o sinal de radioatividade, que é novamente acumulado quando o material é novamente isolado da luz solar (modificado de Preusser <i>et al.</i> , 2008)	53
Figura 11. Location map of the study area in northeastern Brazil. A) Generalized geological map with location of the study area in the Paraíba Basin, between the Mamanguape and the Pernambuco tectonic lineaments. Box locates the study area. B)	

Detailed geological map of the study area with location of the studied sections (modified from Rossetti et al., 2011a)	70
Figura 12. Stratigraphic chart of the Paraíba Basin (modified from Rossetti et al. 2012)	72
Figura 13. A) General view of Coqueirinho section with the location of profiles a-f, showing the dominance of sandstones deposits, interbedded with conglomerates, pelites and heterolithic deposits, where the succession is dominantly organized in fining and thickening upward cycles. Note the abundance of normal and reverse faults associated with anticlines and synclines folds that cut the Barreiras Formation and modified their original stratigraphy. Bar to scale: 5 m. B) Frontal view of Coqueirinho section, where are located the profile f. Bar to scale: 5 m. C) Detail of profile f, showing the internal organization and intercalation of facies association B, D, A and C (estuarine central bay, tidal delta/washover, estuarine channel and tidal inlet/tidal channel, respectively). Person to scale: 1.70 m.....	73
Figura 14. Stratigraphic profiles, location map and legend of the sections 1 (Cabo Branco section), 2a and 2b (Tabatinga section), 4 (Tambaba section) and 5 (Abiaí section)	75
Figura 15. Stratigraphic profiles of the section 3 (Coqueirinho section)	76
Figura 16. Sandy dominate deposits of facies association A (estuarine channel). A) General view of the base of facies association A, with sandy deposits bounded at the base by sharp, slightly concave-up surfaces with erosional reliefs. Person to scale: 1.70 cm. B) Lags of quartz pebbles and rip-up clasts of intraformational mudstone which frequently mantle the basal erosional surface of sub-association A1 (active channel). Length of hammer to scale: 17 cm. C) Facies Cg of sub-facies association 1 (active channel) showing <i>Ophiomorpha</i> ichnofabric (blue arrows) and mud clasts (white arrow). Bar to scale: 15 cm. D) Facies CxS, showing mud clasts and <i>Skolithos-Palaeophycus-Arenicolites</i> ichnofabric. Bar to scale: 15 cm. E) Herringbone cross-stratification are present in facies CxS (black square). Bar to scale: 10 cm. F, G) Reactivation surfaces (white arrows) and mud drapes (blue arrows) recorded in facies CxS. Length of hummer to scale: 17 cm. Bar to scale: 10 cm	78
Figura 17. A, B) Sub-association A2 (single or compound bars) represented here by the compound-stratified sandstone (facies CmS) showing the low-angle dipping, with internal superimposed cross sets and mud drapes. Hammer to scale: 30 cm. C) <i>Ophiomorpha</i> (Op) can be founded in facies CmS. The top of superimposed cross sets and the internal climbing cross sets display reactivation surfaces (white arrows) and thin mud layers (black arrows). Bar to scale: 15 cm. D) Parallel laminations that grade laterally or upward into low-angle cross stratification in facies PCxS. Scale: 20 cm.....	80
Figura 18. A) Rootlets (white arrows) are common in massive mudstone (facies Md). Bar to scale: 10 cm. B) <i>Ophiomorpha</i> ichnofabric (white and vertical burrows) is the most common ichnological assemblage presents in facies of sub-association A1 (active channel) and also in sub-association A2 (single or compound bars) of facies association A (estuarine channel). Spatula to scale: 20 cm. C) Facies Ht showing <i>Gyrolithes-Rhizocorallium-Palaeophycus</i> ichnofabric. Bar to scale: 1.5 cm.....	82

Figura 19. A, B) View of the lower part of Tambaba section (profile 4), where the facies representative of facies association B (estuarine central bay) occur interbedded, and interfinger with facies of facies association D (Tidal delta/Washover). B: facies association B (estuarine central bay). D: facies association D (Tidal delta/Washover). Hammer to scale: 30 cm. C) *Ophiomorpha-Gyrolithes* ichnofabric are present in facies association B (estuarine central bay), where the burrows are filled with sediments derived from the overlying facies association C and A (estuarine channel). The basal erosional surface mantled by lags of quartz pebbles and intraformational mudstone characterize the base of facies association C. A discontinuous surface at the top of the set consisting of facies associations B to F is highlighted due to the fact that it is marked by this ichnofabric. B: facies association B (estuarine central bay). C: facies association C (tidal inlet/tidal channel). A: facies association A (estuarine channel). Op: *Ophiomorpha*. Gy: *Gyrolithes*. Bar to scale: 10 cm. D) Facies association B is disturbed by root marks. Bar to scale: 1.5 cm. E, F) Common aspect of bioturbated sandstone (Facies Bs) of facies association C, with *Palaeophycus-Planolites-Thalassinoides* ichnofabric in figure E, and *Planolites-Palaeophycus* ichnofabric in figure F. The both ichnofabrics are overprinting by *Taenidium* ichnofabric (white/black arrows). Scale bar in E: 5 cm. Scale in F: 5 cm..... 85

Figura 20. A) The common aspect of bioturbated sandstone (facies Bs) of facies association D (tidal delta/washover) showing *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus* ichnofabric. Bar to scale: 5 cm. B) Close up of *Thalassinoides* isp. preserved at the top of top of this association. Bar to scale: 3 cm. C) Heterolithic deposits (facies Ht) of facies association E (tidal flat/shoal), including flaser, wavy and lenticular beddings. Hammer to scale: 30 cm. D) Detail of wavy and lenticular beddings of facies Ht. Hammer to scale: 30 cm. E, F) Parallel to low angle truncating cross-stratification (facies PCxS) that intergrade with tabular/trough cross stratification (facies CxS) of Facies association F (foreshore). Hammer to scale: 10 cm. F) *Ophiomorpha* is the only one ichnofabric observed in this association. Bar to scale: 10 cm 87

Figura 21. Location map of the study area in northeastern Brazil. A) Generalized geological map with location of the study area in the Paraíba Basin, between the Mamanguape and the Pernambuco tectonic lineaments. Box locates the study area. B) Detailed geological map with location of the studied sections (modified from Rossetti et al., 2011a) 125

Figura 22. Post-Barreiras sediments at the Tambaba section (see Fig. 21 for location). A) General view of the outcrop showing upper shoreface deposits (facies association SH) with lenses of sandstone and quartz and laterite pebble conglomerate (facies Cg), unconformably overlain by aeolian coastal dune deposits (facies association As) (rectangle indicates location of figure B). B) Detail of A illustrating the lenticular nature of bioturbated sandstone (facies Bs). C) Decimeter-long clasts of massive sandstone (facies Ms in view profile) 130

Figura 23. Lithostratigraphic profile at Tambaba section showing the vertical distribution of facies associations, ichnofossils, and OSL ages 133

Figura 24. Icnofabrics observed at Tambaba (A–E) and Cabo Branco (F,G) sections. A) Bioturbated sandstone (facies Bs) at Tambaba section illustrating *Thalassinoides* ichnofabric with moderate to high degree of bioturbation (Reineck's scale 4–5) (squares delineate individual *Thalassinoides* traces or groups of traces). B and C) Networks of cylindrical dichotomously branched shafts (Th in B and arrows in C) of *Thalassinoides* (El in C indicates enlarged bifurcation point). D) Detail of B showing turnarounds (1 and 2) in *Thalassinoides*. E) Y-shaped in *Psilonichnus* isp. F,G) Bioturbated sandstone (facies Bs) at Cabo Branco section, characterized by *Thalassinoides* (Th) ichnofabric. (A–E= profile view or vertical to bedding; F,G= plain view or parallel to bedding)..... 137

Figura 25. Post-Barreiras sediments at the Cabo Branco section. A) Geological section drawn over a photomosaic with plot of one OSL age acquired in the foreshore facies association (rectangles locate figures B and C; P1 and P2 are the stratigraphic profiles depicted in Fig. 6). B) View of part of the cliff shown in A with locations of figures D through H. C) Bioturbated sandstone/mudstones (facies Bs) attributed to shoreface (facies association SH). White line = sharp discontinuity surface. D) Conglomerate of muddy pebbles (facies Ic) from facies association SH (plain view). E) Foreshore deposits (facies association FS) in contact with shoreface deposits (facies association SH). F) Cross-stratified sandstone with parallel-stratification that grades into low-angle cross-stratification (facies PCs) of facies association FS. G) Detailed view of the sharp contact between bioturbated sandstone/mudstones (facies Bs) of facies association SH and deformed sandstone (Ds; circle indicates contorted bedding) of facies association FS. (Person for scale in A and B is 1.7 m tall; hammer for scale in F and G is 35 cm long)..... 139

Figura 26. Stratigraphic profiles at Cabo Branco section, displaying the vertical distribution of facies associations, ichnofossils, and OSL age..... 141

Figura 27. Global sea-level curve during the last glaciation based on marine oxygen isotopes from Shackleton (1988), with indication of the time for deposition of the post-Barreiras sediments recorded in the studied sections. Note that sediment deposition occurred during a time when eustatic sea level was several meters below the modern sea level 144

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Índice de bioturbação (BI) baseado na quantificação do retrabalhamento do substrato pela fábrica sedimentar original. Modificada de Taylor & Goldring (1993).....	40
Tabela 2. Lithofacies from the Barreiras Formation of Paraíba Basin	69
Tabela 3. Facies Association of the Barreiras Formation in the study area	72
Tabela 4. Ages of the Post-Barreiras Sediments obtained by optically stimulated luminescence (OSL) dating	142
Tabela 5. Tabela das características sedimentares e ecológicas relacionadas aos ambientes deposicionais da Formação Barreiras na Bacia Paraíba.....	143

RESUMO

Integrada às análises faciológica, o estudo de icnofósseis vem sendo cada vez mais aplicado em interpretações paleoambientais e estratigráficas de estratos sedimentares. No caso particular de ambientes costeiros, esta ferramenta possibilita refinar reconstituições da dinâmica de variação da linha de costa durante ciclos transgressivos-regressivos. No caso de depósitos sedimentares caracterizados por conteúdo fossilífero escasso ou inexistente, o estudo de icnofósseis tem papel fundamental em reconstituições paleoambientais por fornecerem informações sobre condições de deposição, como salinidade, energia do fluxo, oxigenação e consistência do substrato. Publicações prévias revelaram uma abundância de icnofósseis junto à Formação Barreiras (Mioceno) e aos Sedimentos Pós-Barreiras (Quaternário) expostos no litoral norte e nordeste do Brasil. Dada a ampla distribuição geográfica por mais de 5.000 km no litoral brasileiro, esses estratos são de grande interesse para o registro de eventos neógenos e quaternários no continente sulamericano. Apesar dessa importância científica, a reconstituição paleoambiental e estratigráfica, tanto da Formação Barreiras, quanto dos Sedimentos Pós-Barreiras, em várias áreas da costa nordeste do Brasil, permanece por ser documentada. O objetivo principal desta tese de doutorado foi a reconstituição paleoambiental de depósitos neógenos e quaternários tardios na Bacia Paraíba dentro do contexto de variações do nível do mar e da neotectônica. A metodologia empregada foi a análise faciológica e icnológica. Para o caso dos depósitos quaternários, essas análises foram integradas com dados cronológicos obtidos a partir de datação por luminescência opticamente estimulada. Os resultados obtidos para a Formação Barreiras revelaram uma variedade de estruturas sedimentares comuns em associação a correntes de maré tais como sucessões de superfícies de reativação e filmes de argila, estratos cruzados em sentidos opostos e estratos cruzados contendo pares de *foresets* alternadamente mais delgados e mais espessos relacionados à flutuações cíclicas (diurnas) da maré. Além disto, essas estruturas ocorrem em depósitos contendo uma assembleia icnológica representativa de ambientes de alta energia com influência marinha e predomínio de condições de água salobra, particularmente exemplificados pelas ocorrências das icnofábricas de *Ophimorpha*, *Planolites-Palaeophycus-Thalassinoides* e *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus*. Estes resultados, somados ao reconhecimento de ambientes deposicionais transicionais, incluindo canal estuarino,

baía central estuarina, canal de *inlet*/canal de maré, delta de maré/leque de transbordamento, planície/baixio de maré e antepraia, levaram à interpretação de um sistema deposicional do tipo estuarino com domínio de ondas. Um aspecto importante derivado dessa pesquisa foi que o predomínio de deposição sedimentar em vales estuarinos como proposto para a Formação Barreiras na área de estudo amplia a extensão da transgressão miocênica ao longo da costa nordeste do Brasil. Nesse sentido, o uso de icnofósseis foi de importância fundamental para completar a reconstituição paleoambiental desses depósitos, particularmente considerando a ausência de organismos fósseis. Da mesma forma, a integração de dados faciológicos e icnológicos foi de grande relevância para a reconstituição dos paleoambientes de deposição dos Sedimentos Pós-Barreiras, até então pouco conhecidos. Assim, os depósitos dessa unidade foram relacionados com ambientes marinho raso, que é uma interpretação compatível com o registro predominante da icnofabrica *Thalassinoides*. Além disso, os dados cronológicos indicaram deposição dos Sedimentos Pós-Barreiras entre 60.0 ($\pm$ 1.4) e 15.1 ($\pm$ 1.8) ka. Um fato de destaque é a ocorrência desses estratos em altitudes de até 38 m acima do nível do mar atual na área de estudo, que é um posicionamento topográfico incompatível com a tendência de queda progressiva do nível do mar correspondente à última glaciação, particularmente no Último Máximo Glacial, quando se estima que o nível do mar esteve várias dezenas de metros abaixo do atual. Este fato, adicionado ao contexto neotectônico da área de estudo, sugere que o posicionamento elevado desses depósitos costeiros se deu por soerguimento tectônico. Os dados apresentados nessa pesquisa permitiram calcular uma taxa de soerguimento dos Sedimentos Pós-Barreiras de cerca de 0,63 a 1,97 mm/ano. Este valor indica que, pelo menos localmente, houve reativação tectônica mais intensa que aquela previamente reconhecida no estágio pós-rifte para a margem leste da placa sul-americana.

Palavras-chave: Icnologia, Sedimentologia, Formação Barreiras, Sedimentos Pós-Barreiras, Bacia Paraíba.

ABSTRACT

The study of trace fossils integrated with sedimentological analysis has been increasingly applied in paleoenvironmental and stratigraphic interpretations of sedimentary strata. In the particular instance of costal environments, this tool allows refine reconstructions on the dynamics of shoreline changes during transgressive-regressive cycles. In the case of sedimentary deposits characterized by scarce or no fossil content, studies of ichnological assemblages play a fundamental role in paleoenvironmental reconstructions, because they provide information about the conditions at the time of deposition, as salinity, flow energy, oxygenation and substrate consistency. Previous publications revealed an abundance of trace fossils in the Barreiras Formation (Miocene) and Post-Barreiras Formation (Quaternary) exposed in the northern and northeastern coast of Brazil. These strata have great interest to the record of Neogene and Quaternary events in the South American continent, due to their wide geographical distribution along more than 5.000 km of the Brazilian littoral. Despite this scientific interest, the paleoenvironmental and stratigraphic reconstitutions of both the Barreiras Formation and the Post-Barreiras Sediments remain to be documented in several areas of the northeastern Brazilian coast. The main goal of this doctoral thesis was the paleoenvironmental reconstitution of Neogene and late Quaternary deposits in the Paraíba Basin within the context of sea level changes and neotectonics. The methodological approach consisted of faciological and ichnological analyses. In the instance of Quaternary strata, these analyses were integrated with chronological data obtained by optically stimulated luminescence. The results obtained for the Barreiras Formation revealed a variety of tidal sedimentary structures commonly associated with tidal currents, such as reactivation surfaces and mud drapes, herringbone cross-stratification and alternating thicker/thinner foreset packages generally marked by reactivation surfaces bounded by mud layers (i.e., tidal bundles) that are related to cyclic (diurnal) tidal fluctuation. Furthermore, these structures occur in deposits containing an ichnological assemblages representative of high energy environments with marine influence and predominance of brackish water conditions, which are particularly exemplified by *Ophiomorpha*, *Planolites-Palaeophycus-Thalassinoides* e *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus*. These results, added to the

recognition of coastal depositional environments, including estuarine channel, estuarine central bay, tidal inlet/tidal channel, tidal delta/washover, tidal flat/shoal and foreshore, led to propose a wave-dominated estuary as the depositional system. One important aspect derived from this research is that the predominance of deposition in estuarine valleys as proposed for the Barreiras Formation in the study area expands the extent of the Miocene transgression along to the northeastern Brazilian coast. It follows that the use of trace fossils played a fundamental role to complete the paleoenvironmental reconstitution of these deposits, particularly considering the lack of fossil organisms. Similarly, the integration of faciological and ichnological data was of great importance to the reconstitution of depositional paleoenvironments of the Post-Barreiras Sediments, still poorly known up to now. . Hence, the deposits of this unit were related to a shallow marine setting, which is an interpretation compatible with the predominant record of the *Thalassinoides* ichnofabric. Furthermore, the chronological data indicated deposition of the Post- Barreiras Sediments between 60.0 (± 1.4) and 15.1 (± 1.8) ka. It is remarkable the record of these strata in altitudes up to 38 m above the modern sea level in the study area, which is a topographic position incompatible with the progressive trend of sea level fall corresponding to the last glaciation, particularly in the Last Glacial Maximum, when the sea level was several tens of meters below the present sea level. This fact, added to the neotectonic context of the study area, suggests that the high altitude of these coastal deposits may have been caused by tectonic uplift. The data showed in this research allowed calculating an uplift rate of as much as 1.97 mm/year during the deposition of the Post-Barreiras Sediments. This value indicates that, at least locally, tectonic reactivation was more intense during the post-rift stage in the eastern margin of the South American plate than previously recognized.

Key-words: Ichnology, Sedimentology, Barreiras Formation, Pos-Barreiras Sediments, Paraíba Basin.

1. INTRODUÇÃO

O estudo de icnofósseis vem sendo cada vez mais aplicado como ferramenta adicional à análise faciológica e estratigráficas visando reconstituições paleoambientais (p.e., Seilacher, 1964, 1967; Frey, 1975; Ekdale *et al.*, 1984; Frey & Pemberton, 1984; Bromley & Ekdale, 1986; Bromley, 1996; Buatois *et al.*, 2002). No caso particular de ambientes costeiros, esta ferramenta possibilita refinar reconstituições da dinâmica de variação da linha de costa durante ciclos transgressivos-regressivos. Para o caso de depósitos sedimentares caracterizados por conteúdo fossilífero escasso ou inexistente, estudos de assembleias icnológicas passam a ter papel fundamental como parâmetro adicional à análise sedimentológica, por fornecerem informações sobre as condições de deposição, como energia do fluxo, profundidade da lâmina d'água, oxigenação, consistência do substrato e salinidade (p.e., Howard & Frey, 1973, 1975, 1985; Frey & Pemberton, 1984, Pemberton & Whigtman, 1992; Beynon & Pemberton, 1992; Gingras *et al.*, 1999, 2002, 2011). Além disso, a análise icnológica feita a partir de icnofábricas favorece a identificação de superfícies estratigráficas, o que torna a icnologia uma ferramenta útil na análise de bacias sedimentares (Netto, 2001).

Estudos preliminares revelaram que icnofósseis são abundantes na Formação Barreiras (Mioceno) e nos Sedimentos Pós-Barreiras (Quaternário) expostos no litoral norte e nordeste do Brasil (Rossetti & Góes, 2004, 2009). Dada à ampla distribuição geográfica por mais de 5.000 km no litoral brasileiro, esses estratos são de grande interesse para o registro de eventos neógenos e quaternários no continente sulamericano. Em particular, destaca-se sua importância em estudos de reconstituição do nível do mar e da história tectônica relacionada com os últimos estágios de evolução da margem passiva sulamericana (Rossetti *et al.*, 2011a,b, 2012, 2013).

Apesar da importância científica, a reconstituição paleoambiental e estratigráfica, tanto da Formação Barreiras, quanto dos Sedimentos Pós-Barreiras, em várias áreas da costa nordeste do Brasil, permanece por ser documentada. Nessa região, a Formação Barreiras tem sido tradicionalmente interpretada como ambientes exclusivamente continentais (p.e., Mabesoone *et al.*, 1972; Bigarella, 1975; Góes, 1981; Vilas Bôas *et al.*, 2001; Lima *et al.*, 2006). Estudos sedimentológicos e icnológicos realizados no norte do Brasil revelaram influência de correntes de maré em ambientes marinho-transicionais (Rossetti *et al.*, 1989, 1990; Rossetti, 2000, 2006; Netto &

Rossetti, 2003; Rossetti & Santos Jr., 2004; Rossetti, 2004; Rossetti & Góes, 2004). Em algumas áreas da costa nordeste do Brasil, estudos recentes vêm demonstrando influência marinha também para algumas áreas de ocorrência da Formação Barreiras nessa região (Salim *et al.*, 1975; Menezes *et al.*, 1998; Rossetti & Góes, 2009; Rossetti & Dominguez, 2012). Apesar disso, a maioria das evidências registrada para a transgressão miocênica brasileira deriva da margem equatorial, sendo ainda restrita a poucas áreas da região nordeste. Todavia, depósitos miocênicos são bem expostos ao longo de falésias costeiras nessa região, sendo excepcionalmente bem representados na Bacia Paraíba, onde análise faciológica detalhada permanece ainda por ser apresentada, apesar de seu potencial para expandir o registro sedimentar da transgressão miocênica no Brasil.

Da mesma forma, a análise dos Sedimentos Pós-Barreiras ao longo da costa brasileira é, ainda, insuficiente para o reconhecimento de seu ambiente de deposição. Estes estratos, inicialmente inseridos na Formação Barreiras, foram diferenciados como uma unidade estratigráfica à parte primeiramente no norte do Brasil (Rossetti *et al.*, 1989; Rossetti, 2004). Mais recentemente, foram também reconhecidos em várias áreas da região nordeste, sendo particularmente bem desenvolvidos na Bacia Paraíba (Rossetti & Góes, 2009; Rossetti *et al.*, 2011a,b, 2012). O interesse científico sobre tais sedimentos vêm aumentando, devido à sua importância em estudos de reconstituição da evolução tectono-sedimentar da margem continental brasileira, uma vez que eles contém um volume significativo de depósitos atribuídos à eventos sísmicos contemporâneos à sedimentação (p.e., Bezerra *et al.*, 2008; Rossetti *et al.*, 2011a,b, 2012; Balsamo *et al.*, 2013). Apesar desse interesse, pouco é conhecido do ambiente de deposição desses estratos, o que se deve, em parte, à sua natureza aparentemente maciça. Em geral, estes estratos têm sido atribuídos a ambientes eólicos (Rossetti *et al.*, 2001). Entretanto, grande parte destes depósitos são pobremente selecionados e intensamente bioturbados, o que não condiz com deposição eólica. Os Sedimentos Pós-Barreiras são particularmente bem expostos na Bacia Paraíba. Considerando a escassez de estruturas sedimentares físicas icnofósseis, que são também comuns nesses estratos, tem potencial para subsidiar interpretações dos seus paleoambientais deposicionais e analisar sua relação com as atividades neotectônicas que afetaram a Bacia Paraíba nos últimos estágios de sua evolução. Isto porque a ocorrência de sismo nessa unidade sugere que o estágio pós-rifte da margem leste da placa sul-americana pode ter

experienciado reativação tectônica em um tempo geologicamente bastante recente, isto é, final do Pleistoceno. Em contraposição a modelos mais comumente aceitos de evolução de margens passivas, investigações crescentes vêm demonstrando que a região nordeste do Brasil experienciou atividade tectônica significativa durante o Neógeno e até mesmo Holoceno (p.e., Bezerra & Vita-Finzi, 2000; Bezerra *et al.*, 2008; Ferreira *et al.*, 2008; Moura-Lima *et al.*, 2011; Rossetti *et al.*, 2011a,b, 2012; Balsamo *et al.*, 2013; Andrades Filho, 2014; Andrades Filho *et al.*, 2014). Porém, o tempo preciso, a intensidade, e os processos que desencadearam esses eventos permanecem por ser esclarecidos. O melhor conhecimento sobre os paleoambientes deposicionais dos Sedimentos Pós-Barreiras pode contribuir em discussões em andamento enfocando a evolução da margem passiva durante o Quaternário tardio.

2. OBJETIVOS

O objetivo principal desta tese de doutorado é a reconstituição paleoambiental de depósitos neógenos e quaternários tardios expostos na Bacia Paraíba em um contexto de variações do nível do mar e, para o caso dos últimos, também da neotectônica.

Os objetivos específicos incluem:

- reconstituir processos e ambientes de sedimentação de depósitos neógenos e quaternários tardios com base na análise faciológica;
- discutir sistemas deposicionais a partir da análise espacial das associações faciológicas;
- utilizar parâmetros ecológicos derivados da análise de assembleias icnofossilíferas para melhorar a interpretação paleoambiental;
- determinar, se possível, a gênese de superfícies estratigráficas chave a partir da integração de dados faciológicos, estratigráficos e icnológicos, visando contribuir para a análise da evolução da dinâmica sedimentar;
- estabelecer a cronologia dos Sedimentos Pós-Barreiras por meio de datação por luminescência opticamente estimulada (LOE).

3. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na porção centro-leste do Estado da Paraíba, (Fig.1), mais especificamente na porção central emersa da Bacia Paraíba, que corresponde à Subbacia Alhandra (Barbosa *et al.*, 2003; Fig. 1A). Os afloramentos analisados consistem em falésias litorâneas localizadas nas seguintes praias (Fig. 1B): Cabo Branco, Tabatinga, Coqueirinho, Tambaba e Abiaí. Estas exposições estão distribuídas ao longo de uma faixa de 50 km de extensão a sul da capital João Pessoa. O acesso às praias é fácil, sendo realizado por meio da rodovia estadual PB-008, e desta por meio de estradas não pavimentadas que dão acesso às praias.

Figura 1. Localização da área de estudo. A) Subbacias da Bacia Paraíba, terrenos do embasamento cristalino e principais lineamentos e falhas (modificado de Barbosa *et al.*, 2003). B) Localização das falésias estudadas na Subbacia de Alhandra (modificado de Rossetti *et al.*, 2011a).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA PARAÍBA

4.1. ARCABOUÇO ESTRUTURAL

As falésias estudadas ocorrem na porção emersa central da Bacia Paraíba (Fig.1). Esta bacia abrange uma faixa costeira de aproximadamente 130 km ao longo da costa do Estado da Paraíba. No contexto geológico brasileiro, a área de estudo pertence à Província Estrutural da Borborema (Kegel, 1955; Almeida, 1967; Brito Neves, 1984), que é uma estrutura pré-cambriana do Escudo Atlântico (Almeida, 1967).

Até pouco tempo, a Bacia Paraíba era conhecida como parte integrante da Bacia Pernambuco (Bacia Pernambuco-Paraíba). Juntas, essas bacias compreendiam toda a faixa sedimentar desde o Alto de Maragogi, no Estado de Alagoas, onde se estendia para a Bacia Sergipe-Alagoas a sul, até a Falha Ceará-Mirim no Estado do Rio Grande do Norte, com limite norte dado pela Bacia Potiguar (Mabesoone & Alheiros, 1988). Diferenças estruturais e geomorfológicas entre as faixas costeiras a sul e a norte do Lineamento Pernambuco foram determinantes para o desmembramento de partes da Bacia Paraíba em duas outras: Bacia Pernambuco a sul (antiga Subbacia Cabo); e Bacia Paraíba a norte, com as Subbacias Canguaretama e Natal passando a compor a Bacia Potiguar (Alheiros *et al.*, 1988; Mabesoone & Alheiros, 1991; Mabesoone, 1991; Lima Filho, 1998; Lima Filho *et al.*, 1998).

Foi durante o Mesozoico que ocorreu o último evento de maior atividade tectônica relacionado à Província da Borborema. Esse evento possibilitou o desenvolvimento das bacias sedimentares ao longo da margem passiva, bem como de riftes abortados no interior continental (Matos, 1992). A maior parte das bacias apresentam sequências sedimentares pós-rifte que se desenvolveram durante o estágio de abertura do Oceano Atlântico (Rand & Mabesoone, 1982; Nürnberg & Müller, 1991). A Bacia Paraíba foi o último elo entre os continentes sulamericano e africano durante o processo de abertura do Atlântico Sul, iniciado no final do Jurássico/início do Cretáceo (Françolin & Szatmari, 1987; Matos, 1992; Françolin *et al.*, 1994; Oliveira & Gomes, 1996).

Reativação tectônica pós-cretácea, de natureza distensiva, foi responsável pelo desenvolvimento de um sistema tafrogênico (i.e, bacia sedimentar durante fase rifte por afundamento crustal) ao longo de antigas zonas de cisalhamento do embasamento proterozóico na direção E-W a ENE-WSW (Brito Neves *et al.*, 2004). Entretanto,

trabalhos recentes na Bacia Paraíba sugerem movimentação tectônica não apenas durante o Cenozoico, mas com reativações até o recente (Bezerra, 1998; Bezerra & Vita-Finzi, 2000; Bezerra *et al.*, 2001, 2008; Barreto *et al.*, 2002; Brito Neves *et al.*, 2004). A grande variação na distribuição das altitudes onde ocorrem as unidades estratigráficas pode ser um dos indicadores dessa atividade tectônica (Furrier *et al.*, 2006).

Inúmeras falhas interceptam as unidades cretáceas, terciárias e quaternárias da zona costeira da Bacia Paraíba. Muitas dessas falhas correspondem a reativações de estruturas pré-cambrianas e cretáceas, mas a formação de novas estruturas em tempos mais recentes tem sido também proposta (Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Bezerra *et al.*, 2001, 2008; Furrier *et al.*, 2006; Nogueira *et al.*, 2006). As falhas são principalmente transcorrentes ou normais, que resultam numa sucessão de estruturas de *graben* e *horst* ao longo da planície costeira (Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Bezerra *et al.*, 2001, 2008; Furrier *et al.*, 2006; Nogueira *et al.*, 2006).

A bacia é limitada a sul pelo Lineamento Pernambuco e a norte pelo Alto Estrutural de Mamanguape/Falha de Mamanguape (Fig. 1A), que separa a Bacia Paraíba da Bacia Potiguar (Lima Filho *et al.*, 1998). Outras falhas de natureza regional de direção NE-SW compartimentam a Bacia Paraíba (Mabesoone & Alheiros, 1991), que a delimitam nas subbacias de: (i) Olinda, localizada a sul entre o Lineamento Pernambuco e a Falha de Goiana; (ii) Alhandra, localizada na porção central entre a Falha de Goiana e a Falha de Itabaiana; e (iii) Miriri, localizada a norte entre a Falha de Itabaiana e a Falha de Mamanguape (Fig.1A; Barbosa *et al.*, 2003). Essas subbacias se comportam como rampas levemente inclinadas com mergulho para leste (Furrier *et al.*, 2006).

Estudos realizados na porção central da Bacia Paraíba evidenciam atividade tectônica recente (p.e., Bezerra *et al.*, 2008; Rossetti *et al.*, 2011a,b). No *Graben* de Cariatá (setor norte), primeiramente identificado por Brito Neves *et al.* (2004), dois eventos principais de falhamentos foram reconhecidos. No primeiro, de natureza extensional, formaram-se falhas normais que pré-datam a deposição de unidades pleistocênicas tardias. O segundo evento, marcado por falhas transcorrentes, afetou o embasamento cristalino e o preenchimento sedimentar durante o Pleistoceno Tardio (~0,1 Ma) (Bezerra *et al.*, 2008). Na porção entre o rio Gramame e a Depressão Abiaí, há registros relacionados à falhas e fraturas na Formação Barreiras e nos Sedimentos Pós-Barreiras (Rossetti *et al.*, 2011a,b). São, também, presentes dobras produzidas por

esforço compressivo durante o Plioceno-Pleistoceno (Rossetti *et al.*, 2009, 2011a; Andrades Filho, 2014; Andrades Filho *et al.*, 2014; Bezerra *et al.*, 2014).

4.2. PREENCHIMENTO SEDIMENTAR

A Bacia Paraíba apresenta, em sua área costeira emersa, aproximadamente 400 m de depósitos sedimentares (Barbosa & Lima Filho, 2005; Menor, 2006). O preenchimento sedimentar inclui seis unidades, correspondentes às seguintes formações: Beberibe (Beurlen, 1967); Itamaracá (Kegel, 1955; Lima Filho e Sousa, 2001), Gramame (Oliveira, 1940; Beurlen, 1967); Maria Farinha (Beurlen, 1967), Barreiras (Alheiros *et al.*, 1988); e Sedimentos Pós-Barreiras (Rossetti *et al.*, 2007) (Fig. 2).

O início do preenchimento sedimentar é registrado pelas formações Beberibe e Itamaracá. De idade coniaciana a santoniana (~89 Ma a ~83 Ma), a Formação Beberibe (Beurlen, 1967a,b) caracteriza-se por apresentar, em sua base, arenitos médios a grossos, quartzosos, variando a conglomerados. Podem ocorrer, ainda, intercalações de argilitos e, em direção ao topo, arenitos finos com siltitos e folhelhos de origem flúvio-lacustre (Mabesoone & Alheiros, 1991). Vale ressaltar que exposições de arenitos previamente inseridas na Formação Beberibe (Bezerra *et al.*, 2008; Brito Neves *et al.*, 2009) foram datadas como Pleistoceno Tardio, sendo, mais recentemente consideradas como pertencentes aos Sedimentos Pós-Barreiras (Rossetti *et al.*, 2011b, 2012). Beurlen (1967a,b) já mencionava que os “arenitos Beberibe” são intemperizados, sendo similares aos depósitos da Formação Barreiras. A Formação Beberibe é definida somente em subsuperfície, tendo ampla distribuição principalmente na porção ocidental da bacia, onde ocorre subjacente aos carbonatos das formações Itamaracá e Gramame (Rossetti *et al.*, 2012).

A Formação Itamaracá possui fósseis (maioria moluscos) de idade santoniana a campaniana (~87 Ma a ~83 Ma) (Kegel, 1955; Lima Filho *et al.*, 1998). Essa unidade consiste em arenitos calcíferos e siltitos argilosos formados em ambientes marinho-transicionais (Barbosa *et al.*, 2003). Sobre essa unidade geológica ocorrem carbonatos ricamente fossilíferos (principalmente foraminíferos plantônicos (cf. Mabesoone *et al.*, 1968; Tinoco, 1967, 1971) intercalados a finas camadas de argilitos da Formação Gramame (Oliveira, 1940; Beurlen, 1967a,b). Esta se estende ao longo da porção leste

da Bacia Paraíba, registrando a primeira inundação marinha da bacia, ocorrida do final do Campaniano ao final do Maastrichtiano (El Gadi & Brookfield, 1999).

A Formação Maria Farinha consiste em carbonatos, que ocorrem principalmente na porção sul da Bacia Paraíba (i.e., Subbacia Olinda). Esses depósitos incluem margas e carbonatos dolomíticos e detríticosossilíferos formados em recifes e lagoas recifais em ambientes marinho-rasos (Barbosa *et al.*, 2003), que registram novo evento transgressivo ocorrido no Paleogeno (Daniano a Eoceno) (Beurlen, 1967a,b). A fauna de foraminíferos bentônicos predomina sobre a plantônica (Mabesoone *et al.*, 1968), sugerindo deposição em águas relativamente mais rasas que os da Formação Gramame (Koutsoukos & Hart, 1990).

Os depósitos cretáceos e paleógenos descritos acima são cobertos discordantemente pela Formação Barreiras e pelos Sedimentos Pós-Barreiras, formados durante o Mioceno e Quaternário tardio, respectivamente, e apresentados mais detalhadamente nos itens seguintes.

Figura 2. Coluna estratigráfica esquemática referente à porção central emersa da Bacia Paraíba. Modificado de Barbosa *et al.* (2003) e Rossetti *et al.* (2013).

4.2.1. A FORMAÇÃO BARREIRAS

A denominação “Formação Barreiras” tem sido utilizada para depósitos clásticos, pobres em conteúdo fossilífero, de ocorrência expressiva na costa brasileira desde o norte do Estado do Rio de Janeiro até o Estado do Amapá (Mabesoone *et al.*, 1972; Alheiros *et al.*, 1988; Alheiros & Lima Filho, 1991; Furrier *et al.*, 2006). Trabalhos pioneiros propuseram inicialmente a designação de “Série Barreiras” para esses depósitos (p.e., Moraes, 1924; Oliveira & Leonardos, 1943). A partir do trabalho de Kegel (1957), esses depósitos passaram à categoria de “Formação”. Em estudos na costa do Estado de Pernambuco, Bigarella & Andrade (1964) elevaram essa formação à categoria de “Grupo Barreiras”, composta pelas formações Guararapes (inferior) e Riacho Morno (superior). No Rio Grande do Norte, Campos e Silva (1965) reconheceram outras duas formações nesse grupo, às quais designou de Macaíba e Potengi. No trabalho de Mabessone (1991), as rochas da unidade Barreiras foram reposicionadas novamente na categoria de “Formação”, sendo suas diferenciações internas relacionadas a variações faciológicas inerentes ao sistema deposicional.

Estratigrafia, ambientes deposicionais, idade, geomorfologia e influência tectônica referentes à Formação Barreiras têm suscitado inúmeros debates desde o início do século passado, quando os primeiros trabalhos de cunho científico começaram a ser realizados nas “barreiras” ao longo da costa brasileira (p.e., Moraes, 1924; Oliveira e Leonardos, 1943; Kegel, 1957; Bigarella & Andrade, 1964; Beurlen, 1967a; Sá, 1969; Bigarella, 1975; Mabesoone *et al.*, 1972; Suguio *et al.*, 1986; Alheiros *et al.*, 1988; Arai *et al.*, 1988; Rossetti *et al.*, 1989, 1990; Alheiros & Lima Filho, 1991; Mabessone, 1991). Apesar da ausência de fósseis e da dificuldade de obtenção de datações absolutas, diferentes idades foram sendo propostas. Por exemplo, Mabesoone *et al.* (1972), Alheiros *et al.* (1988) e Alheiros & Lima Filho (1991) relacionaram a Formação Barreiras ao Plio-Pleistoceno com base em relacionamentos estratigráficos. Suguio *et al.* (1986), com base em datações paleomagnéticas, atribuíram idade pliocênica superior a pleistocênica inferior para os depósitos dessa formação aflorantes no Estado da Bahia. Estudos palinológicos nos depósitos da Formação Barreiras no Estado do Pará estabeleceram idade miocênica inferior a média para sua porção inferior (Rossetti *et al.*, 1989, 1990; Arai *et al.*, 1988; Leite *et al.*, 1997a,b). Mais recentemente,

datações (U+Th)/He de amostras de goetita derivada de paleossolo laterítico do topo dessa unidade na Bacia Paraíba (Rossetti *et al.*, 2012) e áreas adjacentes da província Borborema (Lima, 2008) corroboraram deposição pelo menos antes do final do Mioceno.

A Formação Barreiras consiste, em geral, em arenitos finos a grossos, de coloração intensa e variada, pobremente consolidados, interdigitados a argilitos com estratificação plano-paralela, depósitos heterolíticos e conglomerados finos a grossos. A geometria côncava dos estratos e as sucessões grano decrescentes, comuns nessa unidade, sugerem deposição por ação de fluxos canalizados (Rossetti *et al.*, 2012, 2013). Esses depósitos estão sobrepostos, de forma discordante, ao embasamento pré-cambriano e às demais formações sedimentares descritas anteriormente para a Bacia Paraíba.

Para o caso das bacias sedimentares da costa nordeste do Brasil, diversos autores têm atribuído um paleoambiente estritamente continental para esses depósitos, vinculando os processos deposicionais à sistemas fluviais meandantes ou entrelaçados, além de leques aluviais (Oliveira & Leonardos, 1943; Beurlen, 1967a; Sá, 1969; Bigarella, 1975; Mabesoone *et al.*, 1972; Alheiros *et al.*, 1988; Alheiros & Lima Filho, 1991; Vilas Boas *et al.*, 2001; Araújo *et al.*, 2006; Furrier *et al.*, 2006; Lima *et al.*, 2006; Furrier, 2007). Já no caso das bacias na região norte, vários estudos enfocando sedimentologia e estratigrafia da Formação Barreiras levaram ao reconhecimento de processos relacionados à ação de correntes de maré (Rossetti *et al.* 1989; 1990), que teriam atuado em sistemas estuarinos formados em vales incisos (Rossetti, 2001; Rossetti, 2006). As principais feições que levaram a essa interpretação incluem: abundância de estratificações cruzadas contendo sucessões de *foresets* arranjados em pacotes alternadamente mais espessos e mais delgados, e separados por superfícies de reativação e/ou filmes de argila formando pares; estratos cruzados bidirecionais; depósitos heterolíticos arranjados em pacotes mais espessos e delgados; e assembleia icnológica típica de ambientes salobros. Dentro deste sistema, foram reconhecidas três sucessões deposicionais com assinaturas sedimentares típicas de flutuações relativas do nível do mar (Rossetti, 2000, 2006; Rossetti & Santos Júnior, 2004). Essas sucessões são limitadas por superfícies de descontinuidades regionais, sendo elas: sucessão A, correspondente aos depósitos carbonáticos da Formação Pirabas e porção inferior da Formação Barreiras; e sucessões B e C, correspondentes aos depósitos transicionais da

Formação Barreiras. O topo da sucessão C é marcado por uma discordância salientada por horizonte de paleossolo laterítico.

Apesar da atribuição marinho-transicional para a Formação Barreiras no norte do Brasil, a maioria dos autores continuam relacionando essa unidade no nordeste do Brasil a uma origem estritamente continental. Entretanto, Monteiro (1989) e Alheiros & Lima Filho (1991) já haviam proposto possível influência costeira para depósitos da Formação Barreiras expostos na costa nordeste do Brasil. Adicionalmente, Menezes *et al.*(1998), além de depósitos com influência fluvial, reconheceram também depósitos com influência estuarina nessa unidade. Além disso, estudos mais recentes em falésias nos estados de Alagoas (Rossetti & Góes, 2009) e Bahia (Rossetti & Dominguez, 2012) documentaram uma série de estruturas sedimentares e assembleias icnológicas que, em seu conjunto, indicam ambientes estuarinos e marinho-rasos. Todas as informações sobre a natureza marinha da Formação Barreiras foram recentemente sintetizadas em um artigo de revisão, que enfoca a importância dessa unidade como registro da transgressão miocênica no Brasil (i.e., Rossetti *et al.*, 2013).

Alguns trabalhos mostram que a Formação Barreiras na Bacia Paraíba possui evidência de deformação tectônica. Por exemplo, Furrier *et al.*(2006) sugeriram que reativações tectônicas cenozóicas constituem o fator mais importante na configuração morfológica dessa unidade, e foram responsáveis por soerguimentos e basculamentos produzidos por falhas que compartimentaram os tabuleiros costeiros. Rossetti *et al.* (2011a) documentaram uma variedade de estruturas deformacionais pós-deposicionais na Formação Barreiras da Bacia Paraíba, incluindo falhas, fraturas e dobras, relacionados a reativações tectônicas, provavelmente do período Quaternário.

Um dos trabalhos mais atualizados para a Formação Barreiras da Bacia Paraíba é o estudo integrado combinando geomorfologia, sedimentologia e estratigrafia para a parte central emersa da Bacia Paraíba, realizado por Rossetti *et al.*(2012). Entretanto, nesse estudo, a Formação Barreiras foi descrita somente em seus aspectos regionais, não tendo sido realizados estudos faciológicos e icnológicos de detalhe. Estes autores registraram que a cobertura sedimentar dessa bacia é constituída por depósitos mineralogicamente e cronologicamente distintos dos demais, representados pela Formação Barreiras e, em sua maioria, pelos Sedimentos Pós-Barreiras. Sugerem ainda, que deformações tectônicas foram relevantes na distribuição das unidades sedimentares da bacia.

A análise da literatura, aqui sintetizada, revelou a necessidade de se conduzir investigação detalhada visando refinar a história deposicional da Formação Barreiras principalmente na Bacia Paraíba, onde essa questão é inédita. Este tipo de investigação foi realizada nesta tese de doutorado, levando em consideração os aspectos faciológicos e icnológicos, que são temas ainda não abordados previamente.

4.2.2. OS SEDIMENTOS PÓS-BARREIRAS

Até pouco tempo, não se fazia distinção entre a Formação Barreiras e os Sedimentos Pós-Barreiras, sendo os últimos tradicionalmente inseridos como correspondente à parte superior intemperizada de coloração amarela e endurecida da Formação Barreiras.

O termo “Sedimentos Pós-Barreiras” passou a ser utilizado informalmente para todos os depósitos sobrejacentes à Formação Barreiras na região norte do Brasil (Rossetti *et al.*, 1989, 1990, 2001; Rossetti, 2001). Estes autores discriminaram essas unidades inicialmente com base no reconhecimento de discordância regional marcada por relevo erosional e horizonte de paleossolo laterítico contendo concreções ferruginosas ou depósitos residuais de clastos lateríticos e seixos de quartzo. Essa discordância separa a Formação Barreiras dos Sedimentos Pós-Barreiras sobrejacentes, os últimos consistindo em uma variedade de depósitos siliciclásticos, principalmente incluindo arenitos muito finos a finos, consolidados a semi-consolidados, friáveis e homogêneos, de coloração amarelada e geralmente maciços (Rossetti, 2001). Datações ^{14}C e por LOE realizadas nesses estratos ocorrentes em bacias sedimentares da região norte registraram somente idades pleistocênicas tardias e holocênicas (Tatumi *et al.*, 2008).

Os Sedimentos Pós-Barreiras são especialmente bem representados na Bacia Paraíba, sendo que suas maiores espessuras superficiais registradas em inúmeras falésias costeiras. Depositados no final do Quaternário, os Sedimentos Pós-Barreiras foram subdivididos em duas unidades, denominadas Pós-Barreiras I e Pós-Barreiras II (Rossetti *et al.*, 2007, 2011b, 2012). A unidade Pós-Barreiras I (PB1), inferior, foi depositada durante o Pleistoceno Superior e assenta-se sobre a Formação Barreiras ou diretamente sobre o embasamento cristalino. Essa unidade, que tem espessuras mais significativas à medida que se aproxima da costa, inclui arenitos e brechas endurecidas,

maciços ou com uma abundância de estruturas de deformação sin-sedimentar dúcteis e rúpteis relacionadas com atividade sísmica contemporânea à sedimentação (Rossetti *et al.*, 2011a,b, 2012). Inclui, ainda, volume elevado de depósitos não endurecidos, como conglomerados, arenitos e argilitos, atribuídos a ambientes fluvial e eólico (Rossetti *et al.*, 2011a,b, 2012). Icnofósseis foram registrados localmente em grande quantidade nesses estratos (Rossetti *et al.*, 2007, 2011a,b). A unidade Pós-Barreiras II (PB2), superior, foi depositada preferencialmente durante o Holoceno e ocorre de forma discordante sobre o PB1, constituindo extensos platôs compostos por areia branca, com grãos de quartzo arredondados a subarredondados e bem selecionados. As areias podem ser maciças ou com estruturas de dissipação de dunas (Rossetti *et al.*, 2011b, 2012). Amostras derivadas dessas duas unidades foram analisadas por LOE, o que confirmou sua distinção estratigráfica, tendo-se registrado idades pleistocênicas tardias e holocénicas para o PB1 e PB2, respectivamente (Rossetti *et al.*, 2011b, 2012).

A análise crítica dos dados de literatura revelou que aspectos relevantes dos Sedimentos Pós-Barreiras na Bacia Paraíba não foram ainda investigados. Neste contexto, a gênese paleoambiental desses estratos é praticamente desconhecida. Em geral, depósitos eólicos têm sido mais comumente registrados nesses estratos (Rossetti *et al.*, 1989, 1990, 2001). Parte dos Sedimentos Pós-Barreiras na Bacia Paraíba também tem contribuição eólica, particularmente no caso do PB2 (Rossetti *et al.*, 2011b). Entretanto, uma proporção dos arenitos é grossa e mal selecionada, e em vários locais, ocorre bioturbação intensa, características inconsistentes com deposição eólica. Portanto, o mais provável é que os Sedimentos Pós-Barreiras da Bacia Paraíba incluam depósitos formados em uma variedade de ambientes de sedimentação, que permanecem ainda por serem caracterizados.

5. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O suporte para as interpretações paleoambientais propostas neste trabalho estão baseadas na integração de conhecimentos de cunho sedimentológico e icnológico. Além disso, os dados obtidos com datação absoluta por LOE deram suporte para as interpretações relacionadas aos depósitos quaternários. Levando em consideração esse tipo de abordagem, este capítulo apresenta uma síntese dos principais conceitos sobre icnologia, análise faciológica, métodos de datação e variações do nível do mar, que foram necessários para a realização da investigação proposta.

5.1. ICNOLOGIA

5.1.1. CONCEITOS E DEFINIÇÕES

ICnologia é a ciência que analisa os vestígios de atividades biológicas em ambientes modernos (neoicnologia) ou passados (paleoicnologia). Esses vestígios incluem estruturas sedimentares biogênicas, estruturas de bioerosão, além de outras evidências de atividades (Frey & Pemberton, 1984, 1985; Frey & Wheatcroft, 1989; Pemberton *et al.*, 1990, 1992a). As estruturas sedimentares biogênicas são divididas em estruturas de bioturbação, bioestratificação ou de biodeposição (Fig. 3).

Estruturas de bioturbação e de bioerosão preservadas no registro geológico, são conhecidas como icnofósseis. Por serem registros autóctones, icnofósseis permitem análises paleossinecológicas precisas, já que refletem a forma como seus produtores respondem aos estímulos do meio em que vivem (e.g., Seilacher, 1964, 1967; Frey, 1975; Ekdale *et al.*, 1984; Frey & Pemberton, 1984; Bromley & Ekdale, 1986; Bromley, 1996; Buatois *et al.*, 2002). Mais que delimitar os grupos orgânicos que os geraram, os icnofósseis refletem como viviam e interagiam as biotas endo e epibênticas no substrato que as abrigava. Modos de vida, hábitos tróficos, grau de tolerância às variações de oxigênio, de salinidade, de turbulência e de turbidez da água, e evolução dos padrões comportamentais, são parâmetros que podem ser avaliados a partir da análise de icnofósseis (Frey, 1975; Bromley, 1996; Buatois *et al.*, 2002; MacEachern *et al.*, 2007a,b,c). Estes parâmetros são determinantes no controle da colonização de substratos inconsolidados por organismos bentônicos, que revelam as condições ambientais a que estavam submetidos na época da deposição (e.g., Bromley & Ekdale, 1984; Ekdale *et*

al., 1984; Bromley, 1990, 1996; Beynon & Pemberton, 1992; Pemberton & Wightman, 1992; MacEachern *et al.*, 1992; Gingras *et al.*, 1999; Pemberton & Whightman, 1992; Martin, 2004; Mángano & Buatois, 2004; McIlroy, 2004; MacEachern *et al.*, 2007a,b,c). Por esses motivos, os icnofósseis conquistaram papel importante junto a reconstituições paleoambientais, bem como no entendimento da arquitetura deposicional no contexto da estratigrafia de sequências (Netto, 2001).

Figura 3. Síntese das diferentes categorias de estruturas biogênicas, com destaque para as estruturas de bioturbação e de bioerosão (a partir de Netto, 2001, modificado de Frey, 1973)

O registro fóssil nem sempre apresenta as estruturas sedimentares biogênicas preservadas em três dimensões. Em exposições verticais e em testemunhos de sondagem, é mais comum a preservação bidimensional dos icnofósseis. Neste caso, apenas a textura gerada pela atividade de bioturbação senso estrito (retrabalhamento orgânico no interior do substrato, segundo Bromley, 1996), conhecida como **icnofábrica** (Ekdale & Bromley, 1991; Fig. 4A,B), pode ser observada. Quando estruturas sedimentares primárias são ausentes, a análise de icnofábricas pode ser a

única evidência para a interpretação do ambiente deposicional (Taylor *et al.* 2003). A icnofábrica é nomeada a partir das morfologias do icnogênero ou icnogêneros mais representativos (Taylor & Goldring, 1993).

Figura 4. Exemplos de icnofábricas. A) Icnofábrica de *Ophiomorpha-Diplocraterion* na parte inferior e icnofábrica de *Thalassinoides-Ophiomorpha* na parte superior. B) Icnofábrica monoespecífica de *Ophiomorpha*. Modificado de Netto & Rossetti (2003).

Segundo Bromley & Ekdale (1986), dois tipos de icnofábricas principais podem ser reconhecidos. **Icnofábricas simples** são aquelas que representam a atividade de uma população bentônica durante um determinado período de tempo, sendo produto de um único evento de colonização do substrato. Taylor *et al.* (2003) caracteriza como *single-tier* esta colonização por organismos oportunistas ou pioneiros. **Icnofábricas compostas** refletem o retrabalhamento de um mesmo substrato por comunidades sucessivas, ou por migração vertical de *tiering*, que corresponde à sobreposição de diferentes icnofábricas numa mesma camada. O *tiering* revela as interações entre populações de organismos escavadores de uma mesma comunidade, bem como a sucessão de comunidades ao longo do tempo (Bromley & Ekdale, 1986), componente chave na análise de icnofábricas (Buatois & Mángano, 2011). À medida que o substrato vai sendo colonizado, fatores ecológicos físicos e químicos (p.e., granulometria, consistência do substrato, salinidade, taxa de sedimentação, oxigenação, energia do meio, etc) controlam a colonização das comunidades e determinam a natureza das icnofábricas (e.g., Bromley, 1996; Taylor *et al.*, 2003). Mas, os fatores condicionantes mais importantes no controle do *tiering* de comunidades bêmtonicas são a consistência do substrato, a matéria orgânica e o oxigênio (Bromley, 1996). Estes fatores irão controlar as ocorrências de escavadores de *tier* raso ou profundo (Fig. 5). O mais importante é reconhecer as mudanças dos fatores ambientais e como estas se refletem

nos padrões das icnofábricas que ocorrem gradualmente na sucessão sedimentar. A análise de *tierings* sucessivos em uma sucessão sedimentar permite avaliar a evolução dos processos que condicionaram a distribuição da fauna do bento (Netto, 2005).

Figura 5. Diagrama de *tiering* mostrando a ocupação de diferentes níveis do substrato por organismos da endofauna, de acordo com seus nichos ecológicos e sua colonização sucessiva. I. Enquanto a energia se mantém alta, o substrato, ainda estéril, é colonizado por organismos suspensívoros e filtradores. II. Organismos pioneiros interagem com o substrato, enriquecendo-o com matéria orgânica e abrindo espaço para sua ocupação pelos detritívoros, à medida que a energia diminui. III. A atividade dos detritívoros intensifica, com novos grupos ocupando níveis mais profundos e podendo apresentar hábito saprofágico. IV. A intensa ocupação do substrato reduz a quantidade de oxigênio livre nos espaços intersticiais dos níveis mais profundos, que são ocupados somente por organismos quimiossimbiontes (cf. Netto, 2005).

As icnofábricas podem ser medidas, ainda, de forma quantitativa, a partir da definição do índice de bioturbação ($BI = bioturbation\ index$) (Tab. 1). O grau de bioturbação pode variar de 0 a 6, para representar depósitos sem bioturbação a completamente homogeneizados, respectivamente (Taylor & Goldring, 1993).

Muito utilizadas no registro sedimentar, são as **icnofácies**, que reúnem diferentes icnocenoses e refletem o comportamento de seus organismos produtores de acordo com os parâmetros ecológicos que controlam sua distribuição. As icnofácies representam arquétipos de atividade orgânica que ocorrem frequentemente associados em determinados ambientes, sendo recorrentes no tempo e espaço. Estes refletem combinações específicas de certas características, como o comportamento dominante, icnodiversidade, morfologia das escavações, em resposta às condições ambientais

Tabela 1: Índice de bioturbação (BI) baseado na quantificação do retrabalhamento do substrato pela fábrica sedimentar original. Modificada de Taylor & Goldring (1993).

Índice de BI	% Bioturbação	Classificação
0	0	Não bioturbado
1	1-5	Bioturbação esparsa: traços e/ou estruturas de escape raros ou discretos
2	6-30	Bioturbação baixa: camadas distinguíveis, baixa densidade de traços, estruturas de escape são comuns
3	31- 60	Bioturbação moderada: estruturas das camadas ainda visíveis, traços discretos
4	61-90	Bioturbação alta: estruturas da camada não mais distinguíveis, alta densidade de traços, comumente sobrepostos
5	91-99	Bioturbação intensa: camada completamente perturbada, sedimento pode ter sido repetidamente retrabalhado, mas ainda não totalmente homogeneizado
6	100	Bioturbação completa: sedimento pode ser repetidamente retrabalhado e totalmente homogeneizado

(Seilacher, 1964; Frey & Pemberton, 1984; Frey, 1990; MacEachern *et al.*, 2007a; Buatois e Mángano, 2011). Estas características compõem um reflexo do conjunto de atividades desenvolvidas pelos organismos em resposta às variações ambientais atuantes no meio, e que são responsáveis pela distribuição da fauna bentônica dentro ou sobre o substrato, vinculando-se ao processo deposicional (Frey & Pemberton, 1984; Frey, 1990; Pemberton *et al.*, 1992a; MacEachern *et al.*, 2007a).

Desenvolvido por Seilacher (1964, 1967), o conceito de icnofácies resultou no primeiro paradigma em icnologia, sendo originalmente baseado nos parâmetros ecológicos que controlam a distribuição dos organismos escavadores e na alteração progressiva desses parâmetros a partir da profundidade do nível de base (batimetria). Variações nos modelos arquetípicos das icnofácies, como expressões proximais e distais, possibilitam um melhor detalhamento para as subdivisões de ambientes deposicionais mais complexos, como os marinho-marginais (MacEachern *et al.*, 2007a). Estas variações são caracterizadas pela recorrência de icnogêneros produzidos por organismos oportunistas (*facies-crossing traces*), que apresentam adaptações para variações nos parâmetros ecológicos do meio, e por um “empobrecimento” dos icnogêneros diagnósticos das icnofácies arquetípicas. A partir das variações dos parâmetros ecológicos limitantes do meio (i.e., flutuações de salinidade, consistência do substrato, teor de O₂, energia hidrodinâmica, correntes de turbidez), e de como estes influenciam na ocorrência e distribuição dos organismos produtores, é que poderão ser

medidas as variações nos modelos das icnofácies arquetípicas e as alterações nas condições clímax do ambiente.

O modelo atual reúne quatro categorias principais de icnofácies (Fig. 6): (i) marinhas; (ii) substrato-controladas; (iii) continentais - invertebrados; e, (iv) continentais - vertebrados (Frey & Seilacher, 1980; Bromley *et al.*, 1984; Frey & Pemberton, 1984, 1985, 1987; Bromley, 1990, 1996; Pemberton *et al.*, 1992a; Bromley & Asgaard, 1993; Lockley *et al.*, 1994; Buatois & Mángano, 1995, 2009; Gibert *et al.*, 1998, 2007; Genise *et al.*, 2000, 2010; Ekdale *et al.*, 2007, Hunt & Lucas, 2007, Minter & Braddy, 2009).

Figura 6. Modelo de icnofácies para icnofósseis de invertebrados. Cada icnofácia indica um conjunto preciso das condições ambientais no momento da deposição, em vez de um ambiente deposicional. Modificado de Buatois e Mángano (2011).

Icnofácies marinhas são caracterizadas por conterem escavações produzidas por organismos de hábito exclusivamente marinho, sendo as tradicionalmente mais conhecidas (Pemberton *et al.*, 1992a; MacEachern *et al.*, 2007a). Um dos fatores ecológicos limitantes que é determinante no controle da distribuição dos organismos é a salinidade. Ambientes marginais marinhos apresentam alterações no gradiente de salinidade, resultantes de variações de influxos de água doce proveniente dos rios ou da

chuva. A salinidade desses ambientes é ainda afetada por variações na evaporação, correntes de maré e morfologia da costa. Atualmente, são reconhecidos cinco modelos de icnofácies marinhas arquetípicas (Fig. 6). Estas incluem *Psilonichnus* (Frey & Pemberton, 1987; Nesbitt & Campbell, 2006; Netto & Grangeiro, 2009), *Skolithos* (Seilacher, 1963, 1967; Frey & Pemberton, 1984, 1985) e *Cruziana* (Seilacher, 1954, 1955, 1958, 1963, 1964, 1967; Frey & Seilacher, 1980; Frey & Pemberton, 1984, 1985), distribuídas entre as zonas costeira a marinho-raso, e *Zoophycus* (Frey & Seilacher, 1980; Frey & Pemberton, 1984, 1985; Bromley, 1990, 1996) e *Nereites* (Seilacher, 1954, 1958, 1963, 1964, 1967; Frey & Seilacher, 1980; Frey & Pemberton, 1984, 1985), que ocorrem na zona marinho profundo.

As icnofácies substrato-controladas registram as discontinuidades marinhas e marinho-marginais. Em muitos casos, estas icnofácies estão associadas com discontinuidades erosivas indicando mudanças bruscas de ambientes deposicionais lateralmente relacionados ou discontinuidades estratigráficas bruscas que separam ambientes não relacionados (MacEachern *et al.*, 1992; Pemberton *et al.*, 1992a, 2004). Cada icnofácies substrato-controlada corresponde a diferentes tipos de consistência do substrato em diferentes períodos de colonização, refletindo colonizações palimpsésticas (MacEachern *et al.*, 2007a). Estas icnofácies cortam transversalmente uma suíte pré-existente, refletindo condições de deposição e subsequente erosão. Também corresponde a hiatos deposicionais entre eventos erosivos (com exumação do substrato) e deposição da unidade sobrejacente. Durante este intervalo é que o substrato é colonizado por organismos (Pemberton *et al.*, 1992a). Por isso, as icnofácies substrato-controladas têm sido uma ferramenta muito utilizada em análises estratigráficas, sendo comumente associadas a inconformidades no registro geológico (Catuneanu, 2006). Existem três icnofácies substrato-controladas (Fig. 6). Estas incluem: *Glossifungites* (Seilacher, 1967; Frey & Seilacher, 1980; Pemberton & Frey, 1985; MacEachern *et al.*, 1992, 2007a; Pemberton *et al.*, 1992a, 2001, 2004), *Trypanites* (Frey & Seilacher, 1980; Frey & Pemberton, 1984; Pemberton *et al.*, 1992a, 2001, 2004; Bromley & Asgaard, 1993; Gibert *et al.*, 1998, 2007), e *Teredolites* (Bromley *et al.*, 1984; Gingras *et al.*, 2004; Savrda, 1991; Savrda *et al.*, 1993, 2005).

As icnofácies continentais incluem aquelas produzidas por invertebrados (Smith *et al.*, 1993; Buatois e Mángano, 1995, 2007; Bromley, 1996; Genise *et al.*, 2000, 2010; Ekdale *et al.*, 2007; Hunt & Lucas, 2007; Minter & Braddy, 2009) e vertebrados

(Lockley *et al.*, 1994; Hunt & Lucas, 2007) em depósitos continentais. Nos últimos anos, houve um grande desenvolvimento em pesquisas voltadas à análise icnológica dessas icnofácies, o que tem demonstrado que elas são muito mais complexas do que se era conhecido. Icnofácies continentais de invertebrados aquáticos são controlados pela posição do lençol freático, enquanto as icnofácies continentais de invertebrados terrestres são controladas essencialmente pelo clima e por formações arbóreas (Buatois & Mángano, 1995, 2002, 2009, 2011). Atualmente são conhecidas seis icnofácies continentais para invertebrados: *Scoyenia* (Seilacher, 1967; Frey *et al.*, 1984; Buatois & Mángano, 1995), *Mermia* (Buatois & Mángano, 1995), *Coprinisphaera* (Genise *et al.*, 2000), *Termitichnus* (Smith *et al.*, 1993), *Celliforma* (Genise *et al.*, 2000, 2010), e *Octopodichnus-Entradichnus* (Hunt & Lucas, 2007; Ekdale *et al.*, 2007) (Fig.6).

5.1.2. PARÂMETROS DE ANÁLISE

Afloramentos com exposições horizontais, onde as estruturas sedimentares biogênicas são encontradas *in situ* e apresentam preservação tridimensional, são a melhor forma de amostragem para a análise paleoicnológica. Em tais casos, a análise paleoicnológica consiste em avaliar o conjunto de estruturas presentes em uma dada assembleia icnofossilífera, os padrões etológicos, seus relacionamentos e os parâmetros paleoecológicos que eles refletem. Seguindo para uma análise de maior detalhe, devem ser diagnosticadas as paleoicnocenoses e suas suítes (se houverem), e como as paleoicnocenoses se distribuem ao longo da sucessão sedimentar, permitindo uma avaliação das características paleoambientais (Netto, 2005). No caso de icnofábricas, após sua identificação, segue-se com sua quantificação. Juntamente à análise quantitativa (BI), a icnologia visa identificar os principais tipos de icnofábricas e como elas se relacionam na sucessão sedimentar (i.e., quem se sobrepõe a quem). Com isso, é possível reconhecer icnofábricas compostas, em que vários icnogêneros ocorrem associados numa mesma fácies (e.g., Taylor & Goldring, 1993; Netto, 2005).

As icnofábricas podem ser avaliadas a partir de quatro atributos: 1. fatores sedimentares primários (litologia); 2. índice de bioturbação (BI); 3. tamanho e frequência da escavação; e 4. icnodiversidade (Taylor *et al.*, 2003).

5.1. 3. PALEOICNOLOGIA DA FORMAÇÃO BARREIRAS E PÓS-BARREIRAS

A Formação Barreiras foi relacionada, por muito tempo, a paleoambiente do tipo fluvial meandrante ou entrelaçado (Oliveira e Leonardos, 1943; Beurlen, 1967a; Sá, 1969; Bigarella, 1975; Mabesoone *et al.*, 1972; Alheiros *et al.*, 1988; Alheiros & Lima Filho, 1991; Vilas Boas *et al.*, 2001; Araújo *et al.*, 2006; Furrier *et al.*, 2006; Lima *et al.*, 2006; Furrier, 2007). Porém, juntamente com características sedimentológicas, dados icnológicos vem contribuindo para modificar essas interpretações. Apesar de abundantes, icnofósseis permaneceram, por muito tempo, despercebidos nesses depósitos. Um dos primeiros trabalhos a registrar icnofósseis na Formação Barreiras foi o de Rossetti *et al.* (1989; 2001), que utilizaram esse parâmetro, juntamente com a análise sedimentológica, para interpretar o paleoambiente de deposição dessa unidade.

Netto & Rossetti (2003) realizaram estudo da Formação Barreiras na região de Alcântara, Bacia de São Luis, Maranhão, integrando icnologia e sedimentologia. Registraram icnofábricas típicas de águas salobras, representando, no conjunto, icnofácies mista *Skolithos-Cruziana* e *Cruziana* empobrecida, relacionadas à porção distal de um estuário dominado por ondas. No Pará, estudos sedimentológicos nessa unidade levaram à identificação dos icnogêneros *Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Planolites*, *Gyrolithes*, *Macaronichnus?*, e *Taenidium* (Rossetti & Santos Jr. 2004), também relacionados com icnofácies mista *Skolithos-Cruziana*. Esses autores também reconheceram a icnofácies *Glossifungites*, representada pelos icnogêneros *Skolithos* e *Thalassinoides*, atribuídos a uma transgressão diretamente sobre limite de sequência.

Arai (2006) também concluiu que a Formação Barreiras foi formada em ambiente costeiro transicional. Este autor faz menção, ainda, que “...a icnologia desponta como uma ferramenta muito útil na caracterização paleoambiental da Formação Barreiras” e sugere que “mais estudos similares aos de Netto & Rossetti (2003) sejam realizados nesses depósitos, a fim de caracterizar o padrão de sucessão icnofaciológica em outras regiões”.

A análise de fácies em falésias a sul da cidade de Natal (RN), Bacia Potiguar, registrou bioturbações em lamitos avermelhados com laminação plano-paralela que relacionaram a depósitos de planície de inundação (Araújo *et al.* 2006). Esses autores vincularam os depósitos bioturbados a meandros abandonados, que teriam permanecido

submersos, favorecendo a colonização por organismos bioturbadores. Relacionaram a grande quantidade de bioturbações à colonização por organismos não identificados ou à presença de raízes. Apesar do registro, os icnofósseis não foram utilizados na interpretação dos dados.

Nas proximidades de Maceió, Bacia Sergipe-Alagoas, Rossetti & Góes (2009), em conjunto às estruturas sedimentares diagnósticas de correntes de maré nos depósitos da Formação Barreiras, registraram os icnogêneros *Ophiomorpha nodosa* e *Skolithos* (em maior abundância) e *Planolites*. Estes icnogêneros auxiliaram na caracterização de paleoambientes marginais-marinhos para essa unidade naquela bacia.

Em afloramentos da Formação Barreiras e dos Sedimentos Pós-Barreiras localizados a sul de João Pessoa na Bacia Paraíba, Rossetti *et al.* (2011a,b) registraram depósitos miocênicos e pleistocênicos tardios fortemente bioturbados, apresentando os icnogêneros *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Diplocraterion*, *Taenidium*, *Skolithos*, *Planolites* e *Teichichnus*, os quais corroboraram a interpretação de um sistema deposicional costeiro.

Recentemente, Rossetti & Dominguez (2012) registraram os icnofósseis *Ophiomorpha*, *Thalassinoides*, *Skolithos*, *Rhizocorallium*, *Teichichnus*, *Diplocraterion*, e *Planolites* em exposições da Formação Barreiras ao longo da costa das bacias do Recôncavo-Tucano, Cumuruxatiba, Jequetinhonha e Camamu-Almada. As características sedimentológicas integradas às informações icnológicas levaram aos autores à interpretação de uma costa irregular e restrita, formada por estuários, deltas de cabeceira e lagunas, em associação com um sistema ilha-barreira e/ou estuarino.

5. 2. ANÁLISE FACIOLÓGICA E RECONSTITUIÇÃO PALEOAMBIENTAL

Fácies (do latim *facies* = aparência de alguma coisa) é um corpo sedimentar ou associação de rochas sedimentares com características específicas que as distingue das demais. Os atributos que caracterizam uma fácies são: geometria, estrutura sedimentar, textura, paleocorrente e fóssil (Walker, 1992). A chave para a interpretação de fácies é comparar suas características internas com as de ambientes sedimentares modernos e de outras unidades estratigráficas já estudadas. Isto pode ser feito por meio das fácies propriamente ditas, ou de suas associações, com análise de seus relacionamentos

verticais e horizontais (Potter, 1959; Collinson, 1969; Posamentier & Walker, 2006). Assim, a associação faciológica contribui com uma importante informação que a fácies por si só não pode fornecer (Walker, 1992; Posamentier & Walker, 2006). Utiliza-se, para tanto, a "Lei da Correlação de Walther", formulada em 1894, a qual estabelece que em uma sucessão vertical a passagem gradacional entre duas fácies sugere gênese gerada em ambientes deposicionais lateralmente contíguos, ao passo que, um contacto abrupto ou erosivo pode indicar intervalos de não deposição ou mudanças significativas no ambiente deposicional.

A partir de um conjunto de associações faciológicas geneticamente relacionadas é possível estabelecer um sistema deposicional. O modelo de fácies é um resumo de um determinado sistema deposicional (Miall, 1999; Walker, 1992). São estes conjuntos de características sedimentares que fornecem as interpretações ambientais para a análise de bacias sedimentares. Aqui, a ênfase será dada a sistemas fluviais e estuarinos, por serem esses os sistemas de deposição preliminarmente antecipados para a Formação Barreiras e os Sedimentos Pos-Barreiras.

5.2.1. SISTEMA FLUVIAL

Os rios são importantes agentes de transformação das características da paisagem, dada sua importante capacidade de erosão, transporte e deposição. São caracterizados por serem cursos naturais de água doce, com canais definidos e fluxo permanente ou sazonal que fluem em direção a outros rios, lagos ou oceanos, e agem como o principal mecanismo de transporte de sedimentos do continente para os oceanos e mares (Reineck & Singh, 1980; Miall, 2010). A análise de sistemas fluviais pode fornecer importantes elementos para o reconhecimento de controles alogênicos na sedimentação, como tectonismo e variações do nível do mar (Miall, 1999).

O fluxo de água dos rios e córregos é normalmente confinado dentro de canais, que são depressões ou áreas da superfície terrestre onde existe fluxo corrente. As áreas de *overbank* e planícies de inundação são áreas adjacentes entre ou além dos canais que recebem água (incluindo as precipitações) somente em épocas de enchentes (Nichols, 2009). Os sedimentos mais grossos dos rios são transportados por tração ao longo de seu leito e em barras, enquanto os sedimentos mais finos são transportados por saltação

e suspensão, sendo depositados em grande parte nas planícies de inundação adjacentes aos canais.

Canais fluviais apresentam variabilidades morfológicas em vista em planta. Essas morfologias ocorrem em função da variabilidade do fluxo e pela sazonalidade das cheias (Bridge, 2003), ou ainda, pela quantidade, características e procedência da carga sedimentar (Reineck & Singh, 1980). A morfologia fluvial pode transicionar de um tipo a outro ao longo do comprimento de um mesmo canal fluvial. Dentre os principais estilos de canais fluviais, citam-se: (i) **canal fluvial meandrante**, que são sinuosos e relativamente estreitos e profundos; (ii) **canal fluvial entrelaçado**, que representa um mosaico de barras e canais rasos, não coesos, em uma calha única, com grande suprimento de material grosso e descargas bruscas; (iii) **canal fluvial anastomosado, caracterizado por** vários canais sinuosos correndo em volta de ilhas fluviais estáveis e vegetadas; e (iv) **canal fluvial retilíneo**, com barras marginais, que apresentam canal único, bem definido e demargens estáveis (Miall, 2010).

Os depósitos fluviais podem ser divididos em **canais fluviais, de transbordamento e planície de inundação** (Fig. 7). Nos canais fluviais, os sedimentos são depositados principalmente pela atividade dos canais fluviais, caracterizando depósitos de fundo canal, de barras, de preenchimento de canal ou canal abandonado. Depósitos de canais fluviais exibem sucessões granulométricas decrescentes em direção ao topo (*fining-upward successions*) (Bernard *et al.*, 1962). Tal característica resulta de agitação simples, produzida por desaceleração do fluxo e conseqüentemente, decréscimo na competência e capacidade do fluxo (Reineck & Singh, 1980; Nichols, 2009; Miall, 2010). No registro geológico, depósitos de fundo de canal são caracterizados por conglomerados a arenitos grossos a muito grossos, que recobrem uma superfície erosiva, que pode apresentar geometria côncava. Barras são comumente encontradas em associação a depósitos de canais meandantes, porém elas podem também ocorrer dentro e/ou marginais a outros tipos canais, sendo abundantes em canais do tipo entrelaçado. Depósitos de barras são encontrados acima dos depósitos de fundo de canal, sendo geralmente constituídas por arenitos grossos a muito grossos contendo com estratificação cruzada inclinada em geral de grande porte, simples ou composta.

Nas margens dos rios, depositam-se sedimentos provenientes dos períodos de cheia. Os depósitos de transbordamento de canal (*overbank*) incluem os diques

marginais (*levees*), canais de *crevasse* e *crevasse splay*. Esses são caracterizados por arenitos com granulometria fina a grossa (no caso de canais de *crevasse*), com laminações cavalgantes plano-paralela, ou estratificação cruzada de pequeno porte, além de depósitos heterolíticos (Reineck & Singh, 1980; Nichols, 2009; Miall, 2010).

Figura 7. Bloco diagrama hipotético para sistemas fluviais. Modificado de Miall (2010).

As planícies de inundação são representadas essencialmente depósitos de granulometrias finas proveniente de deposição por suspensão devido ao transbordamento dos rios. Isto acontece durante fases de enchentes quando o fluxo ultrapassa as margens dos rios e a água alcança as planícies, ocorrendo as inundações ou alagamentos de depressões (bacia). No registro geológico, os depósitos de planície de inundação mais comumente incluem arenito fino a muito fino, siltes e argilas com laminação plano-paralela, estratificação cruzada de pequeno porte e depósitos heterolíticos geralmente com gretas de contração e marcas de raízes (Reineck & Singh, 1980; Nichols, 2009; Miall, 2010).

5.2.2. SISTEMA ESTUARINO

Estuários são formados geralmente por erosão fluvial, que formam vales cujo preenchimento ocorre pela interação de processos fluviais e marinhos (i.e., marés e ondas) (Boyd *et al.*, 2006). Eles representam vales fluviais afogados caracterizados por amplas variações de salinidade, com desenvolvimento de condições salobras.

Estuários podem ser dominados por ondas ou marés (Dalrymple *et al.*, 1992), ou podem apresentar uma ampla variação entre esses tipos, dependendo da participação de cada um desses agentes deposicionais. Nos **estuários dominados por ondas** ocorre o predomínio da energia de ondas sobre as marés, e este sistema interage com os processos fluviais (Fig. 8). Esta combinação de processos favorece o desenvolvimento de barreiras paralelas na área de desembocadura do estuário (Fig. 8B). Nesse modelo de sistema estuarino, ocorre distribuição “tripartite” de fácies (granulometria grossa-fina-grossa) ao longo de um transecto proximal-distal. Isto porque areias de procedência marinha se acumulam junto à desembocadura do estuário, onde ocorre forte ação de ondas que favorece o desenvolvimento de um complexo de barreira formado por barreira arenosa, canal de *inlet* e deltas de maré produzidos pela maré vazante e enchente. Areias derivadas do sistema fluvial são também depositadas nas porções proximais do estuário, onde ocorre a formação de deltas de cabeceira. Deltas de cabeceira de estuário estão diretamente conectados com a bacia estuarina central, que é um ambiente de baixa energia onde se acumulam as granulometrias mais finas e ricas em matéria orgânica (Fig. 8; Dalrymple *et al.*, 1992; Boyd *et al.*, 2006). Além disso, as margens do sistema estuarino dominado por ondas tipicamente contém subambientes associados, como pântanos, mangues, canais de maré, planícies de maré e praias.

Figura 8. Estuário dominado por ondas. A) Tipos de energia. B) Morfologia vista em planta. C) Fácies sedimentares vistas em perfil. Modificado de Dalrymple *et al.* (1992).

Os **estuários dominados por marés** caracterizam-se pelo predomínio da energia das correntes de maré que excedem a energia das ondas, resultando em barras arenosas alongadas perpendiculares às correntes de maré (Fig. 9). Nesse tipo de estuário, de geometria afunilada, a maré é progressivamente comprimida em direção ao continente (Fig.9B). A energia fluvial diminui em direção ao mar, como acontece no modelo de estuário dominado por ondas, de forma que o máximo de alcance da energia das marés ocorre junto às barras internas aos canais estuarinos, onde ocorre a interação destes processos. Essas barras são geralmente caracterizadas por arenitos médios a grossos com estratificação cruzada. Outro subambiente estuarino que ocorre aonde o limite da energia da maré alcança seu máximo são planícies arenosas ou baixios de maré. Este subambiente, que se forma onde o canal estuarino é amplo e raso, é caracterizado por arenitos finos com laminação plano-paralela (Fig. 9).

A distribuição de fácies tripartite não é bem desenvolvida em estuários com domínio de marés, por não haver um local de baixa energia, como a bacia central estuarina dos estuários dominados por ondas. Esta parte central do estuário dominado por maré é representado por canal caracterizado como “retilíneo-meandrante-retilínio”. Entretanto, locais de baixa energia podem ocorrer lateralmente ao canal estuarino, onde há deposição de lama a partir de suspensões em planícies de maré e mangues. Deltas de cabeça não estão presentes neste tipo de estuário, uma vez que o canal fluvial passa diretamente para o limite de alcance das marés (Dalrymple *et al.*, 1992; Boyd *et al.*, 2006).

Figura 9. Estuário dominado por marés. A) Tipos de energia. B) Morfologia vista em planta. C) Fácies sedimentares vista em perfil. Modificado de Dalrymple, *et al.* (1992).

5.3. DATAÇÃO ABSOLUTA POR LUMINESCÊNCIA OPTICAMENTE ESTIMULADA (LOE)

A datação por luminescência é um método cronológico desenvolvido em meados dos anos 60, que atualmente tem sido muito utilizado para a determinação de idades de materiais quaternários (Wintle, 1997; Duller, 2008; Preusser *et. al.*, 2008). Materiais geológicos compostos por minerais de calcita, fluorita e quartzo, recebem radiações ionizantes (partículas α e β , e radiação γ) provenientes de raios cósmicos e da desintegração de isótopos radioativos naturais (U^{235} , U^{238} , Th^{232} e K^{40}). A radiação cósmica influi de forma direta na intensidade da luminescência, e parte desta radiação provoca ionização por efeito fotoelétrico - efeito *Compton* - e por produção de pares (Sallun *et al.*, 2007; Duller, 2008; Preusser *et. al.*, 2008). Quando um cristal iônico sofre ação de radiações ionizantes, pequena parte da energia é usada para produzir defeitos pontuais ou vários tipos de centros, que resultam em aprisionamento de elétrons e lacunas (cargas positivas) em defeitos localizados na banda proibida de energia no interior de sua rede cristalina, e originam estados metaestáveis criados por defeitos e impurezas (Sallun *et al.*, 2007).

A partir das técnicas de Termoluminescência (TL), Luminescência Opticamente Estimulada (LOE ou OSL - *Optically Stimulated Luminescence*) e Luminescência Estimulada por Raios Infravermelhos (LERI ou IRSL - *Infrared Stimulated Luminescence*), podem ser estabelecidas cronologias absolutas para depósitos marinhos e continentais de idade quaternária (Sallun *et al.*, 2007; Duller, 2008; Preusser *et. al.*, 2008). Essas técnicas permitem obter idades desde dezenas de anos até cerca de 1,5 Ma, dependendo das características das amostras e das sensibilidades dos equipamentos de medida de luminescência (Sallun *et al.*, 2007). Idades maiores que 800.000 anos são obtidas somente em grãos de quartzo colocados em ambientes com baixos níveis de radiação ambiental (Huntley *et al.*, 1993 a,b).

Para a datação de sedimentos é utilizado o evento de última exposição dos grãos minerais à luz do dia (luz natural), ou seja, data-se o tempo decorrido desde a última exposição do grão à luz natural, ou, o tempo de deposição (Wintle & Huntley, 1979; Duller, 2008; Preusser *et. al.*, 2008; Wintle, 2008). O método baseia-se na emissão de luz opticamente ou termicamente induzida - o sinal de luminescência - em minerais de ocorrência comum, principalmente o quartzo e o feldspato. Durante exposição à luz ou calor, o sinal de luminescência dos grãos é apagado (opticamente branqueado ou

termicamente anulado), até ser completamente removido, ou zerado (Fig. 10; Duller, 2008; Preusser *et al.*, 2008; Tatumi *et al.*, 2008). Quando os grãos são isolados da luz do dia e permanecem em temperatura ambiente, o sinal de luminescência acumulado novamente será induzido pela ocorrência natural da radioatividade (Preusser *et al.*, 2008).

Figura 10. Princípio básico de datação por luminescência opticamente estimulada, onde exposição ao aquecimento pela luz solar zera o sinal de radioatividade, que é novamente acumulado quando o material é novamente isolado da luz solar (modificado de Preusser *et al.*, 2008).

Durante exposições à luz ou calor, o mineral tem a capacidade de acumular certa quantidade de energia liberada da radiação em sua estrutura cristalina. Muito tempo depois, essa energia pode ser liberada em forma de luz, o que gera o fenômeno da luminescência (Preusser *et al.*, 2008). O método baseia-se na interação da radiação ionizante (radiação- γ , β e α) com o cristal natural, e se utiliza dos isótopos radiativos de urânio (U), tório (Th) e potássio (K), que ocorrem naturalmente no quartzo e feldspato. Estes agem como dosímetros, registrando a quantidade de radiação a que os minerais foram expostos (Preusser *et al.*, 2008; Wintle, 2008). Quando a radiação incide sobre o cristal, ocorre a ionização do mesmo, com a criação de pares de cargas positivas e negativas em seu interior. Estas cargas podem ser aprisionadas em armadilhas formadas por defeitos e impurezas na rede cristalina, constituindo estados meta-estáveis que podem ter um tempo de vida estimada em milhões de anos (Preusser *et al.*, 2008; Tatumi *et al.*, 2008; Wintle, 2008). Quando o cristal é estimulado opticamente por luz visível, ele pode emitir luz em comprimento de onda diferente daquele usado na estimulação. A luz emitida desta forma é denominada de luminescência opticamente estimulada – LOE (Wintle, 2008).

A estimulação por luz visível é realizada pela exposição de uma amostra a um feixe de *laser*, à luz de uma lâmpada de halogênio filtrado, ou à alta potência de emissores de luz (LEDs), este último sendo o mais comumente utilizado (Preusser *et al.* 2008). Tanto o quartzo quanto o feldspato respondem à estimulação dentro desse comprimento de onda, embora o quartzo seja utilizado preferencialmente para medidas de LOE. Quanto maior o tempo de submissão do cristal às radiações ionizantes emitidas pelos radioisótopos naturais (U, Th e K) que estão no solo, ou pela radiação cósmica, maior será a concentração de estados meta-estáveis no cristal e, consequentemente, maior será a intensidade de emissão LOE (Preusser *et al.*, 2008; Tatumi *et al.*, 2008; Wintle, 2008).

Medidas do sinal de luminescência podem ser usadas para calcular a quantidade total de radiação absorvida pela amostra. A Idade (I) da amostra depende: (i) da dose acumulada (DA) no cristal, que é a quantidade de radiação que a amostra recebe por ano em decorrência da exposição do mesmo à radiação ionizante; e (ii) da taxa (T) de radiação incidente no cristal por ano, o que fornece a duração do tempo que a amostra recebeu energia. A DA pode ser determinada calibrando-se os cristais, isto é, descobrindo a relação entre a intensidade de luz em função da dose acumulada no cristal por meio do método de regeneração total. Quando submetido a doses conhecidas de radiação por meio de uma fonte radioativa calibrada (fonte de ^{60}Co), o cristal é zerado, traçando-se, assim, as curvas de calibração (Tatumi *et al.*, 2008). Para calcular a idade, ou seja, a duração do tempo em que a amostra ficou recebendo energia, é necessário dividir esse valor pela quantidade de radiação que a amostra recebe a cada ano, o que é feito de acordo com a seguinte fórmula:

$$\text{Idade (I)} = \frac{\text{total de energia acumulada durante o soterramento (DA)}}{\text{energia recebida por ano pela radiação (T)}}$$

A unidade no Sistema Internacional de absorção de radiação é denominada de Gray (Gy). Esta medida significa a quantidade de energia absorvida por uma amostra, ou a sua dose, e possui como unidades joules por quilograma (J.kg^{-1}). As medidas de luminescência obtidas em laboratório são utilizadas para calcular a dose total absorvida ou dose equivalente (De). A taxa de dose corresponde à quantidade de energia absorvida

por ano a partir da radiação no ambiente que envolve a amostra (Duller, 2008; Preusser *et al.*, 2008).

Assim, a equação da idade por luminescência é formalmente expressa como:

$$\text{Idade (anos)} = \frac{\text{Dose equivalente (D}_e\text{) (Gy)}}{\text{Taxa de Dose (Gy/anos)}}$$

O protocolo de rotina utilizado para obter a idade é o da dose regenerativa por alíquotas únicas (*Single Aliquot Regenerative dose* – SAR) (Lowick, 2010). Este protocolo tem as seguintes etapas (Murray & Wintle, 2000): (i) dose D_i ; (ii) pré-aquecimento (160°C – 300°C por 10s); (iii) estimulação por 100s a 125°C; (iv) dose teste D_t ; (v) aquecimento a 160°C; (vi) estimulação por 100s a 125°C; e retorno à etapa 1. As sequências são repetidas para doses crescentes, sendo $i=0$ (natural), $D_0 = 0$ Gy (Murray & Wintle, 2000; Wintle & Murray, 2006; Murray & Roberts, 1998). A finalidade deste protocolo é a correção das mudanças de sensibilidade monitoradas por meio do sinal LOE de uma dose-teste constante. Essas mudanças são provocadas por irradiação, iluminação e aquecimento realizados durante as medidas para estimativa de dose equivalente (Duller, 2008).

A segunda etapa do protocolo SAR, que consiste no pré-aquecimento entre 160° e 300°C por 10s, tem como vantagens eliminar os componentes LOE instáveis (TL 110°C e transferência térmica) e homogeneizar a sensibilidade. A transferência térmica consiste no aumento constante de energia a partir dos 200°C. Porém o pré-aquecimento possui a desvantagem de que ele provoca mudanças na sensibilidade. A terceira etapa (estimulação por 100s a 125°C) tem como objetivo prevenir o reaprisionamento de cargas nas armadilhas correspondentes ao pico TL em 110°C (instável). O próximo passo é a aplicação de uma dose teste D_t , sendo que o sinal LOE corrigido é obtido pela divisão do sinal da dose D_i (Lx) pelo sinal da dose teste (Tx), que irá ser utilizado para a composição da curva dose-resposta. A etapa 5, aquecimento a 160°C, é realizada para esvaziar as armadilhas correspondentes ao pico TL em 110°C (Murray & Wintle, 2000; Preusser, 2008; Duller, 2008).

5.3.1. DATAÇÃO DE SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS NO NORDESTE DO BRASIL POR LOE

As técnicas de datação para sedimentos quaternários, como TL e LOE, se intensificaram nas últimas décadas no Brasil, sendo aplicadas na obtenção de idades de sedimentos quaternários e na sua correlação com oscilações no nível do mar ao longo da costa brasileira.

Estudo pioneiro de datação dos Sedimentos Pós-Barreiras por LOE utilizando protocolos MAR e SAR foi realizado na região norte do Brasil (Tatumi *et al.* 2008). Os resultados indicaram idades pleistocênicas a holocênicas, com máximos de 190 (± 27) mil anos AP.

Resultados de datação por TL e LOE de terraços marinhos sobrejacentes à Formação Barreiras ao longo de 340 km da costa do Estado do Rio Grande do Norte indicaram idades entre 220 e 206 mil anos AP e entre 117 e 110 mil anos AP (Suguio *et al.*, 2011). Esses autores também dataram terraços marinhos da costa dos estados de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte, tendo obtido dois grupos de idades, um entre 200-230 mil anos AP e outro entre 100-130 mil anos AP, portanto correspondente à antepenúltima e penúltima transgressões da costa brasileira, esta também conhecida como transgressão Cananéia (Suguio *et al.*, 1985)

Na Bacia Paraíba, um dos primeiros trabalhos envolvendo datação de depósitos quaternários por luminescência foi o de Tatumi *et al.* (2003). As idades LOE obtidas foram entre 186 e 102 mil anos AP para terraços marinhos, entre 176 e 52,4 mil anos AP para dunas eólicas, e de 26,8 e 3,2 mil anos AP para *beach rocks*. Além disto, 39 datações LOE-SAR em amostras derivadas dos Sedimentos Pós-Barreiras 1-PB1 e 2 dos Sedimentos Pós-Barreiras- PB2 indicaram idades entre 74,8 e 15,1 mil anos AP para o PB1 e entre 8,8 e 1,8 mil anos AP para o PB2 (Rossetti *et al.* 2011b, 2012).

5.4. VARIAÇÃO DO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM) NA COSTA BRASILEIRA DURANTE O QUATERNÁRIO

Flutuações do NRM ao longo da costa brasileira têm sido baseadas em dados geológicos, biológicos e pré-históricos. São reconhecidos três eventos transgressivos ao longo de algumas áreas do nordeste e sudeste do Brasil: transgressão mais antiga;

transgressão Cananéia (no Estado de São Paulo) ou penúltima transgressão (nos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas); e última transgressão ou transgressão Santos (Suguio & Martin, 1978; Bittencourt *et al.* 1979; Suguio *et al.*, 1985; Martin *et al.*, 1982, 1988, 1996). À penúltima transgressão foi atribuída à idade de 123.000 anos a partir de datações de corais no sul da Bahia, quando o NRM esteve em até 8 ± 2 m acima do atual (Bittencourt *et al.* 1979; Martin *et al.*, 1982; Domingues *et al.*, 1990; Martin *et al.*, 1996; Bittencourt *et al.* 1979). Suguio & Martin (1976) registraram formações pleistocênicas depositadas durante a penúltima transgressão, que são relacionadas à Formação Cananéia, e formações holocênicas depositadas durante a última transgressão, ou transgressão Santos (Suguio & Petri, 1973; Suguio & Martin, 1975). Estas ocorrem desde pequenas extensões de planícies costeiras distribuídas ao longo do recortado litoral norte do Estado de São Paulo até as extensas planícies no litoral sul, na região de Cananéia-Iguape, onde se registrou a ocorrência do icnogênero *Ophiomorpha*, atribuindo como seu produtor o crustáceo decápodo do gênero *Callianassa* (Suguio & Martin, 1975). Souza (1992) também registrou a ocorrência de depósitos marinhos pleistocênicos com tubos fósseis produzidos por “*Callichirus major*” na planície costeira de Caraguatatuba, litoral norte paulista, correlacionáveis à Formação Cananéia.

Para o sul do Brasil, Villwock (1984), Tomazelli & Villwock (1991), Villwock & Tomazzelli (1995), Dillenburg (1996), Tomazelli *et al.* (2000), Tomazelli & Dillenburg (2007) apresentaram modelo evolutivo para a planície costeira do Rio Grande do Sul durante o Quaternário. Estes autores propuseram evolução de sistemas deposicionais do tipo ilha-barreira em quatro eventos transgressivos-regressivos, que relacionaram com os sistemas laguna-barreira I a IV, formados em até 400 mil anos. Os sedimentos da barreira II foram correlacionados com a transgressão mais antiga (Bittencourt *et al.*, 1979; Martin *et al.*, 1983, 1996). Os sedimentos da barreira III foram correlacionados com os depósitos marinhos da penúltima transgressão ou transgressão Cananéia (Suguio & Martin, 1978; Bittencourt *et al.*, 1979; Suguio *et al.*, 1985) de outras partes da costa brasileira. Esta fase foi relacionada com o evento transgressivo correspondente ao estágio isotópico de oxigênio 5e (~ 125 ka), ou seja, com o último pico interglacial pleistocênico, quando o NRM esteve 7.7 m acima do atual (Tomazelli & Dillenburg, 2007). A barreira IV formou-se durante o Holoceno (Suguio *et al.*, 1985; Tomazelli *et al.*, 2000).

Variações na configuração da superfície geoidal durante o Holoceno tardio seriam as causas das diferenças de idades e na amplitude do NRM entre as costas dos estados de Pernambuco e Paraná (Martin *et al.*, 1985; Angulo & Suguio, 1995). Estas divergências quanto às interpretações da curva de variação do nível do mar na costa brasileira para o Holoceno foram abordadas por Angulo & Giannini (1996), Angulo & Lessa (1997) e Angulo *et al.* (2006). Segundo estes, elevações em amplitudes diferentes e oscilações de alta frequência consideradas por Suguio *et al.* (1985) após 5.100 anos A.P. não teriam ocorrido.

Angulo *et al.* (2006) consideraram não ser possível sugerir que a elevação da transgressão holocênica tenha sido diferente ao longo da costa, devido à margem de erro dos indicadores usados. A única diferença regional detectável seria ao sul do Estado de Santa Catarina, onde a máxima elevação do NRM holocênico seria 2,5 m, enquanto nas outras regiões a elevação seria de 4 m. Além disso, os dados obtidos indicaram queda gradual do nível do mar, sem grandes oscilações após o nível máximo da transgressão Santos, entre 5.000-5.800 A.P. (Angulo *et al.*, 2006). As interpretações de variação do nível do mar entre as costas do PR e SC, em cerca de 4 m e 2,5 m há 7.000 anos AP, respectivamente, seriam concordantes com o modelo apresentado para a costa sul-americana. Por exemplo, Milne *et al.* (2005) propuseram um período de relativa estabilização entre 7.000 e 5.000 anos A.P., com um declínio gradual a partir desse período.

Trabalhos realizados na costa brasileira, desde os estados do Ceará e Rio Grande do Norte, na região nordeste, até a região sul da América do Sul, na Patagônia Argentina, indicaram nível do mar de até 5 m acima do atual durante o Holoceno (Suguio *et al.*, 1985; Martin & Suguio, 1992; Angulo *et al.*, 1999; Martin *et al.*, 2003; Bezerra *et al.*, 2003; Caldas *et al.*, 2006). Esta fase corresponde à última transgressão ou transgressão Santos (Suguio & Martin, 1978; Bittencourt *et al.*, 1979), que teve o pico de máxima elevação há cerca de 5.100 anos A.P. (Martin *et al.* 1979, 1980, 1996; Bittencourt *et al.*, 1983; Suguio *et al.*, 1985; Martin & Suguio, 1992). Segundo Suguio *et al.* (1985), após 5 mil anos o NRM baixou, havendo o desenvolvimento da maior parte das planícies costeiras que ocorrem ao longo de toda margem continental brasileira.

Bezerra *et al.* (2003) estabeleceram uma curva “envelope” do nível do mar para a costa do Estado do Rio Grande do Norte, registrando transgressão holocênica entre

7.100-5.800 anos cal AP, com NRM próximo de 2,5-4,0 m acima do atual em 5.000 anos cal AP, e outra em 2.100-1.100 anos cal AP. Nesta região do nordeste do Brasil, os dados destes autores sugerem que registros localizados da variação do NRM revelam perturbações por padrões tectônicos ou por fatores associados a ventos e ondas. Isso sugere que fatores locais contribuem para variações do NRM e, portanto, devem ser considerados nas análises.

Uma nova curva de variação do nível do mar foi proposta por Caldas *et al.*(2006), com transgressão ultrapassando a posição média do nível do mar atual a 6.700 anos cal AP e com máximo em 5.900-6.000 anos cal AP, ou seja, 300 anos depois que em outras áreas da costa brasileira, para o Rio Grande do Norte. Os autores ressaltam diferenças quanto ao posicionamento do nível do mar com base em estudos de *beachrocks*, considerando que somente a porção superior desses depósitos poderiam ser usados como um indicador confiável de variação do nível do mar. Apesar desta consideração, Irion *et al.*(2012) reconstituiu a curva de variação do nível do mar para a região costeira do Ceará utilizando este indicador, tendo assumido elevação de 2 -6 m acima do atual durante o Holoceno. Conforme indicado por Angulo *et al.* (2006), somente as variações na configuração geomorfológica da costa brasileira não seriam suficientes para explicar variações do NRM durante o Holoceno. Diferenças do nível do mar ocorrem em áreas sujeitas à subsidência tectônica, como é o caso do Estado do Pará (N do Brasil; Behling *et al.*, 2001; Cohen *et al.*, 2005; Souza Filho *et al.*, 2006) e Rio Grande do Norte (Bezerra *et al.*, 2003), além de áreas adjacentes à Baía de Todos os Santos na Bahia (Martin *et al.*, 1984; Carvalho, 2000). No caso do Rio Grande do Norte, por exemplo, Bezerra *et al.* (2003) não encontraram registros da oscilação do NRM como documentados em outras áreas do Brasil, sendo essa diferença interpretada para aquela área como resultado de tectonismo recente ou mudanças climáticas locais. Na realidade, os padrões de paleo-NRM reconstituídos para aquela região diferem significativamente das demais regiões do Brasil, e sugerem importante controle tectônico (Bezerra *et al.*, 1998; Bezerra & Vita-Finzi, 2000). Vale ressaltar, que essa região do Brasil é conhecida por intensa atividade sísmica atual (DeMets *et al.*, 1990; Bezerra & Vita-Finzi, 2000).

Com base nestas colocações, fica claro que existem divergências nos dados existentes para o NRM ao longo da costa brasileira, testados por diferentes metodologias. Parte dessas divergências é devida ao registro geológico ainda

incompleto ou por se assumir que as oscilações do NRM tenham acontecido de forma horizontal para todas as áreas da costa do Brasil. A tectônica é um fator que merece ser melhor investigado como causa de possíveis variações do nível do mar na região nordeste do Brasil, dada sua história neotectônica (Bezerra *et al.*, 2000, 2008; Rossetti *et al.*, 2011a,b; Andrades Filho, 2014; Andrades Filho *et al.*, 2014).

6. MÉTODOS

Para a presente pesquisa, foram empregadas análises faciológicas e icnológicas, com a finalidade de realizar interpretações paleoambientais para os depósitos da Formação Barreiras e dos Sedimentos Pós-Barreiras. Além disso, dados cronológicos subsidiaram as interpretações para os sedimentos quaternários.

6.1. ANÁLISE ICNOLÓGICA

A descrição icnológica foi baseada nas técnicas para descrição de icnofábricas definidas em Netto (2001), com avaliação dos principais icnogêneros presentes e estimativa do índice de bioturbação de acordo com Taylor & Goldring (1993). Para a caracterização das icnofábricas, foram levados em consideração os seguintes aspectos: tipo de estrutura biogênica (de bioturbação, bioerosão ou biodeposição), icnodiversidade, tamanho das escavações, padrões de agrupamentos e intensidade de ocorrência (ou índice de bioturbação – BI), entre outros aspectos complementares discutidos no capítulo 5.1.

A caracterização das icnofábricas tem como base uma amostra ideal marinha rasa, já que esses ambientes mostram maiores icnodiversidade e intensidade de bioturbação, com melhor representação dos níveis e hábitos tróficos do bento (Frey, 1975; Bromley, 1996; Pemberton *et al.*, 2001; Buatois *et al.*, 2002). Além disso, a fauna costeira é composta essencialmente por organismos marinhos que toleram redução no gradiente de salinidade (Pemberton & Wightman, 1992), sendo necessário um parâmetro marinho raso plataformar para comparação. O parâmetro utilizado foi baseado em estudos da bibliografia icnológica especializada, com ênfase em icnofaunas marinhas rasas e plataformais ideais, além da comparação com o trabalho realizado por Netto & Rossetti (2003), que descreveram as icnofaunas marinho-transicionais da Formação Barreiras em afloramentos na região norte do Brasil.

Além das descrições de campo, o detalhamento das assembleias icnológicas foi complementado por registro fotográfico.

6.2. ANÁLISE FACIOLÓGICA

A análise faciológica foi baseada nos conceitos de fácies sedimentares apresentados em Walker (1996). As descrições dos estratos se concentraram em características como: a) descrição de fácies, observando parâmetros como geometria, estruturas sedimentares, textura, mineralogia, conteúdo fossilífero, padrão de paleocorrentes e análise de assembleias icnológicas; b) análise do arranjo arquitetural das fácies, utilizando-se perfis verticais; e c) quando possível, mapeamento de superfícies chaves formadas por erosão ou quebras maiores na sedimentação. Essas características foram registradas em seções e perfis litoestratigráficos. A obtenção de fotomosaiscos e fotografias de detalhe serviram para complementar o registro sedimentológico, e constituíram uma base de dados importante para detalhamento das características sedimentológicas e estratigráficas fora do campo. Esta ferramenta foi importante principalmente para completar a análise do arranjo arquitetural das fácies. Trabalhos de campo utilizando seções geológicas em combinação com perfis verticais complementaram a documentação dos elementos faciológicos arquiteturais. Após registro em campo, os dados faciológicos foram devidamente digitalizados em programa de *design* gráfico Corel DRAW (versão X5).

6.3. DATAÇÃO ABSOLUTA

O controle cronológico dos Sedimentos Pós-Barreiras foi obtido por LOE em pontos de maior interesse na área de estudo. Já existe um banco de dados contendo idades para esses depósitos, que formaram parte de publicação prévia (Rossetti *et al.*, 2011b, 2012). Para o desenvolvimento do presente projeto, amostras adicionais foram coletadas objetivando completar esse banco de dados e possibilitar um melhor controle cronológico para os Sedimentos Pós-Barreiras.

As datações foram realizadas no Laboratório de Vidros e datação (LVD) da Faculdade de Tecnologia de São Paulo-FATEC. As amostras foram inicialmente submetidas a uma limpeza química com uso de HF e, posteriormente, HCl a 20%. Adicionou-se politungstanato de sódio para eliminação de carbonatos da superfície dos grãos de quartzo e feldspato, de possíveis fluoretos formados na solução com HF, e de minerais pesados. Após limpeza com água destilada e acetona, alíquotas das frações

0,180-0,088 mm foram usadas para a medida de TL_{NAT}/LOE_{NAT} (5 leituras). Nas outras alíquotas, aplicou-se o seguinte protocolo: 1. exposição à luz solar durante, no mínimo, 16 horas; 2. irradiação com radiação- γ , com doses crescentes pré-estabelecidas, dependendo da idade suposta teoricamente por evidências geológicas; 3. tratamento térmico de 200⁰C por 10 min, para eliminar os picos com temperaturas baixas (<250⁰C); 4. medições de LOE (no mínimo 5 de cada dose); e 5. medições de LOE residuais (amostras sem irradiação artificial com raios- γ).

As medidas de LOE foram feitas com um equipamento da *Daybreak Nuclear and Medical Systems Incorporated*, Modelo 1100. As irradiações foram efetuadas no IPEN/CNEN-SP, centro de irradiações com fonte de ⁶⁰Co e atividade em torno de 1480 Ci.

As datações por LOE foram feitas seguindo-se protocolo SAR seguindo os padrões estabelecidos na literatura especializada (p.e., Wintle & Huntley, 1979; Duller, 2008; Preusser *et. al*, 2008; Wintle, 2008; ver Cap. 5.3).

7. RESULTADOS

Este capítulo tem o objetivo de apresentar os resultados desta pesquisa, que foram compilados em forma de dois artigos científicos e um capítulo. O capítulo 7.1, apresentado sob forma de artigo, é intitulado: “*Sedimentary record of the Miocene transgression in northeastern Brazil*”, que será submetido para a revista *Sedimentary Geology* ainda antes da defesa desta tese. Dentre os resultados relevantes deste artigo, destacam-se: (i) reconhecimento de ambiente costeiro influenciado por maré, devido à abundância de depósitos canalizados, estruturas sedimentares relacionadas a correntes de maré, mistura de sedimentos de procedência fluvial e marinha, e icnofábricas indicativas de condições de água salobra; (ii) sistema estuarino dominado por ondas foi proposto pela ocorrência de depósitos de baía central estuarina, delta de maré/ leque de transbordamento, canal de *inlet*/canal de maré, e antepraia; (iii) presença de depósitos estuarinos de idade miocênica recobrimdo discordantemente rochas cretáceas, o que levou à interpretação de deposição durante elevação do NRM seguido a um período prolongado de não-deposição e/ou erosão, que culminou com o desenvolvimento de um limite de sequência; e (iv) a natureza marinha dos depósitos da Formação Barreiras na área de estudo amplia o registro da transgressão miocênica ao longo da costa brasileira.

O capítulo 7.2 está também em forma de artigo, sendo intitulado: “*Neotectonic evolution of the Brazilian northeastern continental margin based on sedimentary facies and ichnology*”. Este artigo foi publicado na revista *Quaternary Geology*, em agosto de 2014. Dentre seus principais resultados, destacam-se: (i) icnofábrica dominada por *Thalassinoides* registrada em arenitos datados entre 60.0 (± 1.4) e 15.1 (± 1.8) ka, a 38 m de altitude acima do nível do mar atual; (ii) paleoambiente marinho raso a costeiro proposto com base na análise sedimentológica integrada a análise icnológica; (iii) depósitos marinhos em posição topograficamente elevadas que não são explicados por oscilações do NRM, já que eles foram formados durante período de queda do NRM correspondente à última glaciação; (iv) soerguimento tectônico foi proposto como a hipótese mais plausível para explicar a ocorrência dos depósitos do quaternário tardio localizados a 38 m acima do nível do mar atual; e (v) as taxas de soerguimento estimadas revelam deformação tectônica ao longo da margem nordestina brasileira mais intensa que previamente reconhecida para a margem passiva sulamericana.

No capítulo 7.3, serão apresentadas interpretações paleoecológicas detalhadas da Formação Barreiras, em complementação à análise icnológica genérica apresentada em combinação à análise faciológica do capítulo 7.1. Dentre os resultados do capítulo 7.3, destaca-se o reconhecimento de: (i) quinze icnofábricas para os paleoambientes propostos no cap. 7.1, que permitiram reconhecer os fatores ecológicos limitantes durante o momento de deposição e que condicionaram o estabelecimento da fauna bentônica; (ii) três assinaturas icnológicas de maior significado paleoambiental, sendo uma representativa de condições de águas oligoalinas em ambientes estuarinos: icnofábrica de *Taenidium*, uma representativa do domínio de águas mesoalinas: icnofábricas de *Planolites-Palaeophycus-Thalassinoides* e de *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus*, e uma representando uma superfície *stiffground*: icnofábrica de *Ophiomorpha-Gyrolithes*; (iii) uma superfície em *stiffground*, que permitiu identificar uma superfície autogênica nos depósitos costeiros estudados, que foi relacionada à transladação local de fácies estuarinas em direção ao mar; e (iv) de condições químicas da água (salinidade e oxigenação) que interferiram na distribuição da fauna bentônica e que se refletiram nas características das icnofábricas, tendo permitido refinar a interpretação paleoambiental dos sistemas deposicionais na área de estudo.

7.1. SEDIMENTARY RECORD OF THE MIOCENE TRANSGRESSION IN NORTHEASTERN BRAZIL

Rosana Gandini^{1*}, Dilce de Fátima Rossetti², Renata Guimarães Netto³, Ana Maria Góes¹

¹ *Institute of Geosciences, University of São Paulo–USP, São Paulo, SP, Brazil, gandini.rosana@usp.br, goes@igc.usp.br*

² *Division of Remote Sensing, Brazilian National Institute for Space Research–INPE, São José dos Campos, SP, Brazil, rossetti@dsr.inpe.br*

³ *Graduate School of Geology, UNISINOS University, São Leopoldo, RS, Brazil, nettorg@unisinós.br*

ABSTRACT

A number of publications document the influence of the Miocene transgression on sediment deposition of several coasts worldwide. The Brazilian coast contains an impressive record of deposits formed during this time, known as the Barreiras Formation, which are mainly exposed along a narrow belt that extends more than 5,000 km in length. Despite these occurrences, only a few areas have been investigated in detail. Hence, the majority of the evidence recording the Miocene transgression in Brazil derives from the equatorial margin, with the investigation from the northeastern coast being still restricted to a few areas. However, Miocene deposits are well exposed along several coastal cliffs in this region, being exceptionally well represented in the Paraíba Basin, where detailed facies analysis is inexistent. Facies analysis of these exposures has the potential to expand the sedimentary record of the Miocene transgression in this region. Thus, this work aimed to reconstruct the sedimentary processes and depositional environments of Miocene deposits in the Paraíba Basin integrating faciological and ichnological analyses. The results revealed a variety of tidal sedimentary structures, such as tidal bundles, reactivation surfaces and mud drapes, as

well as the predominance of brackish-water trace fossil assemblages. Several depositional environments were recognized, which consist of estuarine channel, estuarine central basin, tidal inlet/tidal channel, tidal delta/washover, tidal flat/shoal and foreshore. These were related to deposition in a wave-dominated estuarine setting. The prevalence of sediment deposition within estuarine valleys in this areas constitutes amplifies the impact of the Miocene transgression along the northeastern Brazil's coast.

KEYWORDS: Miocene, Barreiras Formation, Paraíba Basin, estuary, sea level

7.1.1. INTRODUCTION

Great part of the Brazilian coast is represented by numerous cliffs consisting of siliciclastic deposits known as Barreiras Formation. Although this unit was initially regarded as Pliocene in age (e.g., Mabesoone et al., 1972; Suguio et al., 1986; Alheiros et al., 1988; Alheiros and Lima Filho, 1991) several investigations undertaken in the last decades related these deposits mostly to the early/middle Miocene (Leite, 2004; Arai et al., 1988; Rossetti et al., 2013). In addition, the attribution of this unit as entirely continental in origin (e.g., Oliveira and Leonardos, 1943; Bigarella, 1975; Mabesoone et al., 1972; Suguio et al., 1986; Alheiros and Lima Filho, 1991; Vilas Boas et al., 2001; Araújo et al., 2006; Lima et al., 2006) has changed through the years as more detailed facies analysis has been presented. However, physical sedimentary structures diagnostic of tidal currents and trace fossils typical of coastal marine environments were described in these deposits, which led to relate them to estuarine depositional settings.

The first reference of marine influence in the Barreiras Formation was presented by Rossetti et al. (1989, 1990) when focusing these deposits in sedimentary basins of northern Brazil. The evidence of marine influence was extended eastward along the

equatorial Brazilian margin, with descriptions of numerous sedimentary structures typical of tidal currents and nearshore to brackish water trace fossil assemblages (Rossetti 2000, 2001, 2006; Netto and Rossetti, 2003; Rossetti and Santos Jr., 2004).

The marine influence in the Barreiras Formation exposed along the Brazilian northeastern coast was long suggested, but only with short communications (e.g., Salim et al., 1975; Menezes et al. 1998). However, detailed works with definitive evidence of marine processes in these strata were presented only more recently, with investigations in the onshore Sergipe-Alagoas Basins (Rossetti and Góes, 2009) and along several basins in the littoral of the State of Bahia (Rossetti and Dominguez, 2012).

The recognition of Miocene strata with marine influence along some areas of the Brazilian coast sparked interest to investigate the Barreiras Formation in more detail. This interest is mainly due to the potential of this unit to have imprints of the Miocene transgression, when sea level is estimated to have been at least a few dozen meters above the modern one (Miller et al., 2005). Increasing the record of marine influence to other areas of the Brazilian coast is a step forward to better demonstrate the extension of the Miocene transgression in the South American continent.

The Barreiras Formation is well exposed along several coastal cliffs in the onshore Paraíba Basin, constituting an important additional record to verify the influence of marine processes during its deposition. Despite this relevance, studies focused in facies analysis have yet not been undertaken in this area. This work provides a detailed sedimentological study of the Barreiras Formation exposed along the southern littoral of the State of Paraíba, aiming to reconstruct the sedimentary processes involved in its deposition and to discuss the main depositional paleoenvironments. The integration of facies analysis with ichnological data favored the interpretation of the

depositional system. The data presented herein contributes to further analyze the extension of the Miocene transgression along the Brazilian territory.

7.1.2. GEOLOGICAL SETTING

The Paraíba Basin is the last marginal rift formed during the opening of the South Atlantic Ocean between the late Jurassic and early Cretaceous (Matos, 1992). The basin was established over Precambrian crystalline basement, which are formed by the crystalline rocks of the Borborema Province, corresponding to the central part of an orogenic belt formed during the Pan-African/Brazilian Orogeny at ~600 Ma (Brito-Neves et al., 2004). It is bounded by the Pernambuco Lineament to the south and Mamanguape Fault to the north (Fig. 11). Several other faults are present in this basin, and they usually record reactivation of basement structures (e.g., Bezerra and Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2014). These consist of an abundance of normal and reverse faults associated with anticlines and synclines that deformed the post-rift sedimentary units. The deformation extended into the Neogene and even Quaternary sedimentary deposits (e.g. Bezerra and Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2008; Ferreira et al., 2008; Moura-Lima et al., 2011; Rossetti et al., 2011a, b, 2012; Balsamo et al., 2013). These data are consistent with the proposal that the Basin is located in one of the most seismically active areas in intraplate South America (e.g., Matos, 1992).

Figura 11. Location map of the study area in northeastern Brazil. A) Generalized geological map with location of the study area in the Paraíba Basin, between the Mamanguape and the Pernambuco tectonic lineaments. Box locates the study area. B) Detailed geological map of the study area with location of the studied sections (modified from Rossetti et al., 2011a).

The onshore sedimentary fill of Paraíba Basin include 6 sedimentary units (Fig. 12). The filling started in the Coniacian–Santonian with deposition of the Beberibe Formation (Beurlen, 1967). This unit is overlain by calcareous sandstones and siltstones of the Campanian Itamaracá Formation (Kegel, 1955; Lima Filho et al., 1998). The sedimentation continued in the Maastrichtian, with the establishment of a carbonate platform represented by the Gramame Formation (Oliveira, 1940; Beurlen, 1967). Carbonate sedimentation continued up to the Paleogene, with deposition of the Maria Farinha Formation (Beurlen, 1967). After a prolonged period of subaerial erosion, siliciclastic deposition was re-established with the Barreiras Formation (Alheiros et al., 1988). This phase took place in the Miocene (e.g., Rossetti et al., 2012, 2013). According to these authors, an interval of non-deposition that extended up to the Quaternary resulted in an unconformity marked by a ferruginous lateritic soil horizon at the top of this stratigraphic unit. Sedimentation returned to the Paraíba Basin only in the late Quaternary, with deposition of the Post–Barreiras Sediments (Rossetti et al., 2007).

The Barreiras Formation is well exposed in several coastal cliffs of the study area, forming a succession unconformably overlying Cretaceous deposits of the Maria Farinha Formation, and underlying quaternary deposits of the Post-Barreiras Sediments (Fig. 12). These deposits consist of not lithified, quartzose, cross-stratified, very fine- to coarse-grained sandstones, interbedded with conglomerates, mudstones and heterolithic deposits. The sedimentary succession is mainly organized into fining upward cycles, with coarsening upward cycles occurring locally (Fig. 13A-C). The sandstones contain structures related to tidal currents, such as alternating thicker/thinner foreset packages generally marked by reactivation surfaces bounded by mud layers (i.e., tidal bundles) and locally herringbone crossbedding. Trace fossils occur preferentially in the finer-grained deposits.

Figure 12. Stratigraphic chart of the Paraíba Basin (modified from Rossetti et al. 2012).

Figure 13. A) General view of Coqueirinho section with the location of profiles a-f, showing the dominance of sandstones deposits, interbedded with conglomerates, pelites and heterolithic deposits, where the succession is dominantly organized in fining and thickening upward cycles. Note the abundance of normal and reverse faults associated with anclines and synclines folds that cut the Barreiras Formation and modified their original stratigraphy. Bar to scale: 5 m. B) Frontal view of Coqueirinho section, where are located the profile f. Bar to scale: 5 m. C) Detail of profile f, showing the internal organization and intercalation of facies association B, D, A and C (estuarine central bay, tidal delta/washover, estuarine channel and tidal inlet/tidal channel, respectively). Person to scale: 1.70 m.

7.1.3. MATERIAL AND METHODS

The sedimentological analysis was based on the analysis of five coastal cliffs. One is at the Cabo Branco Beach (7°08'45"S; 34°58'08"W) in the city of João Pessoa. The others are in the district of Conde, and occurs in the Tabatinga (7°18'46.87" S; 34°48'10.40" W), Coqueirinho (7°20'19.46" S; 34°48'02.09" W), Tambaba (7°21'57" S; 34°47'59" W), and Abiaí (7°24'47.27" S; 34°48'23.69" W) (Figs. 11, 14, 15) beaches.

The data set includes descriptions of 11 lithostratigraphic sections ranging from 13 to 60 m in height. The descriptions of sedimentary facies included parameters such as lithology, texture, sedimentary and biogenic sedimentary structures and bed contact. Facies characteristics were documented in lithostratigraphic profiles, and recorded in photographs. This work was complemented by detailed descriptions of ichnofabrics considering main ichnotaxobases, as proposed by Bromley (1996). The ethological classification, potential trophic behavior, ichnodiversity, burrow size, degree of bioturbation and tiering structure were the parameters used in the ichnological analysis. The degree of bioturbation was measured following Taylor and Goldring (1993), who defined a bioturbation index – BI, ranging from 0 (no bioturbation) to 6 (complete bioturbation). The terminology for environmental zonation of coastal estuarine deposits was based on Dalrymple et al. (1992), Dalrymple (2010) and Boyd (2010).

Figure 14. Stratigraphic profiles, location map and legend of the sections 1 (Cabo Branco section), 2a and 2b (Tabatinga section), 4 (Tambaba section) and 5 (Abiaí section).

Figure 15. Stratigraphic profiles of the section 3 (Coqueirinho section).

7.1.4. DESCRIPTION OF FACIES ASSOCIATIONS

The analysis of the Barreiras Formation in the study area resulted in 22 sedimentary facies (Table 2), which were grouped into 6 facies associations (Table 3). These were related to the following depositional paleoenvironments: estuarine channel, estuarine central bay, tidal inlet/tidal channel, tidal delta/washover, tidal flat/shoal, and foreshore.

7.1.4.1. FACIES ASSOCIATION A (ESTUARINE CHANNEL)

This facies association is the best represented in the study area, occurring in all sections (Figs. 14, 15). It is mainly characterized by sandy deposits bounded at the base by sharp, slightly concave-up surfaces with erosional reliefs 2 to 3 m at the outcrop scale (Fig. 16A). This basal surface is frequently mantled by lags of quartz pebbles and/or rip-up clasts up to 20 cm in diameter. This association forms packages tens of meters in length and more than 20 m in thickness that are internally organized into fining- and thinning-upward cycles up to 5 m thick each. Three types of deposits were recognized within these cycles, and they were related to the following sub-associations: A1 (active channel), A2 (single or compound bars) and A3 (abandoned channel). Sub-association A1 corresponds to deposits up to 24 m thick formed by facies Cg and CxS (Table 2). Facies Cg consists of conglomerates with pebbles up to 10 cm in diameter of quartz and intraformational mudstone within a matrix of poorly sorted, generally feldspathic, coarse- to medium-grained sandstone. These deposits are either massive or display medium- to large-scale, trough cross-stratification (Fig. 16C). Facies Cg grades upward into small- to medium-scale, tabular- or trough cross-stratified sandstones (facies CxS) (Fig. 16D; Table 2). These are poorly- to moderately-sorted, quartzose or feldspathic, coarse- to very-coarse grained. Herringbone cross-stratification is present in

Figure 16. Sandy dominated deposits of facies association A (estuarine channel). A) General view of the base of facies association A, with sandy deposits bounded at the base by sharp, slightly concave-up surfaces with erosional reliefs. Person to scale: 1.70 cm. B) Lags of quartz pebbles and rip-up clasts of

intraformational mudstone which frequently mantle the basal erosional surface of sub-association A1 (active channel). Length of hammer to scale: 17 cm. C) Facies Cg of sub-facies association 1 (active channel) showing *Ophiomorpha* ichnofabric (blue arrows) and mud clasts (white arrow). Bar to scale: 15 cm. D) Facies CxS, showing mud clasts and *Skolithos-Palaeophycus-Arenicolites* ichnofabric. Bar to scale: 15 cm. E) Herringbone cross-stratification present in facies CxS (black square). Bar to scale: 10 cm. F, G) Reactivation surfaces (white arrows) and mud drapes (blue arrows) recorded in facies CxS. Length of hammer to scale: 17 cm. Bar to scale: 10 cm.

In this lithofacies (Fig. 16E), which may also contain dispersed pebbles of quartz and intraformational mudstone. Reactivation surfaces and mud drapes (Fig. 16F-G) are recorded pervasively throughout facies CxS, and they locally define alternating thicker/thinner foreset pairs.

Sub-association A1 grades laterally or upward into sub-association A2, which consists of moderately sorted, quartzose or feldspathic, fine- to medium- grained, and less commonly, coarse-grained-sandstones with one or a combination of the following facies (Table 2): compound-stratified sandstone (facies CmS); parallel- to low-angle cross-stratified sandstone (facies PCxS); and large-scale, inclined-stratified sandstone (facies IS). Facies CmS are characterized by large-scale (i.e., 2 to 4 m thick), low-angle dipping ($\sim 15^\circ$), cross bedded, generally fine- or medium-grained sandstone internally with superimposed, small- or medium-scale, either tabular or trough cross beds (Fig. 17A-C). Mud clasts may be present, particularly associated with coarser grain sizes. The superimposed cross sets usually ascend (climb) (Fig 17A-B) upon the large-scale foresets, although descending cross sets are also present (Fig. 17C). Foresets within the superimposed cross sets also dip at low angle. As recorded in facies CxS of sub-association A1, the climbing cross sets in this instance also display abundant reactivation surfaces and mud drapes (see black arrows in Fig. 17C), although thicker/thinner foreset pairs were not observed. The top of these beds are bounded by thin mud layers and/or mud clasts (see white arrows in Fig. 17C). Facies PCxS is characterized by fine- or medium-grained sandstones with parallel laminations that

Figure 17. A, B) Sub-association A2 (single or compound bars) represented here by the compound-stratified sandstone (facies CmS) showing the low-angle dipping, with internal superimposed cross sets and mud drapes. Hammer to scale: 30 cm. C) *Ophiomorpha* (Op) can be founded in facies CmS. The top of superimposed cross sets and the internal climbing cross sets display reactivation surfaces (white arrows) and thin mud layers (black arrows). Bar to scale: 15 cm. D) Parallel laminations that grade laterally or upward into low-angle cross stratification in facies PCxS. Scale: 20 cm.

grade laterally or upward into low-angle cross stratification (Fig. 17D). Facies IS corresponds to fine- to medium-grained, and locally coarse-grained sandstone with large-scale, low-angle (<15°) dipping, single stratification with thicknesses similar to facies CxS. Reactivation surfaces with or without mud drapes separate foreset packages 15 to 20 cm in thickness.

Sub-association A3 occurs typically overlying sub-associations A1 and A2, completing fining- and thinning-upward cycles. The sub-association A3 locally fill large, though shallow (< 2 m deep), depressions several tens of meters long and up to 1 m thick. These overlap erosional and concave-up basal surfaces. The deposits in this sub-association are composed essentially by the finest-grained lithologies of association A, which include heterolithic-bedded deposits (facies Ht) and massive mudstone (facies Md)(Table 2). The heterolithic-bedded consists mainly of wavy and lenticular beddings. These are characterized by alternating sandstone and mudstone layers commonly 1-2 cm thick). The sandstone is mainly massive and, less commonly, trough cross-stratified. The massive mudstone (facies Md) is slightly endurated and frequently displays rootlets (Fig. 18A).

Facies Association A contains *Ophiomorpha* (Fig. 18B), *Skolithos-Palaeophycus-Arenicolites* ichnofabrics and, subordinately, *Gyrolithes-Rhizocorallium-Palaeophycus* (Fig. 18C) and *Planolites-Palaeophycus*.

7.1.4.2. FACIES ASSOCIATION B (ESTUARINE CENTRAL BAY)

Facies association B is better recorded in the Coqueirinho section, although it is also present in the Cabo Branco and Tambaba sections. In the first locality, they occur usually intergrading with association C and, less commonly, F (Figs. 13B,C, 15). At this locality, they can also be observed underlying association C, in which instance the

Figure 18. A) Rootlets (white arrows) are common in massive mudstone (facies Md). Bar to scale: 10 cm. B) *Ophiomorpha* ichnofabric (white and vertical burrows) is the most common ichnological assemblage presents in facies of sub-association A1 (active channel) and also in sub-association A2 (single or compound bars) of facies association A (estuarine channel). Spatula to scale: 20 cm. C) Facies Ht showing *Gyrolithes-Rhizocorallium-Palaeophycus* ichnofabric. Bar to scale: 1.5 cm.

contact is sharp. The contact is also invariably sharp where association B overlies association A. Facies association B is mostly intergraded with facies associations C, D or F in the Cabo Branco and Tambaba sections (Fig. 14, profiles 1,4). Deposits of facies association B configure packages up to 4 m thick that are laterally continuous for several meters or tens of meters along the outcrops, with eventual lateral pinch out. The basal contact is generally sharp and planar, although it can also be slightly concave-upward similarly to facies association A. The lithologies are also somehow similar to the ones recorded in sub-facies A3, with the presence of all fine-grained deposits. However, in this instance, these muddy facies are thicker and grade downward into association C, instead of sub-associations A1 and A2. In addition, association B includes other facies, such as laminated mudstone (LmD) and massive limestone (facies Mlm), particularly in the Tambaba section where this association is better developed (Fig. 19A,B; Table 2). These facies are interbedded, with the former forming packages up to 1.5 m thick and the latter < 0.35 m thick.

A further remarkable characteristic of facies association B is the occurrence of trace fossils expressed by the following ichnofabrics: *Planolites-Palaeophycus*, *Gyrolithes-Palaeophycus*, *Ophiomorpha-Gyrolithes*, *Thalassinoides-Palaeophycus-Cylindrichnus* and *Planolites-Palaeophycus-Lockeia* (Fig. 19C). At places, such as in the Coqueirinho section, this association was pervasively disturbed by roots (Fig. 19D). Root marks can reach up to 5 cm in length and furnish a mottled aspect to these deposits.

7.1.4.3. FACIES ASSOCIATION C (TIDAL INLET/TIDAL CHANNEL)

These deposits are well exposed in the Tambaba and Coqueirinho sections, although they also occur in the Cabo Branco section (Fig. 14, profiles 1,4; Fig. 15). This

association is mostly interbedded with associations B, E and F. Association C shares many characteristics with association A, such as basal erosional surface locally mantled by lags of quartz pebbles and/or intraformational mudstone, concave-up geometry, as well as fining- and thinning-upward successions (Fig. 13C, 19C). However, in this instance, the deposits are generally finer-grained, as well as more quartzose and bioturbated than in association A. The sedimentary facies are chiefly sandy, including well sorted, fine- to medium-grained sandstones with disperse quartz pebbles and mud intraclasts. The sedimentary facies consists of bioturbated sandstone (facies Bs), and less commonly tabular/trough cross-stratified sandstone (facies CxS). The former (Fig. 19E, F) contains the following ichnofabrics: *Taenidium*, *Planolites-Palaeophycus*, and *Palaeophycus-Planolites-Thalassinoides*. In some places (e.g., Fig. 14, profile 4; Fig. 15, profiles 3b, d,e,f), bioturbation was intense enough to homogenize the entire deposit, in which instance individual trace fossils could not be identified. Facies CxS contains tabular or trough cross sets, in general of medium scale. Packages of foresets up to 0.5 m thick are defined by reactivation surfaces bounded by mud drapes. The reactivation surfaces and/or mud drapes locally bound laterally alternating thicker/thinner foreset packages.

A remarkable observation made only in the Tambaba section is a discontinuous surface at the top of facies associations B to F. Such surface is marked by *Ophiomorpha-Gyrolithes* ichnofabric, which are filled with sediments derived from the overlying facies associations C and A (Fig. 19C).

Figure 19. A, B) View of the lower part of Tambaba section (profile 4), where the facies representative of facies association B (estuarine central bay) occur interbedded, and interfinger with facies of facies association D (Tidal delta/Washover). B: facies association B (estuarine central bay). D: facies association D (Tidal delta/Washover). Hammer to scale: 30 cm. C) *Ophiomorpha*-*Gyrolithes* ichnofabric are present in facies association B (estuarine central bay), where the burrows are filled with sediments derived from the overlying facies association C and A (estuarine channel). The basal erosional surface mantled by lags of quartz pebbles and intraformational mudstone characterize the base of facies association C. A discontinuous surface at the top of the set consisting of facies associations B to F is highlighted due to the fact that it is marked by this ichnofabric. B: facies association B (estuarine central bay). C: facies association C (tidal inlet/tidal channel). A: facies association A (estuarine channel). Op: *Ophiomorpha*. Gy: *Gyrolithes*. Bar to scale: 10 cm. D) Facies association B is disturbed by root marks. Bar to scale: 1.5 cm. E, F) Common aspect of bioturbated sandstone (Facies Bs) of facies association C, with *Palaeophycus*-*Planolites*-*Thalassinoides* ichnofabric in figure E, and *Planolites*-*Palaeophycus* ichnofabric in figure F. The both ichnofabrics are overprinting by *Taenidium* ichnofabric (white/black arrows). Scale bar in E: 5 cm. Scale in F: 5 cm.

7.1.4.4. FACIES ASSOCIATION D (TIDAL DELTA/WASHOVER)

This association is exposed in the lower part of Coqueirinho and Tambaba sections. In the latter, this association intergrades with carbonates and muddy sandstones of association B, as well as heterolithic deposits of association E (Fig. 13C; Fig.14, profile 4; Figs.15, 19A,B). Association D consists of very fine- to fine-grained, well-sorted, quartzose sandstone which typically occurs as lenses a few tens of meters in length (Fig. 13C). These deposits are internally characterized by coarsening-upward successions up to 1.5 m in thickness (Fig. 19A,B). The sandstones are dominantly massive (facies Ms) and bioturbated (facies Bs) (Figs. 19A,B, 20A,B; Table 2), with the latter usually being concentrated at the top of this association. The *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus* ichnofabric is observed in facies Bs (Fig. 20A,B).

7.1.4.5. FACIES ASSOCIATION E (TIDAL FLAT/SHOAL)

This facies association occurs also only locally, being characterized by laterally continuous, tabular strata up to 2.5 m in thickness that intergrade with facies associations A and B. Association E consists essentially of heterolithic deposits (facies Ht), including flaser, wavy and lenticular beddings (Fig. 20C,D). Massive mudstone (Md) may also occur in this association (Table 2). The deposits are arranged into fining-upward cycles. In the Cabo Branco section, this association forms laterally continuous, tabular packages up to 0.5 m in thickness composed of fine-to very fine-grained sandstones alternated vertically with thinly bedded heterolithic deposits (facies Ht) and laminated mudstone (facies Lmd) (Table 2); individual beds average 5 to 10 cm thick. The sandstone layers in this instance are fine- to medium-grained, well-sorted, feldspathic, with parallel lamination. They are rhythmically alternated with cross lamination (Facies PLS) or with small-scale, tabular or trough cross-stratification (facies

CxS) with abundant reactivation surfaces and/or mud layers; sets are generally bounded by thin (i.e., millimeter-thick) mud layers. The heterolithic deposits vary from flaser, wavy to lenticular. Facies Association E locally exhibits the ichnofabrics of *Planolites*, *Palaeophycus*, *Skolithos* and *Palaeophycus-Planolites*.

Figure 20. A) The common aspect of bioturbated sandstone (facies Bs) of facies association D (tidal delta/washover) showing *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus* ichnofabric. Bar to scale: 5 cm. B) Close up of *Thalassinoides* isp. preserved at the top of top of this association. Bar to scale: 3 cm. C) Heterolithic deposits (facies Ht) of facies association E (tidal flat/shoal), including flaser, wavy and lenticular beddings. Hammer to scale: 30 cm. D) Detail of wavy and lenticular beddings of facies Ht. Hammer to scale: 30 cm. E, F) Parallel to low angle truncating cross-stratification (facies PCxS) that intergrade with tabular/trough cross stratification (facies CxS) of Facies association F (foreshore).

Hammer to scale: 10 cm. F) *Ophiomorpha* is the only one ichnofabric observed in this association. Bar to scale: 10 cm.

Table 2. Lithofacies from Barreiras Formation of Paraíba Basin.

SEDIMENTARY FACIES	FACIES DESCRIPTION	ICHTNOFABRICS	INTERPRETATION
A1) Cg Trough cross-stratified conglomerates facies	Poorly- to moderately-sorted, sub rounded to rounded pebbles of quartz and intraformational mudstones, matrix of coarse- to medium-grained sandstones, medium to large scale, trough cross-stratification	<i>Ophiomorpha</i> (BI 3-4)	Lag concentration and migration of sinuous-crested bedforms, under unsteady, combined flow conditions
A2) CxS Tabular, trough cross-stratified sandstone facies	poorly- to moderately-sorted, quartzose, fine- to coarse-grained sandstones, small to medium scale, tabular and trough cross-stratifications, opposed-dipping cross strata herringbone cross stratification, reactivation surfaces bounded by mud layers, mud drapes, pebbles of quartz and intraformational mud clasts	<i>Skolithos-Palaeophycus-Arenicolites</i> (BI 3) <i>Ophiomorpha</i> (<i>Skolithos-Conichnus</i>)(BI 4-5)	High flow energy under subaqueous, tidal influenced conditions
A3) CmS Low angle compound stratification sandstone	finer- to coarser-grained, moderately-sorted sandstone, with low angle dipping (~15°), large scale cross sets internally showing superimposed, medium scale, either tabular or trough cross beds, mud clasts founded associated with coarser grain sizes, superimposed cross sets usually ascend (climb) upon the large scale foresets, abundant reactivation surfaces and mud drapes in climbing cross sets, top of beddings bounded by thin mud layers	<i>Ophiomorpha</i> (BI 1; 4-5)	Migration of straight-and sinous-crested, large scale bedforms under unsteady, mostly combined flow regime, possibly interacting with tidal currents (tidal channel and bars)
A4) PCxS Parallel to low angle cross stratified sandstone	Finer- to medium-grained, well sorted, parallel to low angle cross stratified sandstone, displaying a intercalation of fine sandstone with thin layers of heavy minerals.	No bioturbated	Migration of straight-and sinous-crested, large scale bedforms under unsteady, mostly combined flow regime, possibly interacting with tidal currents (tidal channel and bars)

A5) IS Large scale inclined stratification sandstone	finer- to medium-grained sandstone, locally coarse-grained, showing large scale inclined stratification (2 to 4 m in thickness). This stratification is internally characterized by packages of foresets with 15 to 20 cm in thickness, separated of reactivation surfaces, locally with mud drapes separate de foresets packages	No bioturbated	Migration of straight-and sinous-crested, large scale bedforms under unsteady, mostly combined flow regime, possibly interacting with tidal currents (tidal channel and bars)
A6) Ht Heterolithic bedded deposits	Intercalation of sandstones and mudstones with layers in sharp contacts, showing wavy and lenticular bedding. Lenticular/wavy bedding is characterized by alternating sandstone and mudstone layers commonly 1-2 cm thick laminae, massive, and less commonly with trough cross lamination.	<i>Gyrolithes-Rhizocorallium-Palaeophycus</i> (BI 4-5)	Fluctuating periods of suspension (mud) and bedload (sand) deposition, during fluctuations of energy-decrease and increase
A7) Md Massive mudstone	massive to laminated mudstones. Mudstone is slightly endurated and frequently display rootlets	<i>Planolites-Palaeophycus</i> (BI 3) Root traces	Fluctuating periods of suspension (mud) and bedload (sand) deposition, during fluctuations of energy-decrease and increase
B1) Md Massive mudstone	very fine- to finer-grained, moderately-sorted massive mudstone, with disperse quartz granules.	<i>Planolites-Palaeophycus</i> (BI 4-5) <i>Ophiomorpha-Gyrolithes</i> (BI 3-4) <i>Gyrolithes-Palaeophycus</i> (BI 3-4) Root traces	Setting from suspension
B2) Ht Heterolithic bedded deposits	Intercalation of sandstones and mudstones with layers in sharp contacts, showing wavy and lenticular bedding.	No bioturbated	Fluctuating periods of suspension (mud) and bedload (sand) deposition, during fluctuations of energy-decrease and increase
B3) Lmd Laminated mudstone	Laminated to thinly-bedded mudstone, muddy and sandy siltstone	<i>Thalassinoides-Palaeophycus-Cylindrichnus</i> (BI 2) <i>Planolites-Palaeophycus-Lockeia</i> (BI 3-4) Root traces	Setting from suspension
B4) Mlm	Massive terrigenous micrite and	No bioturbated	Carbonate precipitation and dissolution due to periods

Massive limestone	intramicrite with microkarst features, fenestral cavities, and nodular fabric.		of emergence, pedogenesis
C1) Bs Bioturbated sandstone	Finer- to medium- grained, well sorted, homogenized, commonly quartzose, may contain pebbles of quartz and mud clasts	Tambaba: <i>Taenidium</i> (BI 2) overprinting <i>Planolites-Palaeophycus</i> (BI 4-5) Coqueirinho: <i>Taenidium</i> (BI 2) overprinting <i>Planolites-Palaeophycus-Thalassinoides</i> (BI 2-4)	Migration of mostly straight-crested, medium scale bedforms under low to moderate energy, tidal flows
C2) CxS Tabular, trough cross-stratified sandstone facies	well-sorted, quartzose, fine- to medium-grained sandstones, small to medium scale, tabular and trough cross-stratifications, reactivation surfaces bounded by mud layers, mud drapes, pebbles of quartz and intraformational mud clasts	No bioturbated	Migration of mostly straight-crested, medium scale bedforms under moderate to high energy, tidal flows
D1) Ms Massive sandstone	very finer- to finer-grained sandstones, well sorted, massive	Root traces	Migration of mostly straight-crested, medium scale bedforms under low to moderate energy, tidal flows
D2) Bs Bioturbated sandstone	very fine- to finer-grained, moderately-sorted sandstone, homogenized, with disperse quartz granules, moderately to intensely bioturbated. Locally mudstone may be present.	<i>Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus</i> (BI 2-5)	Migration of mostly straight-crested, medium scale bedforms under low to moderate energy, tidal flows
E1) Ht Heterolithic bedded deposits	Intercalation of sandstones and mudstones with layers in sharp contacts, showing wavy and lenticular bedding.	<i>Planolites</i> ; <i>Palaeophycus</i> ; <i>Skolithos</i> (BI 1-3)	Fluctuating periods of suspension (mud) and bedload (sand) deposition.
E2) Md Massive mudstone	Massive to laminated mudstones.	No bioturbated	Setting from suspension
E3) Lmd Laminated mudstone	Laminated to thinly-bedded mudstone, muddy and sandy siltstone	<i>Palaeophycus-Planolites</i> (BI 2-3) Root traces	Setting from suspension
E4) PIS Parallel laminated sandstone	fine- to medium-grained sandstone, well sorted, feldspathic, with parallel lamination with undulating (wavy) set boundaries, locally grading into cross stratification	No bioturbated	Upper flow regime generated by combined flow

E5) CxS Tabular, trough cross-stratified sandstone facies	fine- to medium-grained sandstone, well sorted, feldspathic, small to medium scale, tabular and trough cross-stratifications, reactivation surfaces bounded by mud layers, mud drapes, pebbles of quartz and intraformational mud clasts	No bioturbated	Migration of mostly straight-crested, small scale bedforms under low to moderate energy, tidal flows
F1) PCxS Parallel to low angle cross stratified sandstone	Well-rounded and well-sorted, fine- to medium-grained sandstone, parallel to low angle cross stratification	<i>Ophiomorpha</i> (BI 3-4)	Upper flow regime, high-energy conditions due to intense swash and backwash processes
F2) CxS Tabular/Trough_cross stratified sandstone	Well-rounded and well-sorted, fine- to medium-grained sandstone, tabular/trough cross stratified sandstone	<i>Ophiomorpha</i> (BI 2-3)	Upper flow regime, high-energy conditions due to intense swash and backwash processes

Table 3. Facies Association of Barreiras Formation in the study area.

FACIES ASSOCIATION	FACIES	DESCRIPTION	DEPOSITIONAL ENVIRONMENT
A	Sub-association A1 (active channel): Cg, CxS Sub-association A2 (single or compound bars): CmS, PCxS, IS Sub-association A3 (abandoned channel): Ht, Md	- erosive lower bounding surface with prominent relief, and commonly concave-up shapes; - basal lags; - vertical/lateral thinning and/or finning facies arrangements; - dominance of tidal-generated sedimentary structures - dominance of suspension-feeders burrows	Estuarine channel
B	Md, Ht, Lmd, Mlm	- dominance of muddy deposits formed under low energy - brackish-water ichnofabrics - calcareous sedimentation	Estuarine central bay
C	Bs, CxS	- finer-grained and quartzose sandstones - sharp and erosive basal surface, concave-upward geometry, internal organization in fining- and thickening-upward cycles - higher degree of bioturbation and the more diversified ichnofabrics	Tidal inlet / tidal channel
D	Ms, Bs	- lenticular geometry and coarsening upward nature of these deposits - quartzose and well sorted sedimentary composition - lenticular sandstones overlying gradationally with estuarine central bay deposits	Tidal delta/washover
E	Ht, Md, Lmd, PIS, CxS	- lateral distribution as a tabular package interbedded with estuarine channel deposits, which suggest formation within flat areas of the estuary - heterolithic nature of these deposits dominated by parallel- to cross-laminated and flaser heterolithic beds separated by thin layers of lenticular to wavy heterolithic deposits - shallow setting experiencing fluctuating high and low flow energy	Tidal flat/shoal
F	PCxS, CxS	- fair-weather wave-generated structures, which coexist with beach face lamination - dominance of suspension feeders burrows	Foreshore

7.1.4.6. FACIES ASSOCIATION F (FORESHORE)

This facies association is well exposed in the Tambaba and Coqueirinho sections, where it forms packages up to 3.0 m thick that are laterally continuous for tens of meters. This association interfingers with deposits of facies associations A and C, being characterized by fine- to medium-grained, well-sorted, quartzose sandstone internally displaying parallel- to low angle truncating cross-stratification (facies PCxS) that intergrades with tabular/trough cross-stratification (facies CxS) (Fig. 20 E,F; Table 2). *Ophiomorpha* is the only ichnofabric observed in this association.

7.1.5. PALEOENVIRONMENTAL INTERPRETATION

The characteristics of the above-described facies associations are compatible with a tidal-influenced coastal depositional setting. The high frequency of channelized deposits, high abundance of tidal-generated sedimentary structures and varying sediment sources, are features that lead to hypothesize an estuarine depositional system. Depositional processes related to tidal currents are suggested mainly by an abundance of cross sets with reactivation surfaces, mud drapes, particularly those defining alternating thicker and thinner foreset packages, in addition to herringbone cross stratification. Such features have been indicated as diagnostic of flow velocity asymmetry, most characteristic of tidal currents (e.g., Houbodt, 1968; Allen, 1980; Dalrymple, 1984; Mowbray and Visser, 1984; Chakraborty and Bose, 1990; Nio and Yang, 1991; Simpson and Eriksson, 1991).

The sand inflow was derived from two different sources, one dominated by poorly-sorted, coarser-grained lithologies including feldspathic grains, and another one represented by well-sorted, finer-grained and quartzose grain sizes. Such characteristics, added to the tidal influence, are consistent with the proposed estuarine depositional

setting. Estuaries are restricted coastal environments formed under the influence of fluvial and marine inflows, the latter represented by the action of tidal currents and waves (Dalrymple et al., 1992; Boyd et al., 2006; Dalrymple and Choi, 2007; Boyd, 2010; Dalrymple, 2010).

In addition, an estuarine setting is further supported by the ichnological assemblages of the various facies associations described in the Barreiras Formation. Estuarine settings are strongly stressed environments due to extreme short-term variations in salinity, energy level, sedimentation rates, frequent subaerial exposure and fluctuation in food supply, temperature and oxygenation. These are main ecological factors that control the distribution of organisms throughout estuaries. For this reason, estuarine environments are inhabited only by organisms that can support the environmental stress caused by fluctuations in these limiting factors (Rhoads, 1975; Ekdale et al., 1984; MacEachern and Pemberton, 1992; Pemberton and Wightman, 1992; Pemberton et al., 2001; Buatois et al., 2005; MacEachern and Gingras, 2007; MacEachern et al., 2007a,b; Gingras et al., 2007, 2011, 2012). Among all the above-mentioned ecological factors, salinity fluctuation is the main control of the benthic distribution in estuarine settings. In general, brackish water conditions prevail in the proximal and middle estuarine environments, while near-normal salinity conditions dominate seaward (Ekdale et al., 1984; Pemberton et al., 2001; Netto and Rossetti, 2003; Buatois et al., 2005). Regarding the ichnological data, it is interesting the discontinuous surface marked by *Ophiomorpha* and *Gyrolithes*. Such occurrence may indicate a short depositional hiatus followed by the colonization of marine trace makers that were probably brought into the estuary by a transgressive pulse over a previously soft- to stiffground (Gingras et al., 2000, 2002a; Lettley et al., 2007; MacEachern et al., 2007b).

The characteristics of the ichnofabrics in the study area are consistent with an estuarine setting. This is particularly indicated by traces of infaunal invertebrates adapted to brackish-water conditions. This is particularly well represented by the *Planolites-Palaeophycus* and *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus* of facies associations C and D, respectively. Similar ichnofabrics have commonly been recorded in many other ancient estuarine settings (e.g. MacEachern and Pemberton, 1992; Pemberton and Wightman, 1992; Pemberton et al., 2001; MacEachern and Gingras, 2007; MacEachern et al., 2007a,b; Gingras et al., 2007, 2011, 2012). In addition, similar ichnofabrics with all the others ichnofabrics of the study area have been documented in many others tidal-influenced settings with high and low flow energy and salinity fluctuations (e.g., Pemberton and Wightman, 1992; Pemberton et al., 2001; Savrda and Nanson, 2003; Buatois et al., 2005; MacEachern and Gingras, 2007; MacEachern et al., 2007a,b; Gingras et al., 2007, 2011, 2012).

Considering the proposed estuarine system, facies association A is attributed to estuarine channels. The channel nature is indicated by deposits having erosive lower bounding surface mantled by lags, concave-up geometry and internally organized into thinning- and fining-upward successions. Such features are compatible with scouring and deposition within confined environments, where the basal erosion surface and the lags are formed during high flow energy, and the fining- and thinning-upward successions are deposited during progressively waning flows (e.g., Fenies and Faugères, 1998; Dalrymple and Choi, 2007; van den Berg et al., 2007; Scasso et al., 2012). The poorly-sorted and coarse-grained lithologies are attributed to the strong influence of fluvial inflows within these channels. However, an estuarine origin is proposed as the most likely in this instance based on the presence of tidal-generated structures, added to the ichnofabrics compatible with a coastal environment. The low amount of

bioturbation mostly consisting of *Ophiomorpha*, and the lacking of ichnodiversity, are consistent with high energy conditions and salinity fluctuations, as typical of estuarine channels (e.g., Beynon et al., 1988; Pemberton and Wightman, 1992; Pollard et al., 1993; Pemberton et al., 2001; Buatois et al., 2005; MacEachern and Gingras, 2007; MacEachern et al., 2007c; Gingras et al., 2007). Taking these features into account, the most probable is that facies association A corresponds to estuarine channel environments. Many other concave-up, fining- and thinning-upward successions displaying similar tidal-generated physical structures and trace fossil assemblages were related to estuarine channel deposits (e.g., Reading, 1986; McCrory and Walker, 1986; Rahmani, 1988; Allen and Posamentier, 1993; Fenies and Faugères, 1998; Rossetti, 2000, 2001; van den Berg et al., 2007; Dalrymple and Choi, 2007; Scasso et al., 2012; Musial et al., 2012).

Considering an estuarine channel interpretation, sub-association A1 is related to active channel deposits based on the fact that it occurs immediately overlying the basal erosional surface. The basal lags record the first sediments deposited within the channels, and they represent high energy flows immediately after erosion took place. These deposits represent residual concentrations formed by clasts rolling on the channel floor. Large intraformational mudstones may have been sourced from adjacent areas due to lateral channel migration (Reineck and Singh, 1980; van den Berg, 2007; Boyd, 2010). Facies Cg and CxS are related to the migration of 2-D and 3-D bedforms at the channel bottom during waning flows. In addition to these bedforms, the estuarine channels contained macroforms that gave rise to the large-scale cross-stratified sandstones, as recorded in sub-association A2. Similar bedforms generally occur in the deepest areas of estuarine channels (Boyd, 2010). The muddier lithologies in sub-association A3 record the lowest flow energy within channels, and were related to their

abandonment, when periods of bedload deposition alternated with periods of mud settling from suspensions. The root traces in these deposits are consistent with a shallow setting frequently exposed to subaerial conditions.

Facies association B is attributed to estuarine central bay settings due to the dominance of muddy deposits and brackish-water ichnofabrics. Such settings of mud accumulation from suspensions occur in the lowest energy areas of central estuaries. These correspond to the turbiditic maximum zone formed between two zones of higher energy, represented fluvial- and marine-influenced environments at the proximal and distal estuarine areas, respectively (Reineck and Singh, 1980; Reading, 1986; Dalrymple et al., 1992). In addition, the calcareous deposits are consistent with low energy settings, where evaporation favors the formation of brines with high Mg/Ca ratio (Tucker and Wright, 1990). Due to low energy, estuarine central bays are prone to high infaunal reworking, which produce homogenized deposits due to intense bioturbation (Reineck and Singh, 1980; MacEachern and Gingras, 2007; Boyd, 2010). A brackish-water condition is typical of estuarine central bay settings, resulting in trace fossil assemblages with low ichnodiversity and high numbers of individuals, as suggest by the ichnofabrics *Planolites-Palaeophycus*, *Gyrolithes-Palaeophycus*, *Ophiomorpha-Gyrolithes* and *Planolites-Palaeophycus-Lockeia* recorded in facies association B.

Facies association C is related to tidal inlet/tidal channel deposits. Similarly to facies association A, the sharp and erosive basal surface, concave-upward geometry, and internal organization in fining- and thickening-upward cycles, indicate deposition within confined environments, as typical of channels. However, the quartzose and finer-grained sandstones in this association suggest more intense sediment reworking, probably reflecting marine-sourced sediments transported into the estuarine setting by tidal currents and waves. In addition, the higher degree of bioturbation and

ichnodiversity present in this facies association, as recorded by the ichnofabrics *Taenidium*, *Planolites-Palaeophycus* and *Planolites-Palaeophycus-Thalassinoides* led to suggest deposition in the distal estuary, probably representing tidal inlets/tidal channels. These environments generally favor the colonization of both fully marine and brackish-water species (e.g., Reading, 1986; Pemberton and Wightman, 1992; Pemberton et al., 2001; Buatois et al., 2005; MacEachern and Gingras, 2007; MacEachern et al., 2007a,b; Gingras et al., 2007, 2011, 2012), as recorded in facies association C. In addition, the genetic of associations C and F, the latter related to foreshore deposits (see below), confirms this interpretation. Therefore, the most likely is that facies association C records tidal inlet/tidal channel deposits accumulated due to the passage of tidal currents through barriers formed at the estuary mouth, as recorded elsewhere (e.g., Reineck and Singh, 1980; Reading, 1986; Boyd, 2010; Hayes and Fitzgerald, 2013).

Facies association D documents flood tidal delta/washover deposits. Flood tidal deltas are formed when sands are transported through tidal inlets by flood tidal currents. When this event takes place, a coarsening-upward succession is naturally formed by tidal currents that carry sands into back barrier areas through inlets (e.g., Pierce, 1970; Boyd, 2010). On the other hand, washovers are formed in periods of high energy, when tidal currents or, more often, storm waves transport sands over barriers (e.g., Leatherman, 1976; Sedgwick and Davis, 2003; Nielsen and Nielsen, 2006; Donnelly and Sallenger, 2007). The episodic nature of facies association D is demonstrated by the lenticular geometry and coarsening-upward nature. Thus, these deposits are related to periods of increasing flow energy when sands were introduced into estuarine central bay areas. Such characteristics have helped the identification of many other flood tidal delta and washover deposits in the sedimentary record (e.g., Andrews, 1970; Pierce,

1970; Hayes, 1980; Reading, 1986; Murakoshi and Masuda, 1991; Martin and Rindsberg, 2011; Hayes and Fitzgerald, 2013). In addition, the quartzose and well-sorted nature of association D contrast with the other sandstones present in the Barreiras Formation, being most likely due to a marine-derived source. Furthermore, these coarsening-upward, lenticular sandstones grading downward into estuarine central bay deposits (facies association B) conforms to episodic sand deposition within a low energy back barrier environment. Washover and tidal inlet deposits can be amalgamated, being often of difficult discrimination (Pierce, 1970), unless sedimentary structures are preserved to show, for instance, storm-generated processes, more typical of washovers. However, the tidal delta/washover deposits in the study area are structureless, precluding this discrimination. The lack of structure is probably due to bioturbation, as indicated by the ichnofabric *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus*. These ichnological elements showing low diversity are compatible with deposition within a marine-influenced environment with salinity fluctuations, typical of estuaries as proposed here.

Considering the proposed estuarine setting, facies association E is attributed to tidal flat and tidal shoal environments, an interpretation compatible with its laterally continuous tabular nature. The heterolithic composition dominated by parallel- to cross-laminated and flaser heterolithic beds separated by thin layers of lenticular to wavy heterolithic deposits is consistent with a shallow setting with fluctuating high and low flow energy. These facies reflect fluctuating, but relatively low energy conditions, with brief periods of sand and coarse silt bedload transport by tidal currents and waves, which alternate with sedimentation from suspension (Reineck and Wunderlick, 1968; Reineck, and Singh, 1980; Dalrymple, 2010). The characteristics of facies association E in the Cabo Branco section are common in shoal environments of estuarine systems

(Oost and de Boer, 1994; Hayes and Fitzgerald, 2013). Tidal shoals might be connected with tidal inlets, representing flat areas with sand sourced from the marine realm, transported into the estuarine areas by the action of waves or tide- and wave-generated currents (Bruun and Gerritsen, 1959; Hayes and Fitzgerald, 2013).

Facies association F is attributed to foreshore deposits, particularly due to the presence of laterally continuous quartzose sandstones internally dominated by parallel- to low-angle truncating cross-stratification, which is suggestive of deposition in beach face environments. This structure is probably due to the swash-backwash action on beaches, as recorded in many analogous environments (Clifton, 1969; Reison, 1984; Driese et al., 1991). In addition to intense swash and backwash processes, foreshore deposits accumulate under influence of longshore currents during fair-weather periods (Clifton, 1969; Reinson, 1984; Driese et al., 1991; Reading, 1986). The ichnological assemblage with disperse traces of *Ophiomorpha* helps to sustain this interpretation. The high energy of this environment is a limiting factor to establish other organisms, favoring the exclusive occurrence of *Ophiomorpha* (MacEachern and Pemberton, 1992; Pemberton et al., 2001). The genetic association with tide-influenced deposits, such as associations A and C attributed respectively to estuarine channels and tidal inlets, leads to relate these foreshore deposits to subaqueous environments of a barrier island connected to the proposed estuarine setting.

7.1.6. TYPE OF ESTUARY AND RELATION TO SEA LEVEL

As discussed above, the facies associations representative of the Barreiras Formation exhibit characteristics of tidal currents acting in a costal, probably estuarine depositional system. Reconstructing the estuarine model that can explain the architecture of facies associations verified in this estuarine succession is difficult due to

the discontinuous nature of the exposures. In addition, proximal to distal transects that could yield insights into the relationship among the various depositional environments are lacking. Despite this bias, the analysis of facies architecture along the studied sections allows discuss sedimentary dynamics as a function of changes in base level considering the wave- and tide-dominated estuarine end-members estuaries (e.g., Dalrymple et al., 1992).

Wave-dominated estuaries are generally present along coasts with micro and mesotidal regimes, where these settings are morphologically characterized by subaerial barriers/spits with foreshore and aeolian dunes connected to lagoon environments and tidal inlets (Roy et al., 1984; Dalrymple et al., 1992). This type of estuary produces a well-defined tripartite sand-mud-sand distribution. Sands are transported into the outer estuary mouth by waves and tidal currents, and into inner estuarine areas by fluvial inflows, in the latter instance giving rise to bayhead deltas (e.g., Zaitlin and Shultz, 1990; Allen and Posamentier, 1993; Boyd, 2010; Tessier, 2011). The mixing of fluvial and marine flows into the central estuary results in a zone of maximum turbulence, where flow energy decreases. Such process promotes the deposition of high volumes of mud from suspensions (Reineck and Singh, 1980; Reading, 1986; Boyd, 2010).

The presence of facies associations related to estuarine central bay, tidal delta/washover, and mainly, tidal inlet/tidal channel, is consistent with a wave-dominated estuary as the depositional system of the Barreiras Formation in the study area. Although barriers were not documented, their presence is indirectly suggested by the occurrence of these facies associations, as well as by their genetic relation with a facies association representative of foreshore environments. The preservation of subaerial barrier deposits is rare in the sedimentary record of numerous barred coasts reported in the literature due to sediment reworking during coast evolution (e.g., Swift,

1968; Davis Jr. and Clifton, 1987; Reinson, 1992). The proposed barred, wave-dominated estuarine system is compatible with a coast characterized most likely by a meso- or mesotidal regime. This does not differ from the modern coast of northeastern Brazil, which is still dominated by this tidal regime (Dominguez et al., 1983; Borba, 1999; Tessler and Goya, 2005; Nascimento et al., 2007), and where wave-dominated deltas and several wave-dominated estuaries are present (e.g., Bittencourt et al., 1982; Dominguez et al., 1981, 1982, 1992; Martin et al., 1992).

The facies associations representative of the barred estuarine system directly overlying unconformably Cretaceous rocks in many of the studied sections (i.e., Tambaba, Coqueirinho and Tabatinga sections; Figs. 14,15) lead to interpret that these wave-dominated estuarine deposits record a rise in sea level following a prolonged period of non-deposition and/or erosion. Hence, after the Cretaceous, a pronounced period of low sea level and sequence boundary formation occurred, which led to valley incision. This period was followed by a transgression, when the valley was filled with the studied estuarine deposits. Although precise correlation is not possible due to the lack of chronological data, this event might have correspondence with the rise in sea level recorded in the Barreiras Formation exposed along the equatorial Brazilian margin (e.g., Rossetti, 2000). In addition, extensive continental areas of South America were also affected by transgressions during the late Oligocene to the middle and even late Miocene (e.g., Scasso and del Río, 1987; Bellosi, 1995; Chiesa and Camacho, 1995; Frassinetti and Covacevich, 1999; Scasso and Castro, 1999; del Río et al., 2001; Scasso et al., 2001; Marengo, 2006; Cuitiño and Scasso, 2010; Cuitiño et al., 2012). These periods of high sea level have been related to the combination of eustasy with tectonics, both in the Brazilian coast (e.g., Rossetti et al., 2013) and elsewhere in South America (e.g., Scasso et al., 2001; Hernández et al., 2005; Marengo, 2006; Cuitiño et al., 2012).

The sea-level fluctuations during deposition of the Barreiras Formation coincide with the tectonic history of South America, as well as with global eustatic changes recorded in the last 25 million years. During the Miocene transgression, the estuarine deposition in the study area did not take place continuously, but it occurred through several steps. These might have accompanied high-frequency fluctuations in relative sea level, but these were probably caused by local changes in base level. This is proposed with basis on the facies distribution verified in the Tambaba section. A seaward facies shift is suggested at the base of this section by the discontinuity surface between distal estuarine deposits (i.e., tidal inlet/tidal channel, foreshore and tidal delta/washover) and estuarine channel deposits. Similar prograding pattern was previously documented in the Barreiras Formation exposed along coastal cliffs in northern Brazil, which was related to the transition from transgressive to a highstand systems tract (e.g., Rossetti, 2000). However, in that instance, such shift was marked by a regional discontinuity surface, not demonstrated in the study area, probably due to more limited exposures. In addition, large and well-developed *Ophimorpha* and *Gyrolithes* ichnogenera displaying characteristics compatible with reworking of a soft- to stiffground substrate, associated with the discontinuity surface in the study area attests progradation within a short period of time.

The distribution of facies associations in the Coqueirinho section is also consistent with frequent changes in base level due to local causes. This is shown by the frequent alternation of facies associations formed in of distal estuarine areas (i.e., tidal delta/washover, tidal-inlet/tidal channel, and foreshore deposits) with intermediate and proximal estuarine deposits (i.e., estuarine central bay, estuarine channel and tidal flat/tidal shoal deposits), without any intervenient discontinuity surfaces.

7.1.7. CONCLUSION

The sedimentologic features described in this study record a tidal-influenced coastal depositional setting. This interpretation is supported by the abundance of channelized deposits, sedimentary structures related to tidal currents, varying sediment sources, and ichnofabrics indicative of brackish-water conditions. A wave-dominated estuarine setting is proposed by the occurrence of central bay, tidal delta/washover, and mainly, tidal inlet/tidal channel and foreshore deposits. The presence these estuarine deposits overlying unconformably Cretaceous rocks leads to interpret deposition during a sea-level rise that would have followed a prolonged period of non-deposition and/or erosion, which culminated with the development of a sequence boundary. The estuarine deposits of the Barreiras Formation in the study area constitute a further evidence of the Miocene transgression along the Brazilian coast. Deposition within estuarine incised valleys would have favored sediment preservation in this coastal setting, even during erosion associated with subsequent periods of low sea level. Facies changes within this estuarine succession were probably due to sedimentary dynamics, and could not be related to high frequency global sea-level fluctuations.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by FAPESP Project #2012/06010-5 and CNPq Project 303443/2009-0. All authors hold research grants from CNPq (302189/2011-4 and 305208/2010-1) and CAPES Foundation (BEX 18881/12-2). The INCT-ET/CNPq and INCT-GP/CNPq contributed with part of the logistic support during field campaigns. The authors are grateful to the contributions of F.H.R. Bezerra, L.A. Buatois and M.G. Mángano for their discussions.

7.1.8. REFERENCES

- Alheiros, M.M. and Lima Filho, M.F.L. 1991. A Formação Barreiras. *Estudos Pesquisas*. UFPE, 10: 77-88.
- Alheiros, M.M., Lima, M.F., Monteiro, F.A.J., and Oliveira, J.S., 1988. Sistemas deposicionais na Formação barreiras no nordeste Oriental. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Goiânia, SBG, v.2: 753-760.
- Allen, J.R.L. 1980. Sand waves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, v. 26, p. 281-328.
- Allen, G.P., 1991. Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary – a recent model for macrotidal estuarine systems. In: *Clastic Tidal Sedimentology* (ed. by D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin, and R.A. Rahmani). Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, v. 16, p. 29-40.
- Allen, G.P. and Posamentier, H.W., 1993. Sequence stratigraphy and facies models of an incised valley fill: the Gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63. P. 378-391.
- Andrews, P.B., 1970. Facies and genesis of a hurricane washover fan, St. Joseph Island, central Texas coast. Report of investigations nº 67. Bureau of Economic Geology, University of Texas at Austin.
- Arai, M., Uesugui, N., Rossetti, D.F. and Goés, A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do estado do Pará. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Belém, SBG, 2: 738-752.
- Araújo, V.D., Reyes-Peres, Y.A., Lima, R.O., Pelosi, A.P.M., Menezes, L., Córdoba, V.C. and Lima-Filho, F.P. 2006. Fácies e sistema deposicional da Formação Barreiras na região da Barreira do Inferno, litoral oriental do Rio Grande do Norte. *Geologia USP, Série Científica* 6: 43-50.
- Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Vieira, M.M., Storti, F., 2013. Structural control on the formation of iron oxide concretions and Liesegang bands in faulted, poorly lithified Cenozoic sandstones of the Paraíba Basin, Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 125, 913–931.
- Belloso, E.S., 1995. Paleogeografía y cambios ambientales de la Patagonia central durante el Terciario medio. *Boletín de Informaciones Petroleras* 44, 50–83.

- Beurlen, K., 1967. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife–João Pessoa. *Boletim de Geociências* 16, 43–53.
- Beynon, B. M., S. G. Pemberton, D. A. Bell and C. A. Logan. 1988. Environmental implications of ichnofossils from the Lower Cretaceous Grand Rapids Formation, Cold Lake Oil Sands Deposit. *In* D. R. James and D. A. Leckie, eds., *Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 15: 275 - 290.
- Bezerra, F.H.R. and Vita-Finzi, C. 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology*, 28: 591-594.
- Bezerra, F.H.R., Neves, B.B.B., Correa, A.C.B., Barreto, A.M.F. and Suguio, K., 2008. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil. *Geomorphology*, v. 97, p. 555-582.
- Bezerra, F.H.R., Rossetti, D.F., Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Brito-Neves, B.B., Balsama, F., Nogueira, F.C.C., Dantas, E.L., Andrades-Filho, C.O., Góes, A.M., 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics* 614, 78–90.
- Bigarella, J.J. 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47: 366-392.
- Bittencourt, A.C.S., Dominguez, J.M.L., Martin, L. and Ferreira, Y.A. 1982. Dados preliminares sobre a evolução do delta do Rio São Francisco (SE/AL) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. *Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil*, 49-68.
- Borba, A., 1999, Estudos sedimentológicos, morfodinâmicos e da vulnerabilidade das praias da Piedade, Candeias e Barra das Jangadas – Município do Jaboatão dos Guararapes – PE. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, PE, 146p.
- Boyd, R., Bowen, A.J., and Hall, R.K., 1987. An evolutionary model for transgressive sedimentation on the eastern shore of Nova Scotia. *In*: *Glaciated Coasts* (Ed. by D.M. Fitzgerald, and P.S. Rosen), New York Academic Press, p. 87-114.

Boyd, R., Dalrymple, R.W. and Zaitlin, B.A., 1992. Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, v. 80, p. 139-150.

Boyd, R., Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., 2006. Estuary and incised valley facies models. In: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited*. SEPM Special Publication, vol. 84, pp. 171–234.

Boyd, R., 2010. Transgressive wave-dominated coasts. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies Models*, 4, Geological Association of Canada, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland and Labrador, Canada, pp. 265-294.

Brito Neves, B.B.; Riccomini, C.; Fernandes, T.M.G.; Sant'ana, L.G. 2004. O Sistema Tafrogênico Terciário do Saliente Oriental Nordeste na Paraíba: um legado Proterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 34 (1): 127-134.

Bruun, P. and Gerritsen, F., 1959. Natural bypassing of sand at coastal inlets. *Journal of the Waterways Harbor Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, v. 85, p. 75–107.

Buatois, L.A., Gringas, M.K., MacEachern, J., Mángano, M.G., Zonneveld, J.P., Pemberton, S.G., Netto, R.G., & Martin, A.J. 2005. Colonization of brackish-water systems through time: Evidence from the trace-fossil record. *Palaios*, v.20, p. 321-347.

Chakraborty, J.R., and Bose, P.K. 1990. Internal structures of sandwaves in a tide-storm interactive system: Proterozoic Lower Quartzite Formation, southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, v. 37, p. 67-81.

Chiesa, J.O., Camacho, H.H., 1995. Litoestratigrafía del Paleógeno marino en el noroeste de la provincia de Santa Cruz, Argentina. *Monthly Academia Nacional de Ciencias Exactes et Física Naturelles Buenos Aires* 11, 9–15.

Clifton, H.E., 1969. Beach lamination: nature and origin. *Marine Geology*, v. 7, p. 553-559.

Coleman, J.M. and Wright, L.D., 1975, Modern river deltas: variability of processes and sand bodies, in Broussard, M.L., ed., *Deltas Models for Exploration*: Houston Geological Society, p. 99-149.

Cuitiño, J.I., Scasso, R.A., 2010. Sedimentología y paleoambientes del Patagoniano y su transición a la Formación Santa Cruz al sur del Lago Argentino, Patagonia. *Australia Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66, 406–417.

Cuitiño, J.I., Pimentel, M.M., Santos, R.V., Scasso, R.A., 2012. High resolution isotopic ages for the early Miocene “patagoniense” transgression in southwest Patagonia: stratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences* 38, 110–122.

Dalrymple, R.W. 1984. Morphology and internal structures of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, v. 31, 365-382.

Dalrymple, R.W., 2010. Tidal depositional systems. *In*: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies Models*, 4, Geological Association of Canada, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland and Labrador, Canada, pp. 201–232.

Dalrymple, R.W. and Choy, K., 2007, Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81: 135-174.

Dalrymple, R.W., Knight, R.J., Zaitlin, B.A., and Middleton, G.V., 1990, Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay-Salmon River estuary (Bay of Fundy): *Sedimentology*, 37: 577-612.

Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd, R. 1992. Estuarine Facies Models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1130-1146.

Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Zaitlin, B.A., 1994. Incise-Valley Systems: Origin, and Sedimentary Sequences. Tulsa, S.E.P.M., Special Publication, v. 51, p. 399.

Dashtgard, S.E., White, R.O., Butler, K.E., Gingras, M.K., 2007. Effects of relative sea level change on the depositional character of an embayed beach, Bay of Fundy, Canada. *Marine Geology*, v. 239, p. 143-161.

Davis Jr., R.A., and Clifton, H.E., 1987, Sea-level change and the preservation of wave-dominated and tide-dominated coastal sequences. In: *Sea-Level Fluctuations and Coastal Evolution*, Ed. by Dag Nummedal, Orrin H. Pilkey, and James D. Howard, v.41, p. 167-178.

del Río, C.J., Martínez, S., Scasso, R.A., 2001. Nature and Origin of Spectacular Marine Miocene Shell-Beds of Northeastern Patagonia (Argentina). *Paleoecological and Bathymetric Significance*. *Palaos* 16, 3–25.

Driese, S.G., Fischer, M.W., Easthouse, K.A., Marks, G.T., Gogola, A.R., and Schoner, A.E., 1991. Model for genesis of shoreface and shelf sandstone sequences, southern Appalachians: paleoenvironmental reconstruction of an Early Silurian shelf system. In: *Shelf Sand and Sandstone Bodies, Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. (Ed. by D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman, and J.A. Thorne), I.A.S. Special Publication, v. 14, p. 309-338.

Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., and Martin, L. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos Rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geologia*, 11(4): 227-237.

Dominguez, J.M.L., Martin, L. and Bittencourt, A.C.S.P. 1982. Evolução paleogeográfica do delta do rio Jequitinhonha durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. In: K. Suguio et al. (eds.), *Atas do IV Simpósio do Quaternário no Brasil*, Rio de Janeiro: 69-82.

Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., and Martin, L., 1983, O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco (SE-AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 13:98-105.

Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., and Martin, L. 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology*, 80(3-4): 213-232.

Donnelly, C. and Sallenger, A.H., 2007. Characterisation and modelling of washover fans. In: *Coastal sediments*, (Kraus, N.C. and Rosati, J.D, Eds.). ASCE, p. 2061-2083.

- Ekdale, A.A., Bromley, R.G. and Pemberton, S.G., 1984, *Ichnology. The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy*. SEPM, Tulsa, OK, 317 p.
- Fenies, H., Faugères, J.-C., 1998. Facies and geometry of tidal channel-fill deposits (Arcachon Lagoon, SW France), *Marine Geology*, v. 150, p. 131–148.
- Ferreira, J.M., Oliveira, R.T., Takeya, M.K., Assumpção, M., 1998. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophysical Journal International* 134, 341–355.
- Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., do Nascimento, A.F., Sá, J.M., França, G.S., 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil. *Tectonophysics* 456, 111–126.
- Frassinetti, D., Covacevich, V., 1999. Invertebrados fósiles marinos de la Formación Guadal (Oligoceno superior–Mioceno inferior) en Pampa Castillo, Región de Aisén, Chile. *Servizio Nacional de Geologico y Minero* 51, 1–96.
- Galloway, W.E., and Hobday, D.K., 1983. *Terrigenous Clastic Depositional Systems – Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration*. Springer-Verlag, New York, 423 p.
- Gingras, M.K., Pemberton, S.G. and Saunders, T.D.A., 2000. Firmness profiles associated with tidal creek deposits: the temporal significance of Glossifungites assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, 70, 1017–1025.
- Gingras, M.K., Pickerill, R. and Pemberton, S.G., 2002, Resine cast of modern burrows provides analogs for composite trace fossils, *Palaos*, v. 17, p. 206-211.
- Gingras, M.K., Bann, K.L., MacEachern, J.A. and Pemberton, S.G. 2007. A conceptual framework for the application of trace fossils. *In*: J.A. MacEachern, L.K. Bann, M.K. Gingras & S.G. Pemberton (eds.) *Applied Ichnology*, SEPM, Short Course Notes, 52:1-26.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A. and Dashtgard, S.E. 2011. Process ichnology and the elucidation of physico-chemical stress. *Sedimentary Geology*, v. 237, p. 115-134.

- Gingras, M.K., MacEachern, J.A. and Dashtgard, S.E. 2012. The potential of trace fossils as tidal indicators in bays and estuaries. *Sedimentary Geology*, v. 279, p. 96-106.
- Harris, P.T., 1988, Large-scale bedforms as indicators of mutually evasive sand transport and the sequential infilling of wide-mouthed estuaries: *Sedimentary Geology*, v. 57, p. 273-298.
- Hayes, M.O. and FitzGerald, D.M. 2013. Origin, Evolution, and Classification of Tidal Inlets. *Journal of Coastal Research*, v. 69. P. 14-33.
- Hernández, R.M., Jordan, T.E., Farjat, A.D., Echavarrri, L., Idlemand, B.D., Reynolds, J.H., 2005. Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranense and Caribbean marine transgressions in southern Bolivia and Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 495–512.
- Houbodt, J.J.H.C. 1968. Recent sediments in the southerm bight of the North Sea. *Geologie en Mijnbouw*, v. 47, p. 254-273.
- Kegel, W. 1955. Geologia do fosfato de Pernambuco. DNPM, 157, 54 pp.
- Knight, R.J. and Dalrymple, R.W., 1975. Intertidal sediments from the south shore of Cobequid Bay, Bay of Foundy, Nova Scotia, Canada. In: R.N. Ginsburg (Eds.), *Tidal Deposits*. Springer, New York, p. 47-55.
- Leatherman, S.P., 1976. Barrier island dynamics: overwash processes and aeolian transport. *Proceedings of the 15th Conference of Coastal Engineering*. ASCE, New York, p. 1958-1974.
- Leite, F.P.R., 2004. Palinologia. In: Rossetti, D.F., Góes, A.M. (Eds.), *Museu Paraense Emílio Goeldi (Friedrich Katzer Collection)*, Belém, Pa, pp. 55-89.
- Lettley, C.D., Gingras, M.K., Pearson, N.J., and Pemberton, S.G. 2007. Burrowed stiffgrounds on estuarine point bars: modern and ancient examples, and criteria for their discrimination from firmgrounds developed along omission surfaces. In: J.A. MacEachern, L.K. Bann, M.K. Gingras & S.G. Pemberton (eds.) *Applied Ichnology*, SEPM, Short Course Notes, v. 52, p. 317-325.

- Lima, M.G. 2008. A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 251 pp.
- Lima, C.C.U.; Vilas Boas, G.S.; Bezerra, F.H.R., 2006. Faciologia e Análise Tectônica Preliminar da Formação Barreiras no Litoral Sul do Estado da Bahia, Brasil. *Geologia USP Série Científica*, 6:71-79.
- Lima Filho, M. F., Monteiro, A. B., Souza, E. M. 1998. Carbonate sections of the Paraíba and Pernambuco Basins, Northeastern Brazil: Implications for the late stages of opening of Southern Atlantic Ocean. Alicante (Espanha), 15th, Intern. Cong. Sediment., *Abstracts*, 504 –505.
- Mabesoone, J.M., Silva, A.C. and Berlen, K., 1972. Estratigrafia e origem do grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*, 2: 173-188.
- MacEachern, J.A. and Gingras, M., 2007, Recognition of brackish-water trace fossil assemblages in the Cretaceous western interior seaway of Alberta. In: Bromley, R., Buatois, L.A. and Mángano, M.G., Genise, J. and Melchor, R. (Eds.), *Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*, Society for Sedimentary Geology Special Publication, 88, 149-194.
- MacEachern, J.A. and Pemberton, S.G., 1992, Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the western interior seaway of North America. In: S.G. Pemberton (ed.), *Applications of ichnology to petroleum exploration – A core workshop*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Core Workshop, 17:57-84.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Pemberton, S.G. and Gingras, M.K. 2007a. The ichnofacies paradigm: high resolution palaeoenvironmental interpretation of the rock record. In: J.A. MacEachern, L.K. Bann, M.K. Gingras and S.G. Pemberton (eds.) *Applied Ichnology*, SEPM, Short Course Notes, 52:27-64.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Bann, K.L. and Gingras, M.K. 2007b. Departures from the archetypal ichnofacies: effective recognition of physic-chemical stresses in the rock record. In: J.A. MacEachern, L.K. Bann, M.K. Gingras and S.G. Pemberton (eds.) *Applied Ichnology*, SEPM, Short Course Notes, 52:65-93.

MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Bann, K.L. and Gingras, M.K. 2007c. Departures from the archetypal ichnofacies: effective recognition of physic-chemical stresses in the rock record. In: J.A. MacEachern, L.K. Bann, M.K. Gingras and S.G. Pemberton (eds.) *Applied Ichnology*, SEPM, Short Course Notes, 52:65-93.

Marengo, H.G., 2006. Micropaleontologia, y estratigrafia del Mioceno marino de La Argentina: las transgresiones de Laguna Paiva y del “Enterriense—Paranense” (Doctoral Thesis, Buenos Aires, Argentina).

Martin, A.J. and Rindsberg, A.K., 2011. Ichnological diagnosis of ancient storm-washover fans, Yellow Bank Bluff, St. Catharines Island. In: Thomas, D.H., ed., *Geoarchaeology of St. Catherines island, Georgia*. Proceedings of the Fourth Caldwell Conference, St. Catherines Island, Georgia, March 27-29, 2009: Anthropological Papers of the American Museum of Natural History, nº 94, p. 113-127.

Martin, L., Suguio, K., and Flexor, J.M. 1993. As flutuações do nível do mar durante o Quaternário superior e a evolução geológica dos deltas brasileiros. Bol. IG-USP, Plub. Esp. N. 15. São Paulo. 186p.

Matos, R.M.D. 1992. The Northeastern Brazilian rift systems. *Tectonics*, 11:766–791.

McCrory, V.L.C., and Walker, R.G. 1986. A storm and tidally influenced prograding shoreline, Upper Cretaceous Milk River Formation of southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, v. 33, p. 47-60.

Menezes, M.R.F., Souza Filho, L.V., Barros, S.D.S. 1998. Discordâncias e inundações no Grupo Barreiras, litoral leste do Rio Grande do Norte. In: *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, 50, Belo Horizonte, MG, Brasil 1:75.

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Weight, J.D., Mountan, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, 310, p. 1293-1298.

Mombray, T., and Visser, M.J. 1984. Reactivation surfaces in subtidal channel deposits, Oosterschelde, southeast Netherlands. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 811-824.

- Moura-Lima, E.N., Bezerra, F.H.R., Lima-Filho, F.P., Castro, D.L., Sousa, M.O.L., Fonseca, V.P., Aquino, M.R., 2011. 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology* 235, 160–171.
- Murakoshi, N. and Masuda, F. 1991. A depositional model for a flood tidal delta and washover sands in the late Pleistocene Palo-Tokio Bay, Japan. In: *Clastic Tidal Sedimentology* (Ed. by G.E. Reinson, B.A. Zaitlin, and R.A. Rahmani). C.S.P.G., Memoir, v. 16, p. 219-226.
- Musial, G., Jean-Yves Reynaud, J.Y., Gingras, M.K., Féliès, H., Labourdette, R., Parize, O. 2012. Subsurface and outcrop characterization of large tidally influenced point bars of the Cretaceous McMurray Formation (Alberta, Canada). *Sedimentary Geology*, v. 212, p. 156-172.
- Nascimento, L. Bittencourt, A.C.S.P., Santos, A.N. and Dominguez, J.M.L., 2007, Deriva litorânea ao longo da Costa do Cacau, Bahia: repercussões na geomorfologia costeira. *Revista Pesquisas em Geociências, UFRGS*, 34: 45-56.
- Netto, R.G. and Rossetti, D.F. 2003. Ichnology and salinity fluctuations: a case study in the Early Miocene (Lower Barreiras Succession) of São Luís Basin, Maranhão, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 6:5-18.
- Nielsen, N. and Nielsen, J. 2006. Develop of a washover fan on a transgressive barrier, Skallingen, Denmark. *Journal of Coastal Research, Special Issue*, v. 39, p. 107-111.
- Nio, S.D., and Yang, C. 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: *Clastic Tidal Sedimentology* (Ed. By D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin, and R.A. Rahmani). Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir, v. 16, p 3-28.
- Oliveira, P. E. 1940. História da pesquisa do Petróleo no Brasil. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, 208 p.
- Oliveira, A.J. and Leonardos, O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. Ministério da Agricultura-Serviço de Informação, Rio de Janeiro, 2. Ed., 813p.
- Oost, A.P. and de Boer, P.L., 1994. Sedimentology and development of barrier islands, ebb-tidal deltas, inlets and backbarrier areas of the Dutch Wadden Sea. *Senckenbergiana marítima*, v. 24 (1/6), p. 65-115.

- Pemberton, S.G. and Wightman, D.M. 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits. *In*: Pemberton S.G. (ed.) *Applications of ichnology to petroleum exploration, a core workshop*, SEPM Core Workshop, Calgary, 17:141-167.
- Pemberton, S.G.; Spila, M.; Pulham, A.J.; Saunders, T.; MacEachern, J.A.; Robbins, D. and Sinclair, I.K. 2001. *Ichnology & sedimentology of shallow to marginal marine systems*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 15, 343 p.
- Pierce, J.W. 1970. Tidal inlet and washover fans. *Journal of Geology*, v. 78, p. 234-234.
- Pollard, J.E., Goldring, R. and Buck, S.G., 1993. Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow-water facies interpretation. *Journal of the Geological Society*, London, v. 150, p. 149-164.
- Rahmani, R.A. 1988. Estuarine tidal channel and nearshore sedimentation of a late Cretaceous epicontinental sea, Drumheller, Alberta, Canada. *In*: *Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies* (Ed. by P.L. Boer, A.V. Gelder, and S.D. Nio), D. Reidel, Dordrecht, The Netherlands, 433 p.
- Reading, H.G. 1986. *Sedimentary Environments and Facies: processes, facies and stratigraphy*. Cambridge, Backwell Science, UK, 688p.
- Reineck, H.E. and Wunderlick, F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, v. 11, p. 99-104.
- Reineck, H.E., and Singh, I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments (with Reference to terrigenous Clastics)*. Springer-Verlag, Germany, 551 p.
- Reinson, G.E., 1984. Barrier-island and associated strand-plain systems. *In*: *Facies Models* (Ed. by R.G. Walker). Geological Association of Canada, Reprint Series 1, Second Edition, p. 119-140.
- Reinson, G.E., 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. *In*: *Facies Models – Response to Sea Level Change* (Ed. by R.G. Walker, and N.P. James), Geological Association of Canada, Ontario, Canada, p. 179-194.
- Rhoads, D.C., 1975, The paleoecological and environmental significance of trace fossils. *In*: Frey, R.W. (Ed.), *The study of trace fossils*, Springer-Verlag, New York, p.147-160.

- Rossetti, D.F., 1998. Facies architecture and sequential evolution of an incised-valley estuarine fill: the Cujupe Formation (Upper Cretaceous to? Lower Tertiary), São Luís Basin, northern Brazil. *Journal of Sedimentary Research* 68, 299–310.
- Rossetti, D.F. 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **133**:295-324.
- Rossetti, D.F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 77-89.
- Rossetti, D.F. 2006. The role of tectonics on the preservation of estuarine valleys in areas with low accommodation rates: examples from Upper Cretaceous and Miocene Successions in Northern Brazil. In: R.W. Dalrymple, D.A. Leckie, R.W. Tillman (editores), *Incised Valley in Time and Space*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, OK, Special Publication, **85**:199-218.
- Rossetti, D.F., and Dominguez, J.M.L., 2012. Tabuleiros Costeiros. Paleoambientes da Formação Barreiras. In: J.S.F. Barbosa (Editor), *Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização*, Salvador, CBPM, v. 2), pp.365-393.
- Rossetti, D.F. and Góes, A.M. 2004. Geologia. In: D.F. Rossetti, A.M. Góes (editores), *O Neógeno da Amazônia Oriental*. p. 13-52.
- Rossetti, D.F. and Góes, A.M. 2009. Marine influence in the Barreiras Formation, state of Alagoas, northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81: 741-755.
- Rossetti, D.F. and Santos Jr., A.E.A. 2004. Facies architecture in a tectonically-influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, Northern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 17:267-284.
- Rossetti, D.F., Truckenbrodt, W. and Góes, A.M.1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região bragantina, nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* (Série Ciências da Terra), 1: 25-74.
- Rossetti, D.F., Góes, A.M. and Truckenbrodt, W. 1990. A influência marinha nos Sedimentos Barreiras. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* (Série Ciências da Terra), 2:17-29.

- Rossetti, D. F.; Góes, A. M. and Valeriano, M. M. 2007. Correlação estratigráfica da “Formação Barreiras” no nordeste e norte do Brasil. *In*: Congresso da Abequa, 11, Anais... Abequa, Belém: Abequa.
- Rossetti, D.F., Valeriano, M.M., Bezerra, F.H.R., Brito-Neves, B.B., Góes, A.M., 2009. Caracterização morfológica da porção sul da Sub-bacia de Alhandra, Bacia Paraíba, com base em dados SRTM: contribuição na compreensão do arcabouço estrutural. Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, pp. 3325–3332.
- Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Góes, A.M., Valeriano, M.M., Andrades Filho, C.O., Mittani, J.C.R., Tatumi, S.H., Brito-Neves, B.B., 2011a. Late Quaternary sedimentation in the Paraíba Basin, northeastern Brazil: implications for the interplay among landform, sea level and tectonics in Eastern South America passive margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 300, 191–204.
- Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Góes, A.M., Brito-Neves, B.B., 2011b. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, northeastern Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin. *Sedimentary Geology* 235, 172–187.
- Rossetti, D.F., Góes, A.M., Bezerra, F.H.R., Valeriano, M.M., Brito-Neves, B.B., Ochoa, F.L., 2012. Contribution to the stratigraphy of the onshore Paraíba Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 84, 187–207.
- Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., and Dominguez, J.M.L., 2013, Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*, 123, 87-112.
- Roy, P.S., 1984. New South Wales estuaries: their origin and evolution. *In*: Coastal Geomorphology in Australia (Ed. by B.G. Thon), Sidney Academic Press, p. 99-121.
- Salim, J, Souza, C.J., Muniz, G.C.B., Lima, M.R. 1975. Novos subsídios para elucidação do episódio “Barreiras” no Rio Grande do Norte. *In*: Actas do Simpósio de Geografia, 7, Fortaleza, CE, Brasil 1:149-158.
- Savrda, C.E. and Nanson, L.L. 2003. Ichnology of fair-weather and storm deposits in an Upper Cretaceous estuary (Eutaw Formation, western Georgia, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202:67-83.

- Scasso, R., del Río, C.J., 1987. Ambientes de sedimentación y proveniencia de La secuencia marina del Terciario Superior de la región de Península Valdés. *Revista de la Asociación Geologica Argentina* 42, 291–321.
- Scasso, R.A., Castro, L.N., 1999. Cenozoic phosphatic deposits in North Patagonia, Argentina: phosphogenesis, sequence-stratigraphy and paleoceanography. *Journal of South American Earth Sciences* 12, 471–487.
- Scasso, R.A., McArthur, J.M., Del Río, C.J., Martínez, S., Thirlwall, M.F., 2001. Late Miocene age of fossil mollusks in the 'Entrerriense' of the Valde's Peninsula (Chubut, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 14, 319–329.
- Scasso, R.A., Dozo, M.T., Cuitiño, J.I. and Bouza, P. 2012. Meandering tidal-fluvial channels and lag concentration of terrestrial vertebrates in the fluvial tidal transition of an ancient estuary in Patagonia. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, v.19 (1), p. 27-45.
- Sedgwick, P.E. and David Jr., R.A. 2003. Stratigraphy of washover deposits in Florida: implications for the recognition in the stratigraphic record. *Marine Geology*, v. 200, p. 31-48.
- Simpson, E.L., and Eriksson, K.A. 1991. Depositional facies and controls on parasequence development in siliciclastic tidal deposits from the Lower Proterozoic, Upper Mount Guide Quartzite, Mount Isa Inlier, Australia. In: *Clastic Tidal Sedimentology* (Ed. By D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin, and R.A. Rahmani). *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir*, v. 16, p 371-387.
- Suguio, K., Martin, L., Flexor, J.M. and Azevedo, A.E.G.de. 1986. The Quaternary sedimentary deposits in the States of Paraná and Santa Catarina coastal plains. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **2**: 3–25.
- Swift, D.J.P., 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology*, v. 76, p. 444-456.
- Taylor, A. M. and Goldring, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society of London*, **150**: 141-148.

Terwindt, J.H.J., 1988. Paleotidal reconstruction of inshore tidal depositional environments and facies. In: Tide-influenced Sedimentary Environments and Facies (Ed. by P.L. de Boer, A. Van Gelder, and S.D. Nio). Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland, p. 233-264.

Tessier, B. 2011. Stratigraphy of tide-dominated estuaries. In: Davis Jr., R.A. and Dalrymple, R.W. (eds.), Principles of Tidal Sedimentology, Springer Netherlands, p. 109-128.

Tessler, M.G. and Goya, S.G., 2005, Processos Costeiros Condicionantes do Litoral Brasileiro. Revista do Departamento de Geografia, USP, 17: 11-23.

van den Berg, J.H., Boersma, J.H., van Gelder, A. 2007. Diagnostic sedimentary structures of the fluvial-tidal transition zone – Evidence from deposits of the Rhine and Meuse. Netherlands Journal of Geosciences – Geologie en Mijnbouw, v. 86(3), p. 287-306.

Vilas Bôas, G.S., Sampaio, F.J. and Pereira, A.M.S. 2001. The Barreiras Group in the Northeastern coast of the State of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73:417-427.

Zaitlin, B. A., and Shultz, B. C., 1990, Wave-Influenced estuarine sand body, Senlac heavy oil pool, Saskatchewan, Canada; *in*, Sandstone Petroleum Reservoirs, J. H. Barwis, J. G. McPherson and J. R. Strudlick, eds.: New York, Springer-Verlag, p. 363-387.

7.2. NEOTECTONIC EVOLUTION OF THE BRAZILIAN NORTHEASTERN CONTINENTAL MARGIN BASED ON SEDIMENTARY FACIES AND ICHNOLOGY

Rosana Gandini¹, Dilce de Fátima Rossetti², Renata Guimarães Netto³, Francisco Hilário Rego Bezerra⁴, Ana Maria Góes¹

¹ *Institute of Geosciences, University of São Paulo–USP, São Paulo, SP, Brazil, gandini.rosana@usp.br, goes@igc.usp.br*

² *Division of Remote Sensing, Brazilian National Institute for Space Research–INPE, São José dos Campos, SP, Brazil, rossetti@dsr.inpe.br*

³ *Graduate School of Geology, University of Rio dos Sinos–UNISINOS, São Leopoldo, RS, Brazil, nettorg@unisinós.br*

⁴ *Department of Geology, Federal University of Rio Grande do Norte, Natal, Brazil, bezerrafh@geologia.ufrn.br*

ABSTRACT

Quaternary post-Barreiras sediments are widespread along Brazil's passive margin. These deposits are well exposed in the onshore Paraíba Basin, which is one of the rift basins formed during the Pangean continental breakup. In this area, the post-Barreiras sediments consist of sandstones with abundant soft-sediment deformation structures related to seismicity contemporaneous with deposition. The trace fossils *Thalassinoides* and *Pseudonereis* are found up to 38 m above modern sea level in sandstones dated between 60.0 (± 1.4) and 15.1 (± 1.8) ka. The integration of ichnological and sedimentary facies suggests nearshore paleoenvironments. Such deposits could not be related to eustatic sea-level rise, as this time coincides with the last glaciation. Hence, an uplift of 0.63 mm/yr, or 1.97 mm/yr if sea level was 80m lower in the last glaciation, would have been required to ascend the post-Barreiras sediments several meters above the present-day sea level during the last 60 ka. This would suggest that the post-rift stage of the South American eastern passive margin may have experienced tectonic reactivation more

intense than generally recognized. Although more complete data are still needed, the information presented herein may play an important role in studies aiming to decipher the Quaternary evolution of this passive margin.

KEYWORDS: ichnology; *Thalassinoides*; Quaternary; South American passive margin; tectonic reactivation.

7.2.1. INTRODUCTION

Neogene and Quaternary deposits are geographically widespread along the northern and northeastern continental passive margins of Brazil, where they occur as thin sedimentary successions known as the Barreiras Formation (Miocene) and post-Barreiras sediments (late Quaternary) (Rossetti et al., 2012). The latter deposits, initially included in the Barreiras Formation, have been the focus of increasing scientific interest, given their importance for reconstructing the tectono-sedimentary evolution of the Brazilian continental margin (Bezerra et al., 2008; Rossetti et al., 2011a, b, 2012; Balsamo et al., 2013). Despite this relevance, the post-Barreiras sediments remain poorly known. For instance, details of the depositional environments have not been presented, which is partly due to their overall massive sandy nature. In general, these strata have been more commonly attributed to Aeolian environments (Rossetti et al., 2001). However, most of these deposits are poorly sorted and highly bioturbated, which do not conform to deposition entirely by aeolian processes. It is probable that the post-Barreiras sediments include deposits formed in a wide variety of environments, which remain to be characterized in detail (Rossetti et al., 2011a,b). The post-Barreiras sediments are particularly well represented in outcrops of the Paraíba Basin, an area of the northeastern Brazilian continental margin formed during the breakup of Pangea

(Matos, 1992). In this region, such deposits contain an abundance of soft-sediment deformation structures related to tectonic activity contemporaneous with or shortly after deposition (Rossetti et al., 2011b). Rossetti et al. (2011b) attributed the post-Barreiras sediments exposed in the Paraíba Basin to intense seismic activity related to late Quaternary tectonic reactivation. This would have created space to accommodate sedimentation in areas that previously experienced long-term erosion. However, Rossetti et al. (2011b) focused solely on the description and interpretation of deformation structures, and questions remain about the environmental context in which these seismites were formed. There is no paleoenvironmental information concerning these deposits beyond a succinct reference to nearshore trace fossils made by Rossetti et al. (2011b). Although not investigated in detail, previous publications recorded highly bioturbated beds in the post-Barreiras sediments of Paraíba Basin (Rossetti et al., 2011a, b, 2012). Considering the generally scarce presence of physical sedimentary structures, trace fossils might be an important proxy to clarify the sedimentary environments of this unit, and discern its evolution within the context of sea-level fluctuations. Additionally, because these deposits contain seismites, they have the potential to help characterize tectonic events during the last stages of development of the Brazilian continental margin. This issue has been of increasing interest for investigation because, as opposed to the generally accepted model of post-rift stable passive margins, numerous studies have demonstrated that this region of Brazil recorded significant tectonic activity during the Neogene, which seems to have continued even into the Holocene (Bezerra and Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2008; Ferreira et al., 2008; Moura-Lima et al., 2011; Rossetti et al., 2011a, b, 2012; Balsamo et al., 2013). The precise timing and intensity of these events, however, are questions that remain to be answered.

7.2.2. GEOLOGICAL FRAMEWORK

The Paraíba Basin is the last marginal rift formed during the opening of the South Atlantic Ocean in Late Jurassic and Early Cretaceous time (Matos, 1992). Granite, migmatite and gneiss belonging to the Precambrian Borborema Province form the basement of this basin, which is bounded by the Pernambuco Lineament to the south and Mamanguape Fault to the north (Fig. 21A). Several other faults are present in this basin, and they usually record reactivation of basement structures. Previous publications have documented that faulting continued up to the Neogene and even Quaternary in the Paraíba and other basins of this continental margin (e.g., Bezerra and Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2001, 2008; Rossetti et al., 2011a, b).

The sedimentary fill of Paraíba Basin starts with Coniacian–Santonian sandstones of the Beberibe Formation (Beurlen, 1967). These rocks are overlain by calcareous sandstones and siltstones of the Campanian Itamamaracá Formation. Sedimentation continued in the Maastrichtian, with the establishment of a carbonate platform represented by the Gramame Formation. Carbonate sedimentation continued up to the Paleogene, with deposition of the Maria Farinha Formation (Beurlen, 1967). After a prolonged period of subaerial erosion, siliciclastic deposition resumed giving rise to sandstones and mudstones of the Barreiras Formation in the Miocene (Rossetti, 2004). A renewed interval of non-deposition that extended up to the Quaternary resulted in an unconformity marked by a ferruginous lateritic soil horizon at the top of this stratigraphic unit (Rossetti et al., 2012, 2013). Sedimentation returned to the Paraíba Basin only in the late Quaternary, when the post-Barreiras sediments were formed (Rossetti et al., 2011b).

Figure 21. Location map of the study area in northeastern Brazil. A) Generalized geological map with location of the study area in the Paraíba Basin, between the Mamanguape and the Pernambuco tectonic lineaments. Box locates the study area. B) Detailed geological map with location of the studied sections (modified from Rossetti et al., 2011a).

The post-Barreiras sediments, the focus of the present work, are geographically widespread in the central Paraíba Basin (Fig. 21B) and consist mostly of moderate to well-sorted fine- to medium-grained sandstones. These deposits are generally massive or have a variety of ductile and brittle synsedimentary deformation structures related to seismic activity contemporaneous with sediment deposition (Rossetti et al., 2011a, b, 2012). According to Rossetti et al. (2011a, b, 2012), the post-Barreiras sediments also include poorly consolidated or friable, finegrained, well-sorted sands formed by aeolian processes. In addition, they established late Pleistocene to Holocene ages for the post-Barreiras sediments based on optically stimulated luminescence (OSL) dating.

7.2.3. MATERIAL AND METHODS

This study was based on the analysis of two coastal cliffs, one at Cabo Branco Beach (7°8'45"S lat.; 34°58'08"W long.) in the city of João Pessoa, and the other located 30 km south at Tambaba Beach (7°52'1S; 34°47' 59"W) (Fig. 21B). The post-Barreiras sediments are well exposed in these cliffs, where they form a succession up to 15 m thick that unconformably overlies Miocene deposits of the Barreiras Formation. The base of the post-Barreiras sediments is at 12.2 m and 38 m above modern sea level in the Cabo Branco and Tambaba sections, respectively.

The methodological approach consisted of descriptions of sedimentary facies including parameters such as lithology, texture, sedimentary structure, and bed contact. Facies characteristics were documented in the field with the construction of lithostratigraphic profiles and recorded in photographs and photomosaics. This work was complemented by detailed descriptions of trace fossils and ichnofabric. The degree

of bioturbation was measured using the method of Reineck (1963). Ichnofabric characterization considered ichnotaxobases (Bromley, 1996), ichnodiversity, burrow size, and inferred ethological patterns.

The methodological approach consisted of descriptions of sedimentary facies including parameters such as lithology, texture, sedimentary structure, and bed contact. Facies characteristics were documented in the field with the construction of lithostratigraphic profiles and recorded in photographs and photomosaics. This work was complemented by detailed descriptions of trace fossils and ichnofabric. The degree of bioturbation was measured using the method of Reineck (1963). Ichnofabric characterization considered ichnotaxobases (Bromley, 1996), ichnodiversity, burrow size, and inferred ethological patterns.

Sandstone ages were established on the basis of OSL dating of nine samples. Sampling procedure consisted of collecting sediments with 30-cm-long PVC plastic tubes 5 cm in diameter. The tubes, protected in both sides with caps, had no transparency in order to avoid renewed bleaching by sunlight. Samples were collected horizontally at the outcrops, which were previously cleaned from weathered material. The analyses were carried out at the Laboratory of Glasses and Dating of the Faculdade de Tecnologia de São Paulo, Brazil (FATEC–SP). OSL analysis of quartz grains was performed using a blue light (470 nm) and detection through a ~5-mm Hoya U-340 filter. OSL ages were based on the standardized growth curve (SGC) method (Roberts and Duller, 2004). For the SGC, the natural luminescence signal (L_n) and laboratory test dose (T_n) were measured. The ratio of both signals (L_n/T_n) was multiplied by the size of the test dose applied ($L_n/T_n \times T_d$) in order to obtain the standardized OSL signal. In all cases, samples were preheated at 250°C for 10 s prior to measurements and at 200°C for 10 s after the test dose. The same thermal treatments were used during the

single aliquot regeneration (SAR) protocol. Eight doses between 10 and 600 Gy were used to build the SGC, with five aliquots measured for each dose. To obtain the convenient equivalent dose (D_e) a regression curve using the equation $I(OSL) = I_{max}(1 - e^{-D/D_0}) + k \cdot D$ was fitted through the data. For calculation of dose rates (D_0), annual doses were calculated using U, Th, and K concentrations. The natural radioactive isotope contents in the samples were determined with gamma spectroscopy using an Inspector portable spectroscopy workstation, lead shield model 727, and a Canberra 802 NaI (TI) detector. Details of the methodology described above are found in Tatumi et al. (2001, 2008). The contributions of cosmic radiation and moisture content were taken into account to calculate the D_0 . The contribution of cosmic rays varies according to the depth and geographical position of the sampling site (e.g., Prescott and Hutton, 1994). Hence, these parameters were also included in the calculation. Because interstitial moisture interferes in the radiation dose, the water contents of the samples were taken into account for D_0 calculations by applying the appropriate attenuation factor for α , β and δ radiation according to the following equation (Aitken, 1985):

$$D = \frac{D \delta}{1 + 1.14 \cdot F \cdot w} + \frac{D \beta}{1 + 1.25 \cdot F \cdot w}$$

Where D = cosmic radiation; and w = moisture contribution.

7.2.4. RESULTS

7.2.4.1. FACIES DESCRIPTION

The post-Barreiras sediments in the two studied sections consist chiefly of sandstones, which are described in terms of five facies: bioturbated sandstone/mudstone (facies Bs); massive sandstone (facies Ms); deformed sandstone (facies Ds); quartz and

laterite pebble conglomerate (facies Cg); mud pebble conglomerate (facies Ic); and stratified sandstone (facies PCs). All these facies are interbedded and organized into three associations, designated as SH (upper shoreface), FS (foreshore), and AS (aeolian coastal dunes). The sections are pervasively affected by fractures, particularly at Tambaba section. Fracture surfaces are often highlighted by layers of iron oxides and hydroxides up to 5 cm thick.

Facies Association SH (upper shoreface)

This association is present in both of the studied sections. It is composed mostly of bioturbated sandstones/mudstones (Bs) that are alternated with quartz and laterite pebble conglomerate (facies Cg), mud-pebble conglomerate (facies Ic), massive sandstone (facies Ms) and deformed sandstone (facies Ds). At Tambaba section (Figs. 22–24), facies Bs consists exclusively of a 3-m-thick sandstone package (Fig. 22A, B). Facies characteristics of this section are illustrated in Fig. 22. The corresponding lithostratigraphic profile, paleoenvironmental interpretation, ichnological features and OSL ages are shown in Fig. 23. Facies Bs at this locality consists mostly of very fine- to fine-grained and moderately sorted sandstone that alternates with facies Ms, Ds and Cg (Fig. 22A,B). Facies Ms and Ds consist generally of fine- to medium-grained sandstones with disperse quartz granules, which are either entirely massive or have convolute or contorted beddings, respectively. These facies can also form masses that are slightly disrupted to form blocks up to 1.5 m in diameter (see hatched lines in Fig. 22C). These blocks are usually highlighted by thin veneers of iron oxides and hydroxides. Facies Cg corresponds to conglomerate with pebbles up to 5 cm in diameter

Figure 22. Post-Barreiras sediments at the Tambaba section (see Fig. 1 for location). A) General view of the outcrop showing upper shoreface deposits (facies association SH) with lenses of sandstone and quartz and laterite pebble conglomerate (facies Cg), unconformably overlain by aeolian coastal dune deposits (facies association As) (rectangle indicates location of figure B). B) Detail of A illustrating the lenticular nature of bioturbated sandstone (facies Bs). C) Decimeter-long clasts of massive sandstone (facies Ms in view profile).

of laterite and quartz with a matrix of fine- to medium-grained sandstone (Figs. 22A, 23). All these facies can occur as lenses up to 10 m long and averaging 20 cm in thicknesses.

Facies Bs displays a *Thalassinoides*-dominated ichnofabric (Fig. 24A–D) and locally *Psilonichnus* isp. (Fig. 24E). The *Thalassinoides* ichnofabric is monospecific and characterized by horizontal to inclined burrows with dichotomously branched tunnels (see Th in Fig. 24B and arrows in 24C). These display circular cross-sections and form complex networks (mazes and boxworks, sensu Frey et al., 1978). Burrows are unlined, smooth-walled; diameters vary from 2 to 4 cm. Burrow-wall ornamentation is lacking. Branches with Y- or T-shaped (Fig. 24C) bifurcations are dominant, with angles varying between 60° and 90°. Enlargements in bifurcation points (see El in Fig.

24C) are common, and some burrows may show turnarounds (see 1 and 2 in Fig. 24D). Sedimentary fills of these burrows is the same as the host material. The degree of bioturbation is moderate to high (according to scheme of Reineck, 1963) (Fig. 24A,B). The *Thalassinoides* burrows are in great part iron-cemented, although facies Bs also displays an abundance of non-cemented *Thalassinoides* trace fossils. *Psilonichnus* isp., the only burrow identified in association with *Thalassinoides*, is characterized by vertical, Y-shaped burrows with diameters varying from 1 to 3 cm and bifurcation angles from 60° to 90° (Fig. 24E). The burrow walls locally show scratch marks and the burrow fill is equivalent to the host rock. Burrows assigned to *Psilonichnus* isp. cut across the *Thalassinoides* ichnofabric.

In the Cabo Branco section (Figs. 25A,B, 26), facies association SH is more varied and consists of facies Bs (Fig. 25C), Ic (Fig. 25D), Ms and Ds. Facies Bs, which is finer-grained than in the Tambaba section, consists of thin (<1 m) layers of well to moderately sorted, very fine- to fine grained sandstones and mudstones. These deposits are overlain by facies association FS (Fig. 25E, see below). The *Thalassinoides* ichnofabric is also present at this locality (see Th in Fig. 24F,G). Despite the relatively poor preservation, the same characteristics described for this ichnofabric in the Tambaba section are also observed at the Cabo Branco section. The majority of facies association SH in the Cabo Branco section consists of facies Ms and, secondarily, facies Ic. Facies Ms at this locality is finer-grained than in the Tambaba section, including very fine- to fine-grained massive sandstones and siltymudstones. Facies Ic consists of conglomerate with subrounded mud rip-up clasts, generally with a closed framework and a matrix of fine-grained sandstone (Fig. 25D). The thickness of facies association SH varies at the Cabo Branco section. At one end, the package is up to 12 m thick where it fills a concave-up depression nearly 200m in width (Fig. 25C). These deposits

thin laterally (to the right in Fig. 25A) as they overlie facies association FS, forming together a 5-m-thick tabular package.

Facies Association FS (foreshore)

This association was recorded only in the Cabo Branco section (see FS in Figs. 25A,E; 26), where it forms a package up to 2 m thick. It is laterally continuous for tens of meters, in part overlying unconformably the Barreiras Formation (Fig. 25A,B) and in part overlying facies association SH (Figs. 25E, 26). These deposits are composed of stratified sandstone (facies PCs), massive sandstone (facies Ms) and deformed sandstone (facies Ds). Facies PCs (Fig. 25F) consist of well-sorted, rounded to subrounded, fine-grained quartz sandstone with parallel stratification that grades vertically into low-angle cross-stratification. Parallel strata are arranged into low-angle truncating packages 20 to 30 cm thick. Medium-scale trough-cross stratification is most common and locally grades into tabular cross sets. Cross lamination may intergrade either with parallel- or cross-stratified strata, and they occur in sets with lower, either symmetrical or asymmetrical undulatory boundaries and common internal reactivation surfaces. Facies PCs is interbedded with facies Ds, the latter consisting of fine- to medium-grained and well- to moderately sorted sandstone averaging 1m thick and internally characterized by either convolute or contorted bedding (Fig. 25G). Facies Ds grades into facies Ms, which in this association consists of entirely unstructured, well-sorted, fine-grained sandstone.

Facies Association AS (aeolian coastal dunes)

This association is recorded at the top of both cliffs overlying the other facies associations (Figs. 25A,B; 26). The basal bounding surface is sharp and locally

undulatory. The deposits consist essentially of wellsorted, moderate to well rounded, fine- to medium-grained massive sandstone.

Figure 23. Lithostratigraphic profile at Tambaba section showing the vertical distribution of facies associations, ichnofossils, and OSL ages.

7.2.4.2. CHRONOLOGY

Nine sandy samples of the post-Barreiras sediments have OSL ages ranging from 60.0 (± 1.4) to 15.1 (± 1.8) ka (Table 4). Five samples derive from the Tambaba section (Fig. 23). Three derive from other laterally correlated outcrops of the post-Barreiras sediments at the Tambaba Beach. One sample came from the top of the Cabo Branco section (Fig. 25A).

The OSL age distribution is generally consistent within the Tambaba section, with an upward progressive decrease. An exception occurs at the base of the profile, where an age inversion was recorded from a 42.8 (± 4.4) ka sample located 1 m below a 60.0 (± 1.4) ka sample. These two samples were collected from the deformed sandstone (facies Ds), and so this age inversion could have been due to sediment remobilization within this lithofacies during soft-sediment deformation, as explained in the following section. Two samples from the bioturbated sandstone provided ages of 58.5 (± 1.5) and 40.5 (± 1.6) ka for the lower and upper samples, respectively. However, a much younger age, namely 15.1 (± 1.8) ka, was obtained for the massive sandstone from facies association AS at the top of the Tambaba section (Fig. 23).

Samples from outcrops having late Pleistocene deposits similar to the Tambaba section presented samples of the post-Barreiras sediments yielding ages from 23.2 (± 2.1) ka to 37.6 (± 7.0) ka. The single sample from the Cabo Branco section yielded an age of 46.8 (± 3.1) ka.

7.2.5. DISCUSSION

7.2.5.1. PALEOENVIRONMENTAL SETTING

Sedimentologic characteristics integrated with ichnofabric observations and OSL dating lead us to conclude that the post-Barreiras sediments in the studied sections were deposited in marine-influenced settings during the late Pleistocene. Facies association SH records a marine environment, as suggested by the *Thalassinoides* ichnofabric. The morphological characteristics of the observed trace fossils, consisting of a complex network of horizontal to inclined and dichotomously branched tunnels with Y- or T-shapes, leave no doubts on their attribution to this ichnogenus. This represents a feeding–dwelling burrowsystem of decapod crustaceans (mostly thalassinidean and callianassidean shrimps) that inhabit coastal to shallow to deep-marine environments (e.g., Bromley and Frey, 1974; Ekdale et al., 1984; Bromley and Ekdale, 1986; Ekdale and Bromley, 1991; Myrow, 1995; Bromley, 1996; Buatois et al., 2011). There is only one presumable record of *Thalassinoides* in continental deposits (Kim and Pickerill, 2002), but the morphological characteristics described by these authors can be compared to crayfish burrows (*Loloichnus*) of continental environments (Bedatou et al., 2008).

Thalassinideans crustaceans can be regarded as a strategist organism, particularly in shallow marine settings, because they modify their environment, favoring the occupation of new ecological niches as a result of intense burrowing activity and high-density populations (Gibert et al., 2006). Taking this into account, the presence almost exclusive of thalassinidean burrows and the moderate to high degree of bioturbation in facies association SH are suggestive of shallow marine settings that are located above fair-weather base and undergo the influence of high-energy processes and normal to near-normal salinity conditions (e.g., Frey et al., 1978; Pollard et al., 1993; Gibert et al., 2006; Gingras et al., 2007). In such settings, wave and current action promotes frequent erosion, which destroys ichnofabrics produced by shallowtier

organisms (e.g., Bromley and Ekdale, 1986; Bromley, 1996; Gingras et al., 2007, 2011; MacEachern et al., 2007a). Storm surges also promote extensive erosion and rapid sedimentation, which favor the preservation only of mid- and deep-tier organisms and, in general, only deeply penetrating structures are preserved (Howard and Frey, 1984).

The expressive occurrence of *Thalassinoides* suggests a climax of ecological conditions during the establishment of this trace fossil suite. The burrow size (i.e., > 2 cm in diameter) and the intricate burrow architecture are consistent with colonization under stable marine salinity conditions. Burrows with simpler architecture and smaller sizes would be more characteristic of environments with stress generated by salinity fluctuations (e.g., Pemberton and Whightman, 1992; Pemberton et al., 2001; Savrda and Nanson, 2003; Buatois et al., 2005; Gingras et al., 2007, 2011; MacEachern et al., 2007a). Additionally, similar burrows can be found in modern tropical coastal environments, such as estuaries and lagoons (e.g., Curran and Martin, 2003). However, in such environments these burrows do not show the complex bifurcation and turnaround patterns recorded in the studied *Thalassinoides* ichnofabric. The density of these similar traces can be high, but they do not display the same morphologic and complex pattern with bifurcations and turnarounds, and normal sizes of burrows as in the *Thalassinoides* ichnofabric recorded in the study area. This favors a shallow marine environment, rather than an estuarine or other coastal depositional system, as the most likely in this instance. Taking this into account, then the most likely is to attribute facies association SH to an upper shoreface setting.

The *Psilonichnus* isp. in facies Bs of Tambaba section records subaerial coastal environments. This is because this dwelling burrow of decapods crustaceans, mainly ocyropodiid crabs, has been recorded only in subaerial coastal deposits (e.g., Frey et al., 1984; Gingras et al., 2000; MacEachern et al., 2007b; Netto and Grangeiro, 2009). In

addition, modern *Psilonichnus*-like burrows in the Atlantic Ocean coast are mostly attributed to the ghost crab *Ocypode quadrata* found in backshore areas (i.e., uppermost foreshore, aeolian dunes) (Rosa and Borzone, 2008).

Figure 24. Icnofabrics observed at Tambaba (A–E) and Cabo Branco (F,G) sections. A) Bioturbated sandstone (facies Bs) at Tambaba section illustrating *Thalassinoides* ichnofabric with moderate to high degree of bioturbation (Reineck's scale 4–5) (squares delineate individual *Thalassinoides* traces or groups of traces). B and C) Networks of cylindrical dichotomously branched shafts (Th in B and arrows in C) of *Thalassinoides* (El in C indicates enlarged bifurcation point). D) Detail of B showing turnarounds (1 and 2) in *Thalassinoides*. E) Y-shaped in *Psilonichnus* isp. F,G) Bioturbated sandstone (facies Bs) at Cabo Branco section, characterized by *Thalassinoides* (Th) ichnofabric. (A–E= profile view or vertical to bedding; F,G= plain view or parallel to bedding).

For this reason, the *Psilonichnus* ichnofacies generally has low ichnodiversity and abundance, which results in its rare preservation in the sedimentary record (MacEachern et al., 2007b; Pemberton et al., 2001). The superposition of *Psilonichnus* isp. on the *Thalassinoides* ichnofabric in facies association SH is perhaps due to an eventual shallowing, which allowed the *Psilonichnus* tracemakers to colonize upper shoreface substrates that were subaerially exposed. This composite ichnofabric requires a change from subaqueous to subaerial, probably backshore conditions, where the Y-shaped burrows produced by *Psilonichnus* tracemakers were formed. Indeed, *Psilonichnus* has been considered as a good proxy for sea-level oscillation (Curran, 2007; Netto and Grangeiro, 2009).

The sandy nature of facies association SH in Tambaba section conforms to the upper shoreface interpretation indicated by the ichnological data. The genetic association of sandstone facies with quartz and laterite pebble conglomerate (facies Cg) in this association indicates episodic higher energy flows. This is because quartz pebbles and laterite concretions are present in association with a paleosol horizon that marks the top of the Barreiras Formation in this area (Rossetti et al., 2012). High energy longshore currents, storm currents and/or river flooding events could have reworked these materials, and redeposited them in the upper shoreface as lenses of conglomerates.

The characteristics of the *Thalassinoides* ichnofabric of facies Bs in Cabo Branco section are similar to the one recorded in Tambaba section. Therefore, facies Bs in Cabo Branco section was also related to a shallow marine environment located above the fair-weather base line, probably also in an upper shoreface setting. However, the muddier nature of facies Bs in this instance suggests lower energy conditions in this area, although facies Ic may have formed by reworking of these deposits within tidal channels.

Figure 25. Post-Barreiras Sediments at the Cabo Branco section. A) Geological section drawn over a photomosaic with plot of one OSL age acquired in the foreshore facies association (rectangles locate figures B and C; P1 and P2 are the stratigraphic profiles depicted in Fig. 6). B) View of part of the cliff shown in A with locations of figures D through H. C) Bioturbated sandstone/mudstones (facies Bs) attributed to shoreface (facies association SH). White line = sharp discontinuity surface. D) Conglomerate of muddy pebbles (facies Ic) from facies association SH (plain view). E) Foreshore deposits (facies association FS) in contact with shoreface deposits (facies association SH). F) Cross-stratified sandstone with parallel-stratification that grades into low-angle cross-stratification (facies PCs) of facies association FS. G) Detailed view of the sharp contact between bioturbated sandstone/mudstones (facies Bs) of facies association SH and deformed sandstone (Ds; circle indicates contorted bedding) of facies association FS. (Person for scale in A and B is 1.7 m tall; hammer for scale in F and G is 35 cm long).

The attribution of facies association SH to the upper shoreface environment is consistent with the transition of these deposits to facies association FS (as observed in Cabo Branco section). The latter is related to the foreshore setting based mainly on the occurrence of laterally continuous packages of parallel-stratified to low-angle cross-stratified sandstone (facies PCs). These packages are compatible with deposition under upper flowregime conditions and shallowwater at the transition to or above fair-weatherwave base, as typical of beach faces (e.g., Clifton et al., 1971; Driese et al., 1991). The parallel-stratified to low angle cross-stratified sandstone (facies PCs) is consistent with frequent changes in the beach-face profile. Truncation was also promoted by action of flows with fluctuating energy probably due to the swash-backwash action on beaches (e.g., Reinson, 1984). The cross lamination with highly undulatory, either symmetrically or asymmetrically low set boundaries and frequent internal reactivation surfaces in facies PCs attests combined flows. These features were possibly produced by the combination of fair-weather waves with littoral currents or tides (de Raaf et al., 1977). The tabular- and trough-cross strata in this facies association record areas where flow energy decreased and promoted the development of 2D- and 3D-bedforms, respectively. The absence of bioturbation in facies association FS is compatible with a high-energy setting, as typical of beaches. The deformed sandstones (facies Ds) suggest deformation while the sediment was still in an unconsolidated or semi-consolidated state. Its association with facies Ms led to interpret that the latter may also have been a consequence from deformation, probably recording areas submitted to more intense stress, which culminated with a complete loss of structure due to fluidification and/or liquefaction. The limited exposures do not allow to better understand the cause (s) of such soft-sediment deformation, but similar deposits

previously reported in the post-Barreiras sediments of this basin were related to seismites (Rossetti et al., 2011a, b).

Figure 26. Stratigraphic profiles at Cabo Branco section, displaying the vertical distribution of facies associations, ichnofossils, and OSL age.

The massive and monotonous nature of facies association AS precludes the detailed interpretation of its depositional setting. In part, the massive nature of these deposits may result from pedogenesis associated with the present subaerial exposure. However, the preferred interpretation is that association AS constitutes the record of a distinctive depositional episode subsequent to the formation of the upper shoreface/foreshore associations. The presence of a well-defined discontinuity surface at the base of association AS (see Figs. 22A and 25A) and the age contrast (i.e., more than 25 ka) with respect to the underlying foreshore/shoreface deposits support this

interpretation. In addition, the sandy nature, fine to medium grain size, and well-sorted moderately to well-rounded grains suggest that association AS was possibly formed by aeolian deposition in coastal dunes.

Table 1
Ages of the post-Barreiras sediments obtained by optically stimulated luminescence (OSL) dating.

Location	Sample	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Accumulated dose (Gy)	Annual dose rate ($\mu\text{Gy/year}$)	Age (ka)
Cabo Branco Beach	PB 114.7	0.72	1.41	b.d.l.	75 ± 4	1.604 ± 60	46.8 ± 3.1
	PB 113.2 ^b	3.93	18.26	0.90	53.0	3506 ± 240	15.1 ± 1.8
	PB 113.5 ^b	3.64	19.44	0.46	131.3	3068 ± 159	42.8 ± 4.4
Tambaba Beach	PB 113.11	4.96	12.44	b.d.l.	144.2	2.450 ± 500	58.5 ± 1.5
	PB 113.12	4.58	16.46	b.d.l.	160.7	2.670 ± 500	60.0 ± 1.4
	PB 113.13	4.94	14.28	b.d.l.	105.9	2.600 ± 900	40.5 ± 1.6
	PB 113.15 ^a	7.08	33.67	1.04	156.3	5.550 ± 490	28.2 ± 3.9
	PB 113.16 ^a	5.71	32.54	0.58	107.8	4.640 ± 190	23.2 ± 2.1
	PB 113.17 ^a	7.13	32.97	1.85	177.8	6.290 ± 750	28.28 ± 4.8
	PB 113.18 ^a	4.43	19.85	0.61	128.8	3.420 ± 460	37.65 ± 7.0

b.d.l. = below detection limit.

^a Samples from outcrops of the Post-Barreiras Sediments located laterally to the lithostratigraphic profile shown in Fig. 3.

^b Data from Rossetti et al. (2011b, 2012).

Table 4. Ages of the Post-Barreiras sediments obtained by optically stimulated luminescence (OSL) dating.

7.2.5. 2. SHALLOW MARINE DEPOSITION IN THE CONTEXT OF SEA LEVEL

Unfortunately, body fossils that could support the proposed marine interpretation have not been found in the studied deposits yet. These strata are mostly sandy and oxidized, and have low potential for fossil preservation. In such instances, trace fossils are particularly valuable in making facies interpretations. Despite the lack of body fossils, a shallow marine environment seems to be the most likely interpretation that can explain both the described sedimentary facies and the ichnological assemblage dominated by *Thalassinoides*.

Under the assumption that the proposed marine interpretation is correct, the location of these deposits ca. 38 m above modern sea level must be explained. This altitudinal position conflicts with the fact that the global sea level during the post-Barreiras sedimentation was trending to a fall as a result of the last glaciation (Fig. 27). The estimate is that sea level reached nearly 120 m (Clark et al., 2009; Fairbanks, 1989) or at least 80 m (e.g., Cutler et al., 2003) below modern sea level during the maximum of this glaciation episode, i.e., between circa 23 and 18 ka (e.g., Crowley and North,

1991). Subsequently, in the Holocene, sea level rose to the present mean sea level. Sea-level reconstruction along the Brazilian coast agrees with this global pattern, indicating a drop during the last glaciation (Barreto et al., 2002; Suguio et al., 2011), with a rise occurring only in the mid-Holocene, but with sea level having reached a maximum of only 5 m above the present one (Dominguez et al., 1992; Bezerra et al., 2003; Martin et al., 2003; Caldas et al., 2006; Suguio et al., 2013). If deposition of the post-Barreiras sediments occurred between 60.0 (± 1.4) and 15.1 (± 1.8) ka (Fig. 27), as suggested by the OSL ages provided herein, then the current elevation of shallow marine deposits in the Tambaba and Cabo Branco sections at 38 and 12.2 m, respectively, is inconsistent with the history of late Pleistocene sea-level oscillation.

The apparent conflict between sediment deposition and sea-level history potentially could be related to limitations of the OSL methodology. Age accuracy depends on the rate of bleaching due to exposure to daylight. In general, the OSL signal of clean quartz sand can reset within a few seconds when exposed to the sunlight, but grains in natural settings commonly have iron and manganese oxide coatings (Murray and Olley, 2002). Under this condition, bleaching requires longer exposure to daylight, with this rate varying according to the transportation process. More complete bleaching occurs in aeolian deposits, while this process may vary in subaqueous environments depending on flow behavior. Incomplete bleaching provides overestimated ages inherited from previous depositional sites. Tests in aeolian, fluvial, lacustrine and shallow marine settings have provided accurate ages (Murray and Olley, 2002). According to these authors, sand reworked in shallow marine settings might reach complete bleaching and provide precise OSL ages. Thus, the potential for complete bleaching of the studied quartz grains is high considering their deposition above fair-weather base line. Characteristics in favor of the proposed deposition of the post-

Barreiras sediments during the last glacial lowering of sea level are: (i) the consistent OSL ages from a set of 10 samples distributed within a relatively short time range of a few thousand years; and (ii) the general progressive age increase with depth in the instance of Tambaba section.

Figure 27. Global sea-level curve during the last glaciation based on marine oxygen isotopes from Shackleton (1988), with indication of the time for deposition of the post-Barreiras sediments recorded in the studied sections. Note that sediment deposition occurred during a time when eustatic sea level was several meters below the modern sea level.

In addition, these ages are in agreement with those obtained from other deposits of the post-Barreiras sediments in other areas of Paraíba Basin (e.g., Rossetti et al., 2011a). Based on these arguments, the studied shallow marine deposits could not be associated with any episode of eustatic sea-level rise that would justify their position several meters above modern sea level.

7.2.5.3. THE HYPOTHESIS OF A TECTONIC UPLIFT

If we assume that the marine attribution and the OSL ages for the studied strata are correct, then tectonic uplift must be invoked as the most plausible hypothesis to explain the altitudinal position of the studied strata several meters above modern sea level. This hypothesis is significant considering the location of the Brazilian coast in a passive margin that presumably has been stable since the main continental rifting. However, if one disregards an origin related to a sea-level rise, as previously discussed, then the tectonic hypothesis appears as the most suitable explanation for the high elevation of these marine deposits.

Notably, Bezerra et al. (2014) have proposed that the passive margin of South America remained active long after the continental breakup. This conclusion was based on an increasing number of publications reporting Neogene and Quaternary tectonic reactivations of Precambrian basement structures affecting both the sedimentary and morphological evolutions of several areas in northeastern Brazil (e.g., Bittencourt et al., 1999; Moraes-Neto and Alkimin, 2001; Lopes et al., 2010), including the Paraíba Basin (e.g. Balsamo et al., 2013; Bezerra et al., 2008, 2014; Rossetti et al., 2009, 2011a, b, 2012). In addition to the studied sections, the latter authors described numerous outcrops with normal and reverse faults, as well as folds, related to E–W compression and N–S oriented extension within a strike-slip deformational regime in the Neogene and Quaternary. Although the age of faulting was not quantitatively established by those authors, Balsamo et al. (2013) argued that faulting was very recent (i.e., <100 ka) based on growth wedge geometry of the post-Barreiras sediments and fault-related diagenetic alterations.

Therefore, despite being in a passive margin, the studied shallow marine deposits occur in a region with records of neotectonic structures, with faults and folds previously documented in the studied sections. This tectonic context should be taken into account when attempting to explain the studied strata above the modern sea level. Hence, the recent transpressive kinematics documented in the Paraíba Basin may have induced, at least locally, the vertical uplift of shallow marine deposits of the post-Barreiras sediments to their present-day topographic position.

The record of neotectonic activity on the passive margin of the South America plate should not be regarded as improbable, as other passive continental margins worldwide have experienced, polyphased evolution, with common post-rift tectonic reactivation (e.g., Dendith and Featherstone, 2003; Japsen et al., 2003, 2006; Faccenna et al., 2008). In addition, Pedoja et al. (2011) suggest that the coasts of many continents have been uplifting since the last interglaciation period by compression due to long-term continental accretion related to plate tectonics. The eastern Brazilian passive margin is currently under compression due to the effect of E–W and N–S oriented strikeslip deformation (Ferreira et al., 2008). Such recent tectonic activity is in agreement with the fact that seismicity in northeastern Brazil remains active today, as shown by earthquakes up to 5.2 mb body-wave magnitude and VII MMI (Modified Mercalli Intensity scale) (Ferreira et al., 2008). These seismic events have recurred through time (Bezerra et al., 2011) and have influenced sediment deposition in northeastern Brazil during the late Pleistocene and Holocene (e.g., Bezerra et al., 2008; Moura-Lima et al., 2011; Rossetti et al., 2011a, b, 2012).

7.2.5.4. UPLIFT RATE

Although the studied deposits are in a region with a tectonic context that could justify their position above the modern sea level, the estimated uplift rate appears to be much higher than expected. Pedoja et al. (2011) proposed an uplift rate of only 0.1 mm/yr for this passive margin. If the proposed tectonic hypothesis is correct, a rise of 38 m in the last 60 ka would result in an uplift rate of 0.63 mm/yr. However, if the sea level at this time was 80 m below the present sea level as claimed by some authors (e.g., Cutler et al., 2003), then an estimated uplift of up to 1.97 mm/yr would be have required to lift the post-Barreiras sediments to an altitude of 38 m during the last 60 ka. This would place the passive margin of Brazil within an area of high uplift, being compared to Andean areas where uplift rates range from 0.6 to 9.6 mm/yr (e.g., Gregory-Wodzicki, 2000; Saillard et al., 2009; Hervé and Ota, 1993).

The uplift estimate for the study area would require vertical slip rates along faults that are much higher than the reported for passive continental margins. In part, the rate of uplift recorded here could be tentatively justified by the location of Paraíba Basin in one of the most seismically active areas in intraplate South America (e.g., Ferreira et al., 2008). Indeed, the number and styles of tectonic structures recorded in Neogene and Quaternary strata of this basin cannot be compared to those found thus far from any other sedimentary basins of northeastern Brazil. However, the limited nature of our data and the estimated high uplift rate raise a word of caution in applying our interpretations in future studies. The information presented herein should be evaluated in the light of a larger volume of structural data. This will be necessary to formulate a geotectonic model that better explains the evolution of the Brazilian passive margin, an issue still open for debate.

7.2.6. CONCLUSIONS

The integrated ichnological and sedimentological studies presented here provide valuable information on the neotectonics of Paraíba Basin. The post-Barreiras sediments presumably formed in shallow marine environments are now exposed at an altitude up to 38 m above the present-day sea level. The occurrence of such marine deposits at this altitude cannot be associated with any known rise in sea level. This is because at the time of deposition during the last glaciation sea level remained lower than the present during most of the last glaciation, with a rise of only ~5 m during the mid-Holocene transgression. Thus, terrain uplift is suggested as the most likely hypothesis responsible for the altitudinal displacement of the post-Barreiras sediments in the study area. Taking into account that these strata were formed in the last 60 ka, an estimated uplift rate of about 0,63 mm/yr, or 1,97 mm/yr (considering that sea level was 80 m below the present sea level to this last one) would be required during this period. If the uplift hypothesis is correct, then tectonic deformation along this margin during the Quaternary time might have been even more intense than previously anticipated. However, further studies integrating additional sedimentological, chronological and tectonic data are recommended to fully test the proposed uplift hypothesis presented here.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by FAPESP Project # 2012/06010-5 and CNPq Project 303443/2009-0. All authors hold research grants from CNPq (302189/2011-4 and 305208/2010-1) and CAPES Foundation (BEX 18881/12-2). The authors are grateful to the contributions of Dr. Luis A. Buatois and Dra. Maria Gabriela Mángano, for their ichnological discussions. Editor-in-Chief Dr. Derek B. Booth, Associate Editor Dr. Dan Muhs, Dr. Fabrizio Balsamo, and two anonymous reviewers provided numerous

suggestions and corrections that helped us to significantly improve an earlier version of this manuscript.

7.2.7. REFERENCES

- Aitken, M.J., 1985. Thermoluminescence Dating. Academic Press, London (359 pp.).
- Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Vieira, M.M., Storti, F., 2013. Structural control on the formation of iron oxide concretions and Liesegang bands in faulted, poorly lithified Cenozoic sandstones of the Paraíba Basin, Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 125, 913–931.
- Barreto, A.M.F., Bezerra, F.H.R., Suguio, K., Tatumi, S.H., Yee, M., Paiva, R., Munita, C.S., 2002. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 179, 57–69.
- Bedatou, E., Melchor, R.N., Bellosi, E., Genise, J.F., 2008. Crayfish burrows from late Jurassic–Late Cretaceous continental deposits of Patagonia: Argentina. Their palaeoecological, palaeoclimatic and palaeobiogeographical significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 257, 169–184.
- Beurlen, K., 1967. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife–João Pessoa. *Boletim de Geociências* 16, 43–53.
- Bezerra, F.H.R., Vita-Finzi, C., 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology* 28, 591–594.
- Bezerra, F.H.R., Barreto, A.M.F., Suguio, K., 2003. Holocene sea level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology* 196, 73–89.
- Bezerra, F.H.R., Amaro, V.E., Vita-Finzi, C., Saadi, A., 2001. Pliocene–Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 61–75.
- Bezerra, F.H.R., Neves, B.B.B., Correa, A.C.B., Barreto, A.M.F., Suguio, K., 2008. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin—the Cariatá trough, northeastern Brazil. *Geomorphology* 97, 555–582.
- Bezerra, F.H.R., Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Nogueira, F.C.C., Fuck, R.A., Neves, B.B.B., Souza, M.O.L., 2011. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America integration of seismological and paleoseismological data. *Tectonophysics* 510, 269–290.
- Bezerra, F.H.R., Rossetti, D.F., Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Brito-Neves, B.B., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Dantas, E.L., Andrades-Filho, C.O., Góes, A.M., 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics* 614, 78–90.
- Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Ussami, N., 1999. Flexure as a tectonic control on the large scale geomorphic characteristics of the eastern Brazil coastal zone. *Journal of Coastal Research* 15, 505–519.
- Bromley, R.G., 1996. Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications, 2nd edition. Chapman and Hall, London (361 pp.).

- Bromley, R.G., Frey, R.W., 1974. Redescription of the trace fossil *Gyrolithes* and taxonomic evaluation of *Thalassinoides*, *Ophiomorpha* and *Spongeliomorpha*. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 23, 311–335.
- Bromley, R.G., Ekdale, A.A., 1986. Composite ichnofabrics and tiering of burrows. *Geological Magazine* 123, 59–65.
- Buatois, L.A., Gringas, M.K., MacEachern, J., Mángano, M.G., Zonneveld, J.P., Pemberton, S.G., Netto, R.G., Martin, A.J., 2005. Colonization of brackish-water systems through time: evidence from the trace-fossil record. *Palaios* 20, 321–347.
- Buatois, L.A., Santiago, N., Herrera, M., Plink-Björklund, P., Steels, R., Espin, M., Parra, K., 2011. Sedimentological and ichnological signatures of changes in wave, river and tidal influence along a Neogene tropical deltaic shoreline. *Sedimentary Geology* 59, 1568–1612.
- Caldas, L.H.O., Stattegger, K., Vital, H., 2006. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology* 228, 39–53.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCABE, M., 2009. The last glacial maximum. *Science* 325, 710–714.
- Clifton, H.E., Hunter, R.E., Phillips, R.L., 1971. Depositional structures and processes in the non-barred high energy nearshore. *Journal of Sedimentary Petrology* 41, 651–670.
- Crowley, T.J., North, G.R., 1991. *Paleoclimatology*. Oxford University Press, Oxford New York (339 pp.).
- Curran, H.A., 2007. Ichnofacies, ichnocoenoses and ichnofabrics of Quaternary shallow marine to dunal tropical carbonates: a model and implications. In: Miller, W. (Ed.), *Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier, Amsterdam, pp. 232–247.
- Curran, H.A., Martin, A.J., 2003. Complex decapods burrows and ecological relationships in modern and Pleistocene intertidal carbonate environments. San Salvador Island, Bahamas, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 192, 229–245.
- Cutler, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G. S., Bloom, A.L., 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 253–271.
- Dendith, M.C., Featherstone, W.E., 2003. Controls on intra-plate seismicity in southwestern Australia. *Tectonophysics* 376, 167–184.
- Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., Martin, L., 1992. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. *Sedimentary Geology* 80, 213–232.
- Driese, S.G., Fischer, M.W., Easthouse, K.A., Marks, G.T., Gogola, A.R., Schoner, A.E., 1991. Model for genesis of shoreface and shelf sandstone sequences, southern Appalachians: paleoenvironmental reconstruction of an Early Silurian shelf system. In: Swift, D.J.P., Oertel, G.F., Tillman, R.W., Thome, J.A. (Eds.), *Shelf Sand and Sandstone Bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. International Association of Sedimentologists, Amsterdam, Special Publication, 14, pp. 309–338.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., 1991. Analysis of composite ichnofabrics: an example in Uppermost Cretaceous Chalk of Denmark. *Palaios* 6, 232–249.
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., Pemberton, S.G., 1984. *Ichnology. The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa (371 pp.).

- Faccenna, C., Rossetti, F., Becker, T.W., Danesi, S., Morelli, A., 2008. Recent extension driven by mantle upwelling beneath the Admiralty Mountains (East Antarctica). *Tectonics* 27, 1–15.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637–642.
- Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Nascimento, A.F., Sá, J.M., França, G.S., 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Precambrian lineament, Brazil. *Tectonophysics* 456, 111–126.
- Frey, R., Howard, J.D., Pryor, W.A., 1978. *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 23, 199–229.
- Frey, R.W., Curran, H.A., Pemberton, S.G., 1984. Tracemaking activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus *Psilonichnus*. *Journal of Paleontology* 58, 333–350.
- de Gibert, J.M., Netto, R.G., Tognoli, F.M.W., Grangeiro, M.E., 2006. Commensal wormtraces and possible juvenile thalassinidean burrows associated with *Ophiomorpha nodosa*, Pleistocene, southern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 230, 70–84.
- Gingras, M.K., Hubbard, S.M., Pemberton, S.G., Saunders, T., 2000. The significance of Pleistocene *Psilonichnus* at Willapa Bay, Washington. *Palaios* 15, 142–151.
- Gingras, M.K., Bann, K.L., MacEachern, J.A., Waldron, J., Pemberton, S.G., 2007. A conceptual framework for the application of trace fossils. In: MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. (Eds.), *Applied ichnology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Short Course Notes, 52, pp. 1–25.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A., Dashtgard, S.A., 2011. Process ichnology and the elucidation of physical–chemical stress. *Sedimentary Geology* 237, 115–134.
- Gregory-Wodzicki, K.M., 2000. Uplift history of the Central and Northern Andes: A review. *GSA Bulletin* 112, 1091–1105.
- Hervé, F., Ota, Y., 1993. Fast Holocene uplift rates at the Andes of Chiloé, southern Chile. *Revista Geológica del Chile* 20 (1), 15–23.
- Howard, J.D., Frey, R.W., 1984. Characteristic trace fossils in nearshore to offshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. *Canadian Journal Earth Sciences* 21, 200–219.
- Japsen, P., Bonow, J.M., Green, P.F., Chalmers, J.A., Lidmar-Bergström, K., 2006. Elevated, passive continental margins: Long-term highs or Neogene uplifts? New evidence from West Greenland: *Earth and Planetary Science Letters* 248, 330–339. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2006.05.036>.
- Kim, J.Y., Pickerill, R.K., 2002. Cretaceous nonmarine trace fossils from Hasadong and Jinju formations of the Namhae Area, Kyongsangnamdo, Southeast Korea. *Ichnos: an International Journal for Plant and Animal Traces* 9, 41–60.
- Lopes, A.E.V., Assumpção, M., do Nascimento, A.F., Ferreira, J.M., Menezes, E.A.S., Barbosa, J. R., 2010. Intraplate earthquake swarm in Belo Jardim, NE Brazil: reactivation of a major Neoproterozoic shear zone (Pernambuco Lineament). *Geophysical Journal International* 180, 1303–1312.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Bann, K.L., Gingras, M.K., 2007a. Departures from the archetypal ichnofacies: effective recognition of physicochemical stresses in the rock record. In: MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. (Eds.), *Applied ichnology*. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, Short Course Notes, 52, pp. 65–93.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Pemberton, S.G., Gingras, M.K., 2007b. The ichnofacies paradigm: high resolution palaeoenvironmental interpretation of the rock record. In: MacEachern, J.A., Bann, K.L.,

Gingras, M.K., Pemberton, S.G. (Eds.), Applied ichnology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Tulsa, Short Course Notes, 52, pp. 27–64.

Martin, L., Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research* 19, 101–124.

Matos, R.M.D., 1992. The northeastern Brazilian rift systems. *Tectonics* 11, 766–791.

Myrow, P.M., 1995. *Thalassinoides* and the enigma of Early Palaeozoic open-framework burrows system. *Palaios* 10, 58–79.

Moraes-Neto, J.M., Alkimim, F.F., 2001. A deformação das coberturas terciárias do planalto da Borborema (PB–RN) e seu significado tectônico. *Revista Brasileira de Geociências* 31, 95–106.

Moura-Lima, E.N., Bezerra, F.H.R., Lima-Filho, F.P., Castro, D.L., Sousa, M.O.L., Fonseca, V.P., Aquino, M.R., 2011. 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology* 235, 160–171.

Murray, A.S., Olley, J., 2002. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria-Journal on Methods and Applications of Absolute Chronology* 21, 1–16.

Netto, R.G., Grangeiro, M.E., 2009. Neoichnology of the seaward side of Peixe Lagoon in Mostardas, southernmost Brazil: the *Psilonichnus* ichnocoenosis revisited. *Revista Brasileira de Paleontologia* 12, 211–224.

Pedaja, K., Husson, L., Regard, V., Cobbold, P.R., Ostanciaux, E., Johnson, M.E., Kershaw, S., Saillard, M., Martinod, J., Furgerot, L., Weill, P., Delcaillau, B., 2011. Relative sea-level fall since the last interglacial stage: are coasts uplifting worldwide? *Earth-Science Reviews* 108, 1–15.

Pemberton, S.G., Whightman, D.M., 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: Pemberton, S.G. (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*. Society for Sedimentary Geology, Tulsa, Core Workshop, 17, pp. 141–167.

Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., Maceachern, J.A., Robbins, D., Sinclair, I. K., 2001. Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Nevis and Avalon reservoirs, Jeanne D'Arc Basin. *Geological Association of Canada, Short Course* 15, 343.

Pollard, J.E., Goldring, R., Buck, S.G., 1993. Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow-water facies interpretation. *Journal of the Geological Society* 150, 149–164.

Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term variations. *Radiation Measurements* 23, 497–500.

Raaf, J.M.F., Boersma, J.R., Van Gelder, A., 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology* 24, 451–483.

Reineck, H.-E., 1963. Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. *Abhandlungen der Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft* 505, 1–138.

Reinson, G.E., 1984. Barrier-island and associated strand-plain systems. In: Walker, R.G. (Ed.), *Facies models*. Geological Association of Canada, St. John's, pp. 119–140.

Roberts, H.M., Duller, G.A.T., 2004. Standardized growth curves for optical dating of sediment using multiple-grain aliquots. *Radiation Measurements* 38, 241–252.

- Rosa, L.C., Borzone, C.A., 2008. Spatial distribution of *Ocypode quadrata* (Crustacea: Ocypodidae) along estuarine environments in the Paranaguá Bay Complex, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Zoologia* 25, 383–388.
- Rossetti, D.F., 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology* 169, 151–174.
- Rossetti, D.F., Goés, A.M., Souza, S.B.L., 2001. Estratigrafia da Sucessão Sedimentar Pós-Barreiras (Zona Bragantina, Pará) com base em radar de penetração no solo. *Brazilian Journal of Geophysics* 19, 113–130.
- Rossetti, D.F., Valeriano, M.M., Bezerra, F.H.R., Brito-Neves, B.B., Góes, A.M., 2009. Caracterização morfológica da porção sul da Sub-bacia de Alhandra, Bacia Paraíba, com base em dados SRTM: contribuição na compreensão do arcabouço estrutural. *Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Natal, Brasil, pp. 3325–3332.
- Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Góes, A.M., Valeriano, M.M., Andrades Filho, C.O., Mittani, J.C.R., Tatum, S.H., Brito-Neves, B.B., 2011a. Late Quaternary sedimentation in the Paraíba Basin, northeastern Brazil: implications for the interplay among landform, sea level and tectonics in Eastern South America passive margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 300, 191–204.
- Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Góes, A.M., Brito-Neves, B.B., 2011b. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, northeastern Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin. *Sedimentary Geology* 235, 172–187.
- Rossetti, D.F., Góes, A.M., Bezerra, F.H.R., Valeriano, M.M., Brito-Neves, B.B., Ochoa, F.L., 2012. Contribution to the stratigraphy of the onshore Paraíba Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 84, 187–207.
- Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.B., Dominguez, J.M.L., 2013. Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews* 123, 87–112.
- Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Hérail, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C., Bondoux, F., 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from ¹⁰Be dating. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 50–63. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.09.039>.
- Savrda, C.E., Nanson, L.L., 2003. Ichnology of fair-weather and storm deposits in an Upper Cretaceous estuary (Eutaw Formation, western Georgia, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 202, 67–83.
- Shackleton, N.J., 1988. Oxygen isotopes, ice volume, and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6, 183–190.
- Suguio, K., Bezerra, F.H.R., Barreto, A.M.F., 2011. Luminescence dated Late Pleistocene wave-built terraces in northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 83, 907–920.
- Suguio, K., Barreto, A.M.F., Oliveira, P.E., Bezerra, F.H.R., Lilela, M.C.S.H., 2013. Indicators of Holocene sea-level changes along the coast of the States of Pernambuco and Paraíba, Brazil. *Geologia USP–Série Científica* 13, 141–152.
- Tatum, S.H., Kowata, E.A., Gozzi, G., Kassab, L.R.P., Suguio, K., Barreto, A.M.F., Bezerra, F.H.R., 2001. Optical dating results of beachrock, eolic dunes and sediments applied to sea level changes study. *Journal of Luminescence* 102–103, 562–565.
- Tatum, S.H., Silva, L.P., Pires, E.L., Rossetti, D.F., Góes, A.M., Munita, C.S., 2008. Datação de sedimentos Pós-Barreiras no Norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências* 38, 514–524.

7.3. PALEOECOLOGIA DA FORMAÇÃO BARREIRAS

Este capítulo tem o objetivo de apresentar os aspectos paleoecológicos que condicionaram o estabelecimento da fauna bentônica durante a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras. Foram analisados parâmetros ecológicos, principalmente salinidade, energia do meio, oxigenação, além do tipo e consistência do substrato. Quando analisados em combinação às características faciológicas, esses parâmetros ecológicos podem ser reconstituídos com base na análise de icnofábricas, o que contribui em interpretações paleoambientais. A inclusão desse tipo de análise aplicada aos depósitos da Formação Barreiras é de grande relevância para sua reconstituição paleoambiental, principalmente considerando a ausência de preservação de organismos fósseis nessa unidade. Isto motivou a presente pesquisa, particularmente porque análises prévias da Formação Barreiras em outras localidades da costa brasileira revelaram uma abundância de icnofósseis associados com uma variedade de ambientes deposicionais formados em sistemas estuarinos dominados pela ação de correntes de maré (p.e., Netto & Rossetti, 2003; Rossetti & Dominguez, 2012). Portanto, o detalhamento das assembleias icnológicas da Formação Barreiras exposta na Bacia Paraíba pode disponibilizar informações adicionais sobre as condições ecológicas prevalecentes durante sua deposição, o que contribui para melhorar sua reconstituição paleoambiental.

A análise icnológica que se segue é apresentada de acordo com sua ocorrência em assembleias faciológicas atribuídas aos seguintes ambientes deposicionais estuarinos da Formação Barreiras: canal estuarino, canais de *inlet*/canais de maré, bacia estuarina central, delta de maré/leque de transbordamento e antepraia. As características faciológicas que levaram ao reconhecimento desses paleoambientes estuarinos foram

detalhadas e interpretadas no capítulo 7.1. Portanto aqui será feito apenas um breve resumo sobre as principais feições que possibilitaram relacionar os depósitos analisados aos seus respectivos ambientes deposicionais, a fim de facilitar seu relacionamento com as diversas icnofábricas descritas.

7.3.1. CARACTERIZAÇÃO DAS ICNOFÁBRICAS

A análise icnológica da Formação Barreiras resultou no reconhecimento de quinze icnofábricas, descritas abaixo em função de suas ocorrências nos diversos ambientes deposicionais.

7.3.1.1. CANAL ESTUARINO

A associação de fácies de canal estuarino é a melhor representada na área de estudo, ocorrendo em todas as seções. Essa associação consiste em duas sub-associações, que foram relacionadas com canais ativos ou abandonados. As principais características desses depósitos consistem no seu confinamento por superfícies basais erosivas, em geral de geometria côncava, coberta por depósitos residuais.

Canais ativos são registrados por conglomerados com estratificação cruzada acanalada e tabular de médio a grande porte (fácies Cg), bem como arenitos com estratificação acanalada a tabular, de pequeno a médio porte (CxS). Internamente, esses depósitos sedimentares são organizados em sucessões apresentando diminuição granulométrica (*fining-upward*) e de espessura dos estratos (*thinning-upward*) para cima. Eles contêm uma variedade de estruturas físicas que foram relacionadas com predomínio de deposição sob ação de correntes de maré. Esses depósitos mostram

predominância da icnofábrica de *Ophiomorpha*, que é monoespecífica para este icnogênero e se caracteriza pela ocorrência de escavações predominantemente verticais, de tamanhos reduzidos (≤ 10 mm), cujas paredes são ornamentadas por pequenos *pellets*. Algumas escavações podem apresentar ramificações pouco desenvolvidas e curtas. Junto à fácies Cg, a icnofábrica apresenta índice de bioturbação moderado (BI 3-4). Na fácies CxS, *Ophiomorpha* apresenta tamanhos pequenos (< 10 mm). *Skolithos* e *Conichnus* ocorrem associados (Fig. 14, perfil 1). O índice de bioturbação é alto (BI 4-5). Já a ocorrência da icnofábrica de *Ophiomorpha* na fácies CmS, apresenta o índice de bioturbação baixo (BI 1) e alto (BI 4-5) (Tabs. 2,5; Figs. 14, 15, perfis 1, 2a, 2b, 3b, 4, 5). Na fácies CxS também ocorre a icnofábrica composta de *Skolithos-Palaeophycus-Arenicolites*, dominada por estes icnogêneros, e caracterizada por escavações simples, sem maiores ornamentações, de tamanhos reduzidos (< 10 mm), predominantemente verticalizadas, à exceção de *Palaeophycus* (Fig. 16D). O índice de bioturbação é moderado (BI 3) e a icnodiversidade é baixa (Tabs. 2,5; Fig. 15, perfil 3f).

Os depósitos de canal abandonado ocorrem geralmente sobrepostos aos depósitos de canal ativo, completando o preenchimento dos canais estuarinos. Esses depósitos compõem essencialmente as litologias mais finas da associação de fácies de canais estuarinos, que incluem depósitos heterolíticos (fácies Ht) e argilitos maciços (fácies Md) (Tab. 2). A fácies Ht apresenta a icnofábrica composta de *Gyrolithes-Rhizocorallium-Palaeophycus*, que é dominada por estes icnogêneros e apresenta escavações verticais e horizontais de tamanhos pequenos (< 10 mm), mas com morfologias mais complexas, como espiralada em *Gyrolithes* e em forma de U, oblíqua ou paralela ao plano de acamamento e com *spreite* central conectando os tubos laterais em *Rhizocorallium*. O índice de bioturbação é alto (BI 4-5) e a icnodiversidade é baixa (Tabs. 2,5; Fig. 15, perfil 3c). Na fácies Md ocorre a icnofábrica composta de

Planolites-Palaeophycus, que é dominada por estes icnogêneros, caracterizados por escavações simples, sem maiores ornamentações ou complexidade geométrica, de tamanhos pequenos (< 10 mm), horizontalizadas a verticalizadas. O índice de bioturbação é moderado (BI 3) e a icnodiversidade é baixa. Rizobioturbação ocorre associada a esta icnofábrica (Tabs. 2,5; Fig. 14, perfil 5).

7.3.1.2. CANAL DE *INLET*/CANAL DE MARÉ

Os depósitos de canal de *inlet*/canal de maré ocorrem interdigitados aos depósitos das associações de fácies relacionadas à baía central estuarina, planície/baixio de maré e antepraia. Esta associação é similar aos depósitos de canal estuarino, porém os pacotes de arenitos são menos extensivos e mais delgados, de composição mais quartzosa, granulometrias mais fina e melhores selecionadas, e internamente contendo uma maior variedade de estruturas físicas relacionadas à ação de correntes de maré. Esses depósitos são representados por arenitos bioturbados (fácies Bs), e menos comumente, arenitos com estratificação cruzada acanalada/tabular apresentando superfícies de reativação recobertas por *drapes* de lama no topo dos pacotes (fácies CxS) (Tab. 2).

A fácies Bs contém as icnofabricas de *Planolites-Palaeophycus*, *Palaeophycus-Planolites-Thalassinoides* e *Taenidium*. A icnofábrica composta de *Planolites-Palaeophycus* é dominada por estes icnogêneros e possui *Cylindrichnus*, *Ophiomorpha*, *Rhizocorallium*, *Lockeia* e *Rosselia* como icnogêneros associados (Fig.19F). Dominam estruturas verticalizadas, por sobre as horizontalizadas. As escavações apresentam tamanhos pequenos (< 10 mm). O índice de bioturbação é alto (BI 4-5) e, apesar de mostrar maior diversidade quando comparada às outras icnofábricas descritas, a

icnodiversidade ainda é baixa (Tabs. 2,5; Fig. 14, perfil 4). A icnofábrica composta de *Planolites-Palaeophycus-Thalassinoides* é dominada por estes icnogêneros e possui *Skolithos*, *Rhizocorallium* e *Taenidium* como icnogêneros acessórios (Fig. 19E). As escavações apresentam tamanhos pequenos (≤ 10 mm). Dominam as escavações verticalizadas em relação às horizontalizadas. *Thalassinoides* mostra ramificações curtas formando Ys ou Ts. O índice de bioturbação é baixo a moderado (BI 2-4) e a icnodiversidade é baixa (Tab. 2,5; Fig. 15, perfil 3b, d, e, f). A icnofábrica de *Taenidium* é monoespecífica para este icnogênero. É caracterizada por estruturas compridas, verticalizadas, inclinadas e horizontalizadas, apresentando *spreite* (Fig. 19E,F). O índice de bioturbação (BI 2) e a icnodiversidade são baixos (Tabs. 2,5; Figs. 14, 15, perfis 3b, d, e, f, 4). Esta icnofábrica ocorre sempre preservada em palimpsesto sobre as icnofábricas previamente preservadas de *Planolites-Palaeophycus* e *Planolites-Palaeophycus-Thalassinoides*. Em algumas ocorrências da fácies Bs (p.e., Fig. 14, perfil 4; Fig. 5, perfil 3b, d,e,f), a bioturbação é intensa o suficiente para homogeneizar o depósito, que não foi possível a identificação dos icnofósseis.

7.3.1.3. BAÍA CENTRAL ESTUARINA

A associação de fácies de baía central estuarina consiste em litologias de granulometrias finas, que incluem argilitos maciços e laminados (fácies Md e Lmd), depósitos heterolíticos (fácies Ht) principalmente do tipo lenticular, além de calcários (fácies Mlm) formados sob condições de fluxo de baixa energia (Tab. 2). Correspondem a depósitos lateralmente contínuos por metros ou dezenas de metros, que ocorrem geralmente interdigitados aos depósitos de canal de *inlet*/canal de maré, delta de

maré/leque de transbordamento e antepiraia. Icnofósseis são abundantes nas fácies Md e Lmd.

Na fácies Md ocorrem as icnofábricas de *Planolites-Palaeophycus*, *Ophiomorpha-Gyrolithes* e *Gyrolithes-Palaeophycus* (Tabs. 2,5; Fig. 14, perfil 4). A icnofábrica composta de *Planolites-Palaeophycus* é dominada por esses icnogêneros e possui *Ophiomorpha* e *Teichichnus* como icnogêneros acessórios. Nesta icnofábrica, predominam as escavações verticalizadas sobre as horizontalizadas, de tamanhos pequenos (< 10 mm), com paredes ornamentadas por pequenos *pellets* em *Ophiomorpha* e tubos com *spreite* curto em *Teichichnus*. O índice de bioturbação é alto (BI 4-5) e a icnodiversidade é baixa. Rizobioturbações estão comumente associadas a esta icnofábrica (Tabs. 2,5; Fig. 4, perfil 1). A icnofábrica composta de *Ophiomorpha-Gyrolithes* é dominada por estes icnogêneros. Ela é caracterizada por estruturas de tamanhos grandes (≥ 10 mm), de maior complexidade geométrica, como a forma espiralada em *Gyrolithes* e as paredes ornamentadas por pequenos *pellets*, arredondados ou achatados, em *Ophiomorpha* (Fig. 19C). O preenchimento das escavações é composto pelos sedimentos sobrepostos, provenientes das associações de fácies delta de maré/canal de maré e canal estuarino. O índice de bioturbação é baixo (BI 3-4) e a icnodiversidade é baixa. A icnofábrica composta de *Gyrolithes-Palaeophycus* é dominada por estes icnogêneros, que apresentam escavações verticais e horizontais, de tamanhos pequenos (< 10 mm), e forma espiralada em *Gyrolithes*. O índice de bioturbação é alto (BI 5-6) e a icnodiversidade é baixa. Nesta ocorrência, a bioturbação é intensa o suficiente para dar um aspecto homogêneo ao depósito, que a identificação de mais icnogêneros não foi possível.

A fácies Lmd contém as icnofábricas de *Thalassinoides-Palaeophycus-Cylindrichnus* e *Planolites-Palaeophycus-Lockeia*. A icnofábrica composta de

Thalassinoides-Palaeophycus-Cylindrichnus é dominada por estes icnogêneros, que se caracterizam por estruturas verticais e horizontais, de tamanhos pequenos (< 10 mm). *Thalassinoides* apresenta ramificação em forma de Y, com as galerias pequenas e achatadas. O índice de bioturbação é baixo (BI 2) e a icnodiversidade é baixa (Tabs 2, 5; Fig. 4, perfil 4). A icnofábrica composta de *Planolites-Palaeophycus-Lockeia* é dominada por estes icnogêneros, onde dominam as estruturas horizontalizadas e verticalizadas, de tamanhos pequenos (< 10 mm). O índice de bioturbação é moderado (BI 3-4) e a icnodiversidade é baixa (Tab. 2,5; Fig. 4, perfil 4).

7.3.1.4. DELTA DE MARÉ/LEQUE DE TRANSBORDAMENTO

A associação de fácies de delta de maré/leque de transbordamento é representada por arenitos lateralmente restritos, de geometria lenticular e internamente organizados em sucessões granocrescentes ascendentes (Fig. 13C). Similarmente aos depósitos de canal de *inlet*/canal de maré, os arenitos dessa associação de fácies são quartzosos e bem selecionados, indicando deposição por fluxos de alta energia, provavelmente devido ao intenso retrabalhamento por correntes de maré ou por ondas de tempestade.

Os depósitos de delta de maré/leque de transbordamento ocorrem interdigitados às fácies de carbonatos e argilitos da associação de fácies de baía central estuarina (Fig. 19A,B), e com os depósitos heterolíticos da associação de fácies de planície/baixio de maré. São internamente representados por arenitos muito finos a finos, predominantemente maciços (fácies Ms) e bioturbados (fácies Bs), (Figs. 19A,B, 20A,B; Tab. 2).

A fácies Bs contém a icnofábrica de *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus* (Fig. 20). A icnofábrica de *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus* é dominada por estes icnogêneros, e possui *Skolithos*, *Rhizocorallium*, *Cylindrichnus*, *Lockeia* e

Taenidium como icnogêneros associados (Tabs. 2,5; Fig. 14, perfil 4). As estruturas verticalizadas dominam sobre as formas horizontalizadas. O tamanho das escavações é grande (≥ 10 mm) e mostram-se achatadas. *Thalassinoides* tem forma em Y ou T e ramificações bem preservadas (Fig. 20B). O índice de bioturbação é variável, podendo ser baixo a alto (BI 2-5). Apesar de esta icnofábrica possuir maior diversidade de escavações quando comparada à maioria das icnofábricas anteriormente descritas, sua icnodiversidade ainda é baixa.

7.3.1.5. PLANÍCIE/BAIXIO DE MARÉ

Essa associação de fácies ocorre de forma localizada, sendo caracterizada por depósitos lateralmente contínuos e interdigitados com os depósitos das associações de fácies de canal estuarino e baía central estuarina. A associação de fácies de planície/baixio de maré é representada por argilitos maciços (fácies Md) e depósitos heterolíticos (fácies Ht) (Tab. 2; Fig. 20C,D) que se intercalam com arenitos com estratificação plano paralela e com estratificação cruzada acanalada (fácies PLS e CxS). Similares aos depósitos de baía central estuarina, mas que sugerem deposição em ambientes rasos, onde predominam condições de baixa energia, porém, sujeitos a flutuações episódicas por influência de correntes de maré e/ou ondas.

Localmente, a fácies Ht contém as icnofábricas de *Planolites*, *Palaeophycus* e *Skolithos*. A icnofábrica de *Skolithos* é monoespecífica para este icnogênero. A escavação apresenta tamanho diminuto (< 10 mm). O índice de bioturbação (BI 1) e a icnodiversidade são baixos (Tabs.2,5; Fig. 15, perfil 3b). A icnofábrica de *Palaeophycus* é monoespecífica para este icnogênero. A escavação apresenta tamanho diminuto (< 10 mm). O índice de bioturbação (BI 1) e a icnodiversidade são baixos

(Tabs. 2,5; Fig. 15, perfil 3b). A icnofábrica de *Planolites* é monoespecífica para este icnogênero. As escavações apresentam tamanhos pequenos (< 10 mm). O índice de bioturbação (BI 3) é moderado e a icnodiversidade é baixa (Tabs. 2,5; Fig. 15, perfil 3c). Localmente também ocorre a icnofábrica de *Palaeophycus-Planolites* junto à fácies Lmd, sendo dominada por estes icnogêneros. O tamanho das escavações é pequeno (< 10 mm). O índice de bioturbação é baixo a moderado (BI 2-3) e a icnodiversidade é baixa. Rizobioturbação está localmente associada a esta icnofábrica (Tabs. 2,5; Fig. 4, perfil 1).

7.3.1.6. ANTEPRAIA

A associação de fácies de antepraia é representada pacotes lateralmente contínuos por dezenas de metros, que se interdigitam com os depósitos das associações de fácies de canal estuarino e canal de *inlet*/canal de maré. Consistem em arenitos quartzosos, contendo estratificação cruzada acanalada e tabular (fácies CxS) e estratificação truncante de baixo ângulo que grada a paralela (fácies PCxS) (Tab. 2; Fig. 14, perfil 4; Fig. 20 E,F). Esses arenitos foram depositados sob a ação de ondas de tempo bom na zona de *swash-backwash* da fácies de praia.

Os icnofósseis descritos nos arenitos de praia são exclusivamente representados pela icnofábrica de *Ophiomorpha*, que é monoespecífica para este icnogênero. Essa icnofábrica caracteriza-se por estruturas verticais a inclinadas, de forma cilíndrica, com paredes ornamentadas por *pellets* (Fig. 20F). O tamanho das escavações é geralmente pequeno (≤ 10 mm), mas também ocorrem escavações de tamanhos grandes ($= 40$ mm). O índice de bioturbação é baixo a moderado (BI 2-4) e a icnodiversidade é baixa.

Tabela 5. Tabela das características sedimentares e ecológicas relacionadas aos ambientes deposicionais da Formação Barreiras na Bacia Paraíba.

Ambiente deposicional	Iconofábrica	Índice de bioturbação (BI)	Litofácies	Fatores ecológicos limitantes
Canal estuarino	<i>Ophiomorpha</i>	3-4	Cg	energia alta / salinidade
	<i>Ophiomorpha</i> ; <i>Skolithos-Palaeophycus</i> - <i>Arenicolites</i>	4-5 3	CxS	energia alta/ salinidade
	<i>Ophiomorpha</i>	1; 4-5	CmS	energia alta/ salinidade
	<i>Gyrolithes</i> - <i>Rhizocorallium</i> - <i>Palaeophycus</i>	4-5	Ht	salinidade/ energia variável/oxigenação
	<i>Planolites-Palaeophycus</i>	3	Md	salinidade/ energia variável/oxigenação
Canal de <i>inlet</i> /canal de maré	<i>Planolites</i> - <i>Palaeophycus</i> ;	4-5	Bs	salinidade/ energia variável
	<i>Palaeophycus</i> - <i>Planolites</i> - <i>Thalassinoides</i> ;	2-4		
	<i>Taenidium</i>	2		
Baía central estuarina	<i>Planolites</i> - <i>Palaeophycus</i> ;	4-5	Md	salinidade/ energia baixa a moderada/oxigenação
	<i>Ophiomorpha</i> - <i>Gyrolithes</i> ;	3-4		Substrato/alta energia
	<i>Gyrolithes</i> - <i>Palaeophycus</i>	5-6	Lmd	energia baixa a moderada/oxigenação
	<i>Thalassinoides</i> - <i>Palaeophycus</i> - <i>Cylindrichnus</i> ;	2		energia baixa a moderada/oxigenação

	<i>Planolites-Palaeophycus-Lockeia</i>	3-4		
Delta de maré/ leque de transbordamento	<i>Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus</i>	2-5	Bs	salinidade/ energia variável
Planície/baixio de maré	<i>Planolites; Palaeophycus; Skolithos</i>	3 1 1	Ht	salinidade/ energia variável
	<i>Palaeophycus-Planolites</i>	2-3	Lmd	oxigenação
Antepraia	<i>Ophiomorpha</i>	2-3	CxS	energia alta
	<i>Ophiomorpha</i>	3-4	PCxS	

7.3.2. FATORES ECOLÓGICOS LIMITANTES

As quinze icnofábricas reconhecidas nos depósitos estuarinos da Formação Barreiras fornecem importantes indícios sobre os fatores ecológicos limitantes ao desenvolvimento da biota, de forma a revelar as condições existentes durante ou imediatamente após a deposição, ou mesmo durante períodos de não deposição. Tais condições determinaram como se deu a colonização da fauna bentônica nos diferentes ambientes deposicionais.

Ambientes costeiros são ecologicamente estressantes para muitos organismos, devido às constantes variações nos fatores ecológicos que limitam sua distribuição. Estes ambientes são habitados somente por organismos que conseguem tolerar os estresses ambientais (Rhoads, 1975; Ekdale *et al.*, 1984; MacEachern & Pemberton, 1992; Pemberton & Wightman, 1992; Pemberton *et al.*, 2001; Buatois *et al.*, 2005; MacEachern & Gingras, 2007; MacEachern *et al.*, 2007a,b; Gingras *et al.*, 2007, 2011, 2012). Aspectos químicos da água como salinidade e oxigenação, e aspectos físicos como energia do meio, turbidez e consistência do substrato, influenciam nas características fisiológicas e morfológicas de uma icnocenose, refletindo diretamente no tamanho e complexidade das escavações, no grau de bioturbação e na icnodiversidade (Ekdale, 1988; Beynon & Pemberton, 1992; Gingras *et al.*, 1999, 2007; Mángano & Buatois, 2004; Savrda & Nanson 2003; MacEachern *et al.*, 2007c).

7.3.2.1. SALINIDADE

Nos depósitos analisados, as icnofábricas de *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Palaeophycus-Arenicolites*, *Gyrolithes-Rhizocorallium-Palaeophycus*, *Planolites-Palaeophycus*, *Ophiomorpha-Gyrolithes*, *Gyrolithes-Palaeophycus*, *Thalassinoides*

Palaeophycus-Cylindrichnus, *Planolites-Palaeophycus-Lockeia*, *Planolites-Palaeophycus-Thalassinoides*, *Taenidium*, *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus*, *Skolithos*, *Palaeophycus* e *Planolites* são, em maior ou menor escala, representativas de ambientes sujeitos a flutuações de salinidade. As icnofábricas acima citadas caracterizam-se pela icnodiversidade baixa, presença de assembleias marinhas empobrecidas (monoespecíficas), predomínio de estruturas verticais e horizontais morfológicamente simples e, especialmente, por escavações de tamanhos diminutos. Essas características são compatíveis com ambiente de deposição sujeito a frequentes oscilações de salinidade, conforme modelos existentes (p.e., Pemberton & Wightman, 1992; Pemberton *et al.*, 2001; Buatois *et al.*, 2005; MacEachern & Gingras, 2007; MacEachern *et al.*, 2007a,b; Gingras *et al.*, 1999, 2007, 2011, 2012). Flutuações nas taxas de salinidade geralmente ocorrem em águas salobras (Perkins, 1974; Remane & Schlieper, 1971; Dalrymple *et al.*, 1992; Savrda & Nanson, 2003). O estresse causado por essa alteração afeta diretamente os organismos, resultando em redução da biodiversidade e exigindo mudanças estratégicas nas populações que garantam sua sobrevivência (Pemberton & Whightman, 1992; Pemberton *et al.*, 2001; Netto & Rossetti, 2003; Buatois *et al.*, 2005). As adaptações fisiológicas e etológicas necessárias para responder a esse estresse fazem com que organismos marinhos oportunistas, como os *facies crossing*, e os generalistas tróficos (Gingras *et al.*, 2012), sejam capazes de tolerar as flutuações de salinidade e mostrem-se mais aptos para a colonização desses ambientes sujeitos a constantes variações das taxas de salinidade (Buatois *et al.*, 2005; MacEachern *et al.*, 2007c). Altas taxas de mortalidade, somadas à capacidade rápida de reprodução, ciclo de vida curto e maturidade sexual precoce, indicam que o recrutamento juvenil é um reflexo das condições de sobrevivência impostas sobre a fauna bentônica para sobreviver em condições salobras, levando às populações a uma

redução do tamanho corporal dos organismos (Rees *et al.*, 1977; Pemberton & Wightman, 1992; MacEachern *et al.*, 2007c; Gingras *et al.*, 2011).

Suítes icnológicas de água salobra são reconhecidas principalmente pela redução do tamanho corporal e da icnodiversidade, quando comparadas às existentes em ambientes marinho rasos (p.e., Beynon *et al.*, 1988; Pemberton & Wightman, 1992; Buatois *et al.*, 2005; MacEachern & Gingras, 2007; MacEachern *et al.*, 2007b), como ocorre na área de estudo.

Na Formação Barreiras da área de estudo, as condições de salobridade são melhor representadas pelas icnofábricas de *Planolites-Palaeophycus-Thalassinoides* e *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus*. A redução da icnodiversidade é diretamente sinalizada pela ausência de estruturas de morfologia complexas (Pemberton & Wightman, 1992; Pemberton *et al.*, 2001; Buatois *et al.*, 2005; MacEachern *et al.*, 2007a,b; Gingras *et al.*, 1999, 2007, 2011, 2012). Entretanto, a presença na área de estudo de escavações horizontais, verticais e inclinadas, de alimentação-habitação, produzidas por organismos detritívoros (e.g., *Cylindrichnus*, *Teichichnus*, *Gyrolithes*) e suspensívoros (e.g., *Skolithos*), estruturas de alimentação-habitação produzidas por organismos onívoros e/ou carnívoros (e.g., *Ophiomorpha*, *Palaeophycus*, *Thalassinoides*), além de estruturas de deposição alimentação de organismos móveis (e.g., *Planolites*), são condizentes com depósitos característicos de água salobra. Características icnológicas similares foram registradas para outros depósitos relacionados com ambientes salobros descritos na literatura (p.e., Beynon *et al.*, 1988; Pemberton & Wightman, 1992; Pemberton *et al.*, 2001; Buatois *et al.*, 2005; MacEachern & Gingras, 2007; MacEachern *et al.*, 2007a,b; Gingras *et al.*, 1999, 2007, 2011, 2012). Além disto, essas características são também encontradas em associação a ambientes costeiros modernos caracterizados por estresse de salinidade (e.g., Schäfer,

1956; Reineck *et al.*, 1967; Howard & Frey, 1973, 1975; Howard *et al.*, 1975; Gingras *et al.*, 1999; Dashtgard *et al.*, 2008). A presença de um icnogênero específico em uma suíte icnológica não é por si só indicativa de águas salobras. Porém, a ocorrência de suítes monoespecíficas dominadas por determinado icnogênero é uma característica indicativa de ambientes que apresentam redução na salinidade (Gingras *et al.*, 2011). Em particular, *Gyrolithes*, como registrado na área de estudo, tem sido comumente documentado em ambientes que apresentam condições de água salobra (Gernant, 1972; Powel, 1977; Beynon & Pemberton, 1992; Dworschak & Rodrigues, 1997; Pemberton *et al.*, 1992b, 2001). Apesar da redução da icnodiversidade, as icnofábricas representativas de condição salobra na área de estudo são compostas pelas estruturas acima citadas.

7.3.2.2. ENERGIA

A energia do meio é outro fator ecológico que limita fortemente o estabelecimento de fauna bentônica. Nos depósitos investigados, as icnofábricas de *Ophiomorpha* e de *Skolithos-Palaeophycus-Arenicolites* refletem colonização do substrato sob condições de alta energia. A baixa icnodiversidade e monoespecificidade da icnofábrica de *Ophiomorpha*, a predominância de escavações verticais nas duas icnofábricas, de tamanhos pequenos e não ramificados, de paredes construídas, aliada à bioturbação esparsa a densa, sugerem colonização por organismos marinhos sob condições de alta energia, e em ambiente sujeito a flutuações de salinidade (Howard *et al.*, 1975; Beynon *et al.*, 1988; Pemberton & Wightman, 1992; Pollard *et al.*, 1993; Pemberton *et al.*, 2001; Buatois *et al.*, 2005; MacEachern & Gingras, 2007; MacEachern *et al.*, 2007; Gingras *et al.*, 2007). Tais condições são compatíveis com

deposição em canais estuarinos, como proposto para os depósitos onde essas icnofábricas ocorrem.

A icnofábrica de *Ophiomorpha* da área de estudo ocorre também nos depósitos atribuídos à antepraia. Neste caso, a ocorrência monoespecífica de *Ophiomorpha*, representando escavações de moradia, habitação e alimentação de organismos suspensívoros, de tamanhos grandes e paredes construídas, com bioturbação esparsa a moderada, é compatível com deposição sob condições de alta energia, sendo típica em ambientes de antepraia. A alta energia desse ambiente é um fator limitante para o estabelecimento de outros organismos e a preservação de outras estruturas, favorecendo a ocorrência exclusiva de *Ophiomorpha* (MacEachern & Pemberton, 1992; Pemberton *et al.*, 2001).

Velocidade alta de correntes, turbidez elevada e sedimentação de natureza episódica, são fatores que limitam a colonização de organismos, em especial de organismos filtradores (Buatois & López-Angrián, 1992; Ranger & Pemberton, 1992; Gingras *et al.*, 2007). Escavações verticais de habitação-alimentação (p.e., *Arenicolites*, *Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Cylindrichnus*) e de equilíbrio (p.e., *Rosselia*) são dominantes nas icnofábricas de depósitos de alta energia (MacEachern *et al.*, 2007a, b, c; Gingras *et al.*, 2011). *Rosselia*, em particular, é uma escavação comumente associada à deposição rápida e, particularmente, à deposição episódica (Nara, 1997; Gingras *et al.*, 2011).

Ambientes de energia baixa a moderada são caracterizados por icnodiversidade menor e índice de bioturbação variável, como em ambientes mesoalinos e oligoalinos (Pemberton & Wightman, 1992; Bromley, 1996; Buatois *et al.*, 2007). Na área de estudo, a baixa icnodiversidade registrada nas icnofábricas de *Gyrolithes-Rhizocorallium-Palaeophycus*, *Planolites-Palaeophycus*, *Ophiomorpha-Gyrolithes*, *Thalassinoides-Palaeophycus-Cylindrichnus*, *Planolites-Palaeophycus*, *Planolites-*

Palaeophycus-Thalassinoides, *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus* e *Skolithos*, a variação na intensidade de bioturbação, a presença de *Teichichnus* com *spreite* curtos presente na icnofábrica de *Planolites-Palaeophycus* e de escavações verticais de habitação de organismos suspensívoros (*Cylindrichnus*, *Ophiomorpha* e *Skolithos*) presentes em grande parte das icnofábricas acima, sugerem colonização do substrato sob condições de energia moderada do meio. Tais icnofábricas são encontradas em associação a depósitos de canal estuarino (canal abandonado), baía central estuarina e planície de maré/baixio de maré. Elas podem ocorrer ainda em depósitos de canal de *inlet*/canal de maré, delta de maré/leque de transbordamento, que possuem flutuações de energia.

O conjunto de características das icnofábricas acima relacionadas reflete colonização em ambientes de energia variável, influenciados por momentos de maior instabilidade, com ação de correntes mais intensas, e por momentos mais estáveis, com ação de correntes normais, sob condições de águas mesoalinas sujeitas a flutuações de salinidade (cf. Pemberton & Wightman, 1992; Pemberton *et al.*, 2001; Savrda & Nanson, 2003; Buatois *et al.*, 2005; MacEachern & Gingras, 2007; MacEachern *et al.*, 2007a,b; Gingras *et al.*, 2007, 2011, 2012). As icnofábricas de *Gyrolithes-Palaeophycus*, *Planolites-Palaeophycus-Lockeia*, *Taenidium*, *Palaeophycus* e *Planolites*, *Palaeophycus-Planolites* são dominadas por escavações horizontais, produzidas por organismos depositívoros e pastadores, refletindo comportamento de alimentação, moradia e descanso. A icnodiversidade baixa e bioturbação esparsa a moderada, em depósitos associados aos ambientes de baía central estuarina, planície de maré/baixio de maré e canal de *inlet*/canal de maré são características compatíveis com colonização do substrato sob condições de baixa energia do meio em ambientes de água mesoalina a oligoalina, e possivelmente, maior restrição na circulação de fundo (Savrda

& Nanson, 2003). Em particular, *Taenidium* é um representante típico de água doce e ambientes continentais. Sua ocorrência em sistemas estuarinos sugere colonização sob influência de maior continentalização (progradação), com influxo de água doce (influência de condições oligoalinas) (Pemberton & Frey, 1985; Taylor & Gawthorpe, 1993; Buatois *et al.*, 2002). A icnofábrica de *Taenidium* ocorre preservada palimpsesticamente sobre as icnofábricas de *Planolites-Palaeophycus* e de *Planolites-Palaeophycus-Thalassinoides* nos depósitos de canal de *inlet*/canal de maré. Isto sugere que as escavações de *Taenidium* foram produzidas sob condições de baixa energia no ambiente de canal de *inlet*/canal de maré, sob influência de água oligoalina, posteriormente à colonização prévia de *Planolites-Palaeophycus* e de *Planolites-Palaeophycus-Thalassinoides*, que foram produzidas sob condições mais energéticas atuantes no momento da deposição, como discutido anteriormente.

7.3.2.3. OXIGENAÇÃO

Outro fator ecológico que pode ser analisado a partir das icnofábricas documentadas na área de estudo é a oxigenação. Ambientes influenciados por redução ou alteração nos níveis de oxigênio no substrato (disoxia) podem ocorrer desde zonas marinho profundas até costeiras e continentais, sendo associados à deposição de sedimentos de granulometria fina sob condições de baixa energia (Gingras *et al.*, 2007, 2011). As icnofábricas *Gyrolithes-Rhizocorallium-Palaeophycus*, *Planolites-Palaeophycus*, *Planolites-Palaeophycus*, *Ophiomorpha-Gyrolithes*, *Gyrolithes-Palaeophycus*, *Thalassinoides-Palaeophycus-Cylindrichnus*, *Planolites-Palaeophycus-Lockeia* e *Palaeophycus-Planolites*, que estão presentes na área de estudo em depósitos de granulometria fina formados sob condições de baixa energia (i.e., canal estuarino

abandonado, baía central estuarina e planície de maré/leque de transbordamento), refletem essas situações ambientais.

As icnofábricas acima descritas apresentam uma redução da icnodiversidade, intensidade e tamanho das escavações, além de diminuição da profundidade das escavações junto ao substrato, dominando escavações de *tier* raso. Esse é o padrão característico indicativo de progressiva disoxia junto ao substrato, como apresentado em outros trabalhos (p.e., Rhoads & Morse, 1971; Bromley & Ekdale, 1984; Savrda & Bottjer, 1987, 1989, 1991, 1994; Diaz & Rosenberg, 1995; Wignall, 1991). As baixas taxas de sedimentação em ambientes sujeitos à deposição por suspensão propiciam a decantação da matéria orgânica junto ao substrato. Sob tais condições, a oxigenação do substrato diminui devido ao processo de decomposição, dando oportunidade à colonização por certos organismos que toleram essa condição (Gringas *et al.*, 2007, 2011). A predominância de certos icnogêneros nas icnofábricas que ocorrem nos depósitos formados em condições de baixa energia também pode ser um parâmetro indicativo de disoxia (e.g., Ekdale & Mason, 1988). Porém, a predominância de escavações de *tier* raso, bem como a redução do tamanho das escavações, da icnodiversidade e da intensidade de bioturbação, são características que podem estar refletindo mais seguramente variações nas taxas de oxigenação no substrato em determinados ambientes, muito mais do que suítes icnológicas dominadas por um ou outro icnogênero específico.

7.3.2.4. SUBSTRATO

O tipo de substrato é um dos fatores de maior controle preservacional dos icnofósseis. Na área de estudo, a icnofábrica de *Ophiomorpha-Gyrolithes* ocorre exclusivamente na fácies de argilito maciço (fácies Md) que compõe a associação de

fácies de baía central estuarina central. Esta fácies é discordantemente sobreposta pelos depósitos da associação de fácies de canal de *inlet*/ canal de maré e canais estuarinos. O preenchimento das escavações é com material distinto da rocha hospedeira, e consiste de material derivado dos depósitos sobrepostos. Particularmente nessa ocorrência, a icnofábrica ocorre no topo de um conjunto de depósitos que representam os ambientes mais distais do estuário (i.e., baía central estuarina, canal de *inlet*/canal de maré, delta de maré/leque de transbordamento e antepraia).

A ocorrência da icnofábrica de *Ophiomorpha-Gyrolithes* representa colonização por organismos marinhos que foram trazidos para dentro do estuário, provavelmente por um pulso transgressivo, e colonizaram o substrato do tipo mole a encharcado (*soft- a stiffground*) previamente existente no local. Essa icnofábrica também sugere colonização palimpsesta por organismos marinhos em um substrato previamente depositado, refletindo uma colonização oportunista. Portanto, os sedimentos contendo os organismos produtores dessa icnofábrica (fácies CxS) foram gerados sob condições de alta energia e flutuação de salinidade (cf. Frey *et al.*, 1978; Pollard *et al.*, 1993). Essas condições ambientais não correspondem às condições de formação do substrato previamente depositado (fácies Md).

Integrando todas as evidências, o mais provável é que a ocorrência da icnofábrica de *Ophiomorpha-Gyrolithes* indique um hiato deposicional. A associação de assembleias icnológicas com hiatos deposicionais já foi registrada na literatura (e.g., Gingras *et al.*, 2000, 2002a; Lettley *et al.*, 2007; MacEachern *et al.*, 2007b). Superfícies *stiffground* apresentam implicações estratigráficas pertinentes, relacionadas ao desenvolvimento da icnofácies de *Glossifungites* em superfícies autocíclicas. Porém, estas superfícies representariam períodos de exposição e erosão que não possuem significância estratigráfica (Lettley *et al.*, 2007). Apesar da icnofábrica de

Ophiomorpha-Gyrolithes ser registrada em uma superfície *stiffground*, não existe registro de *Ophiomorpha* associada à icnofácies de *Glossifungites*. Contudo, *Gyrolithes* tem sido registrado em substratos do tipo firme (*firmgrounds*) (Netto *et al.*, 2007). Substratos *firmgrounds*, como argilas compactadas, e mais raramente, arenitos altamente compactados, são apropriados ao desenvolvimento da icnofácies de *Glossifungites* (e.g., MacEachern *et al.*, 1992, 2007a). A presença de substratos *firmground* implica que o sedimento foi exposto subaereamente ou dissecado, ou então, depositado, compactado e exumado. Quando não há evidência de exposição subaérea (i.e., o depósito não foi dissecado e há presença de uma assembleia palimpséstica), suítes icnológicas atribuídas a *Glossifungites* são associadas à erosão. Nestes casos, a presença da icnofácies de *Glossifungites* em uma superfície de descontinuidade pode ser atribuída às mudanças relativas do nível de base em ambientes marinho-marginais, podendo corresponder a uma importante superfície estratigráfica (Pemberton & Frey 1985; Vossler & Pemberton, 1988; MacEachern *et al.* 1991, 1992; Savrda 1991; Pemberton *et al.* 1992; Pemberton & MacEachern 1995; Gingras *et al.* 2000; Pemberton *et al.* 2004; Lettley *et al.*, 2007; MacEachern *et al.*, 2007a,b,c).

7.3.3. CONCLUSÃO

A análise icnológica detalhada apresentada neste capítulo possibilitou reconhecer as respostas ambientais refletidas nas características da icnofauna. Foram reconhecidas três assinaturas icnológicas de maior significado paleoambiental: (i) uma representativa de condições de águas oligoalinas em ambientes estuarinos: *Taenidium*; (ii) uma representativa do domínio de águas mesoalinas: *Planolites-Palaeophycus-Thalassinoides* e *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus*; e (iii) uma representativa de uma superfície *stiffground*: *Ophiomorpha-Gyrolithes*. O reconhecimento da superfície

stiffground permitiu identificar uma superfície autogênica nos depósitos costeiros estudados, que foi relacionada ao avanço do trato transgressivo de forma localizada. As icnofábricas reconhecidas nos depósitos da Formação Barreiras na área de estudo permitiram reconhecer os fatores ecológicos limitantes durante o momento de deposição e que condicionaram o estabelecimento da fauna bentônica. Foram reconhecidas condições químicas da água (salinidade e oxigenação) que interferiram na distribuição da fauna bentônica e que refletiram nas características das icnofábricas. Tais informações, acrescidas à análise dos parâmetros físicos, permitiram refinar a interpretação paleoambiental dos sistemas deposicionais na área de estudo. O que deve ser considerado é que em ambientes costeiros não é somente o estresse gerado pelas condições de salobridade que influenciam no comportamento da biota, e sim, a existência de diversos outros fatores ecológicos limitantes, físicos e/ou químicos, que atuam de forma associada e mais discreta. Consequentemente, o padrão das características apresentadas pelas assembleias icnológicas geradas em um ambiente com predomínio de águas salobras não é apenas o reflexo da redução de salinidade, mas sim de um conjunto de respostas comportamentais a diversos fatores atuando de concomitante.

8. CONCLUSÕES GERAIS

A integração de dados sedimentológicos e icnológicos foi fundamental para o reconhecimento dos paleoambientes de sedimentação da Formação Barreiras, revelando uma série de ambientes costeiros, como canais estuarinos, baía central estuarina, canal de *inlet*/canal de maré, delta de maré/leque de transbordamento, planície/baixio de maré e antepraia. A análise paleoecológica das icnofábricas da Formação Barreiras levou ao reconhecimento de tres assinaturas icnológicas de maior significado paleoambiental: (i) uma assinatura representativa de condições de águas oligoalinas em ambientes estuarinos: *Taenidium*; (ii) uma assinatura representando o domínio de águas mesoalinas: *Planolites-Palaeophycus-Thalassinoides* e *Thalassinoides-Planolites-Palaeophycus*; e (iii) uma assinatura representando uma superfície *stiffground*: *Ophiomorpha-Gyrolithes*. O reconhecimento da superfície *stiffground* permitiu identificar uma superfície autogênica nos depósitos costeiros estudados, que foi relacionada à transladação das fácies estuarinas em direção ao mar. A integração dos dados sedimentológicos e icnológicos suporta a interpretação deposicional em um sistema estuarino dominado por ondas para a Formação Barreiras. Essa informação possibilitou ampliar os registros para a transgressão miocênica na costa brasileira e, consequentemente, para a América Latina.

A aplicação da mesma metodologia, integrada à dados de datação por luminescência optimente estimulada, permitiu reconhecer ambientes deposicionais costeiros, como praia, antepraia e dunas eólicas, nos Sedimentos Pós-Barreiras. A icnofábrica dominada por *Thalassinoides* em depósitos dessa unidade é consistente com a atribuição de ambiente marinho raso para os dois primeiros. A ocorrência desses depósitos marinho-rasos, formados nos últimos 60 mil anos, em cerca de 38 m acima do nível do mar atual levou a propor que este posicionamento se deve a soerguimento

tectônico. A taxa de soerguimento estimada foi de 0,63 a 1,97 mm/ano, o que sugere reativações tectônicas locais mais intensas do que normalmente reconhecidas em estágio pós-rifte de margens passivas.

9. REFERÊNCIAS

- Alheiros, M.M., Lima, M.F., Monteiro, F.A.J., & Oliveira, J.S., 1988. Sistemas deposicionais na Formação barreiras no nordeste Oriental. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 35, Goiânia, SBG, v.2: 753-760.
- Alheiros, M.M. & Lima Filho, M.F.L. 1991. A Formação Barreiras. *Estudos Pesquisas*. UFPE, 10: 77-88.
- Almeida, F. F. M., 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim da DGM/DNPM*, 241, 1-36.
- Andrades Filho, C.O. 2014. Evolução tectono-sedimentar da porção central emersa da Bacia Paraíba, nordeste do Brasil. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, São Paulo, 142p.
- Andrades Filho, C.O., Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Medeiros, W.E., Valeriano, M.M., Cremon, E.H., Oliveira, R.G., 2014. Mapping Neogene and Quaternary sedimentary deposits in northeastern Brazil by integrating geophysics, remote sensing and geological field data. *Journal of South American Earth Sciences*, 56: 316-327.
- Angulo, R.J., & Suguio, K., 1995. Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Paraná, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 113: 385-393.
- Angulo, R.J. & Giannini, P.C.F. 1996. Variação do nível relativo do mar nos últimos dois mil anos na região sul do Brasil: uma discussão. *Boletim Paranaense de Geociências*, 44: 67-75.
- Angulo, R.J. & Lessa, G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, 140: 141-166.
- Angulo, R.J., Giannini, P.C.F., Suguio, K. & Pessenda, L.C.R., 1999. The relative sea-level changes in the last 5500 years southern Brazil (Laguna-Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid 14C ages. *Marine Geology*, 159: 327-339.
- Angulo, R.J., Lessa, G.C., Souza, M.C. 2006. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 25: 486-506.
- Arai, M., Uesugui, N., Rossetti, D.F. & Goés, A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do estado Nodo Pará. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 35, Belém, SBG, 2: 738-752.
- Araújo, V.D., Reyes-Peres, Y.A., Lima, R.O., Pelosi, A.P.M., Menezes, L., Córdoba, V.C. & Lima-filho, F.P. 2006. Fácies e sistema deposicional da Formação Barreiras na região da Barreira do Inferno, litoral oriental do Rio Grande do Norte. *Geologia USP, Série Científica* 6: 43-50.
- Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Vieira, M.M., Storti, F., 2013. Structural control on the formation of iron oxide concretions and Liesegang bands in faulted, poorly lithified Cenozoic sandstones of the Paraíba Basin, Brazil. *Geological Society of America Bulletin* 125, 913-931.
- Barbosa, J.A., Souza, E.M., Lima Filho, M. & Neumann, V.H., 2003. A estratigrafia da bacia Paraíba: uma reconsideração. *Estudos Geológicos*, 13: 89108.
- Barbosa, J.A. & Lima Filho, M. 2005. Os domínios da Bacia Paraíba. *In: Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás*, 3, *Anais*, Salvador.
- Barreto, A. M. F., Bezerra, F. H. R., Suguio, K., Tatum, S. H., Momose, E. F., Paiva, R. P., Munita, C. S., 2002. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sealevel change and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 179(2): 57-69. DOI: 10.1016/S0031-0182(01)00408-4.

- Behling, H., Cohen, M.C.L., Lara, R.J., 2001. Studies on Holocene mangrove ecosystem dynamics of the Bragança Peninsula in northeastern Pará, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167: 225–242.
- Bernard, H.A., Leblanc, R.J. & Major, C.J. 1962. Recent and Pleistocene geology of southeast Texas, *In*: Rainwater, E.H., & Zingula, R.P. (eds.), *Geology of the Gulf Coast and central Texas: Geological Society of America Guidebook for 1962 Annual Meeting*, p. 175-224.
- Beurlen, K., 1967a. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim de Geociências*, 16: 43-53.
- Beurlen, K. 1967b. Paleontologia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim de Geociências*, 16: 73-79.
- Beynon, B.M. & Pemberton, S.G. 1992. Ichnological signature of a brackish water deposist: an example from the Lower Cretaceous Grand Rapids Formation, Cold Lake Oil Sands Area, Alberta. *In*: S.G.Pemberton (ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, a core workshop*, SEPM Core Workshop, Calgary, 17:199-221.
- Beynon, B.M., Pemberton, S.G., Bell, D.A. & Logan, C.A., 1988. Environmental implications of ichnofossils from the Lower Cretaceous Grand Rapids Formation, Cold Lake Oil Sands Deposit. *In*: James, D.P., Leckie, D.A. (Eds.), *Sequences, Stratigraphy, Sedimentology: Surface and Subsurface: Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 15, pp. 275–290.
- Bezerra, F. H. R., 1998. *Neotectonics in Northeastern Brazil*. Doctoral Thesis, University College London, London, 208 pp.
- Bezerra, F.H.R. & Vita-Finzi, C. 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology*, 28: 591-594.
- Bezerra, F.H.R., Amaro, V.E., Vita-Finzi, C. & Saadi, A., 2001. Pliocene-Quaternary fault control of coastal plain morphology and sedimentation in northeastern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, 14: 61-75.
- Bezerra, F.H.R., Barreto, A.M.F., Suguio, K., 2003. Holocene sea level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*, 196:73–89.
- Bezerra, F.H.R., Neves, B.B.B., Correa, A.C.B., Barreto, A.M.F. & Suguio, K., 2008. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil. *Geomorphology*, 97: 555-582.
- Bezerra, F.H.R., Rossetti, D.F., Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Brito Neves, B.B., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Dantas, E.L., Andrades Filho, C.O., Góes, A.M. 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics (Amsterdam)*, 614: 78-90.
- Bigarella, J.J. 1975. The Barreiras Group in Northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 47: 366-392.
- Bigarella, J.J. & Andrade, G.O. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Arq. Inst. Ciênc. Terra, UFPE*, 2: 1-14.
- Bittencourt, A.C.S.P.; Vilas-Boas, G.S.; Flexor, J.M. & Martin, L.1979. Geologia dos depósitos quaternários do litoral do Estado da Bahia. *Textos básicos*, Salvador, 1:1-21.
- Bittencourt, A.C.S.P.; Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Ferreira, Y.A. 1983. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do Estado de Sergipe e sul da costa do Estado de Alagoas. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(2) :93-97.
- Boyd, R.; Dalrymple, R.W. & Zaitlin, B.A. 2006. Estuarine and incised-valley facies models. *In*: Posamentier, H.W. & Walker, R.G. *Facies models revisited*. SEPM Special Publication, 84: 171-235.

Bridge, J.S. 2003. Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record. Blackwell Science, Oxford.

Brito Neves, B.B.; Riccomini, C.; Fernandes, T.M.G.; Sant'ana, L.G. 2004. O Sistema Tafrogênico Terciário do Saliente Oriental Nordestino na Paraíba: um legado Proterozóico. *Revista Brasileira de Geociências*, 34 (1): 127-134.

Brito Neves, B. B.; Albuquerque, J.P.T.; Coutinho, J.M.V. ; Bezerra, F. H. R. 2009. Novos Dados Geológicos e Geofísicos para a Caracterização Geométrica e Estratigráfica da Sub-bacia de alhandra (Sudeste da Paraíba). *Geologia USP- Série Científica*, 9: 63-87.

Bromley, R.G. 1990. *Trace fossils. Biology and taphonomy*. Unwin Hyman, Londres, 280p.

Bromley, R.G. 1996. *Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications*, second edition: Chapman and Hall, London, 361p.

Bromley, R.G., & Asgaard, U. 1993. Two bioerosion ichnofacies produced by early and late burial associated with sea-level change. *Geologische Rundschau*, 82: 276-280.

Bromley, R.G. & Ekdale, A.A. 1984. *Chondrites*: a trace fossil indicator of anoxia in sediments. *Science*, 224:872-874.

Bromley, R.G. & Ekdale, A.A. 1986. Composite ichnofacies and tiering of burrows. *Geological Magazine*, 123:59-65.

Bromley, R.G., Pemberton, S.G. & Rahmani, R.A. 1984. A Cretaceous woodground: the *Teredolites* ichnofacies. *Journal of Paleontology*, 58: 488-498.

Boyd, R., Dalrymple, R.W. & Zaitlin, B.A. 2006. Estuarine and incised-valley facies models. In: Posamentier, H.W. & Walker, R. (Ed.), *Facies Models revisited*. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 84: 175-240.

Buatois, L.A. & López-Angrián, O.L. 1992. The ichnology of a submarine braided channel complex: the Whisky Bay Formation of James Ross Island, Antarctica, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 94:119-140.

Buatois, L.A. & Mángano, M.G. 1995. The paleoenvironmental and paleoecological significance of the lacustrine *Mermia* ichnofacies: an archetypical subaqueous nonmarine trace fossil assemblage. *Ichnos*, 4: 151-161.

Buatois, L.A. & Mángano, M.G. 2002. Trace fossils from Carboniferous floodplain deposits in western Argentina: implications for ichnofacies models of continental environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183: 71-86.

Buatois, L.A. & Mángano, M.G. 2009. The trace fossil *Sinusichnus* in Antarctica and Venezuela: expanding the dataset of crustacean burrows. *Lethaia*, 42: 511-518.

Buatois, L.A. & Mángano, M.G. 2011. *Ichnology. Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. University Press, Cambridge, United Kingdom, 358p.

Buatois, L.A., Mángano, M.G. & Aceñolaza, F. 2002. *Trazas fósiles. Señales de comportamiento en El registro estratigráfico*. Museu Paleontológico Egidio Feruglio, Buenos Aires, Argentina, 382p.

Buatois, L.A., Gringas, M.K., MacEachern, J., Mángano, M.G., Zonneveld, J.P., Pemberton, S.G., Netto R.G., & Martin, A.J. 2005. Colonization of brackish-water systems through time: Evidence from the trace-fossil record. *Palaaios*, 20(4): 321-347.

Buatois, L.A., Uba, C.E., Mángano, M.G., Hulka, C., Heubeck, C., 2007. Deep and intense bioturbation in continental environments; evidence from Miocene fluvial deposits of Bolivia; sediment–organism

interactions; a multifaceted ichnology. *Special Publication—Society for Sedimentary Geology*, 88:123–136.

Caldas, L.H. O., Stattegger, K. & Vital, H. 2006. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology*, 228: 39-53.

Carvalho, J.B., 2000. Caracterização morfoestratigráfica do preenchimento sedimentar da Baía de Iguaçu, Bahia: influência das variações eustáticas do nível do mar e atividades tectônicas recentes. Dissertação de Mestrado, Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, 120 p.

Campos e Silva, A., 1965. O Grupo Barreiras na região de Natal. UFRN, Inst. Antropol., avulso, 4p.

Catuneanu, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Amsterdam: Elsevier, 375 p.

Cohen, M.C.L., Souza Filho, P.W.M., Lara, R.J., Behling, H., Angulo, R.J., 2005. A model of Holocene mangrove development and relative sea-level changes on the Bragança Peninsula (Northern Brazil). *Wetland Ecology and Management*, 13: 433-443.

Collinson, J.D. 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England: *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 194-221.

Dalrymple, R. W., Zaitlin, B.A. & Boyd, R. 1992. Estuarine Facies Models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 1130-1146.

Dashtgard, S.E., Gingras, M.K. & Pemberton, S.G., 2008. Grain-size controls on the occurrence of bioturbation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 257: 224–243.

DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International*, 101:425–478.

Diaz, R.J. & Rosenberg, R., 1995. Marine benthic hypoxia: a review of its ecological effects and the behavioural responses of benthic macrofauna. *Oceanography and Marine Biology. Annual Review* 33: 245–303.

Dillenburg, S.R. 1996. Oscilações holocênicas do nível relativo do mar registradas na sucessão de fácies lagunares na região da Laguna de Tramandaí, RS. *Pesquisas*, 23 (1/2): 17-24.

Domínguez, J.M.L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Leão, Z.M.A.N. & Azevedo, A.E.G., de. 1990. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Rev.Bras. de Geociências*, 20(1-4): 208-215.

Duller, G.A.T. 2008. Luminescence dating: Guidelines on using luminescence dating in archaeology. Swindon: English Heritage.43p.

Dworschak, P.C. & Rodrigues, S. de A. 1997. A modern analogue for the trace fossil *Gyrolithes*: burrows of the thalassinidean shrimp *Axianassa australis*. *Lethaia*, 30:41-52.

El Gadi, M.S.M.& Brookfield, M. 1999. Open carbonate ramp facies, microfacies and paleoenvironments of the Gramame Formation (Maastrichtian), Pernambuco-Paraíba Basin, Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 12:411-433.

Ekdale, A.A. 1988. Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on trace fossil assemblages. *Palaaios*, 3:464-472.

Ekdale, A.A. & Bromley, R.G. 1991. Analysis of composite ichnofabrics: an example in uppermost Cretaceous chalk of Denmark. *Palaaios*, 6: 232-249.

Ekdale, A.A. & Mason, T.R. 1988. Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology (Boulder)* 16: 720–723.

Ekdale, A.A., Bromley, R.G. & Loope, D.B. 2007. Ichnofacies of an ancient erg: a climatically influenced trace fossil association in the Jurassic Nevajo sandstone, southern Utah, USA. In: *Trace fossils: concepts, problems, prospects*, ed. W. Miller III, Amsterdam: Elsevier, p. 562-564.

Ekdale, A.A., Bromley, R.G. & Pemberton, S.G. 1984. *Ichnology. The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy*. SEPM, Tulsa, Oklahoma, 371p.

Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Nascimento, A.F., Sá, J.M., França, G.S., 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Precambrian lineament, Brazil. *Tectonophysics*, 456, 111–126.

Françolin, J.B.L. & Szatmari, P. 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 196-207.

Françolin, J.B.L.; Cobbold, P.R. & Szatmari, P. 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *Journal of Structural Geology*, 16: 647–661.

Frey, R.W. 1975. *The study of trace fossils*. Springer-Verlag, New York, 562p.

Frey, R. W. 1990. Trace fossil and hummocky cross-stratification, Upper cretaceous of Utah. *Palaaios*, 5: 203 -218.

Frey, R. & Pemberton, S. G. 1984. Trace fossils facies models. In: R.G. Walker (ed.). *Facies models*. Geoscience Canada, Reprint Series, Alberta, 1/2:189-207.

Frey, R.W. & Pemberton, S.G. 1985. Biogenic structures in outcrops and cores: 1. Approaches to ichnology. *Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin*, 33:72-115.

Frey, R.W. & Pemberton, S.G. 1987. The *Ptilonichnus* ichnocoenose, and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia coast. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 35: 333-357.

Frey, R.W. & Seilacher, A. 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, 13: 183-207.

Frey, R.W. & Wheatcroft, R.A. 1989. Organism-substrate relations and their impact on sedimentary petrology. *Journal of Geological Education*, 37: 261-279.

Frey, R.W., Howard, J.D. & Pryor, W.A. 1978. *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23:199-229.

Frey, R.W., Pemberton, S.G. & Fagerstrom, J.A. 1984. Morphological, ethological and environmental significance of the ichnogenera *Scoyenia* and *Ancorichnus*. *Journal of Paleontology*, 58: 511-528.

Furrier, M., Araújo, M.E. & Meneses, L.F., 2006. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no estado da Paraíba. *Geologia USP, Série Científica*, 6, 61-70.

Furrier, M. 2007. Caracterização geomorfológica e do meio físico da folha João Pessoa 1:100.000. Tese de Doutorado. Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, USP, 213p.

Genise, J.F., Mángano, M.G., Buatois, L.A., Laza, J. & Verde, M. 2000. Insect trace fossil associations in paleosols: The *Coprinisphaera* ichnofacies. *Palaaios*, 15: 33-48.

Genise, J.F., Melchor, R.N., Bellosi, E.S. & Verde, M. 2010. Invertebrate and vertebrate trace fossils from continental carbonates. In: *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*, ed. A.M. Alonso-Zarza & L.Tanner, *Developments in Sedimentology*, 61: 319-369.

Gernant, R.E. 1972. The paleoenvironmental significance of *Gyrolithes* (Lebenspur). *Journal of Paleontology*, 46:735-741.

- Gibert, J.M. de, Martinell, J. & Domènech, R. 1998. *Entobia* ichnofacies in fossil rocky shores, Lower Pliocene, Northwestern Mediterranean. *Palaios*, 13: 476-487.
- Gibert, J.M. de, Domènech, R. & Martinell, J. 2007. Bioerosion in shell beds from the Pliocene Roussillon Basin, France: implications for the (macro) bioerosion ichnofacies model. *Acta Paleontologica Polonica*, 52: 783-798.
- Gingras, M.K., Pemberton, S.G. & Saunders, T.D.A., 2000. Firmness profiles associated with tidal creek deposits: the temporal significance of Glossifungites assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 1017-1025.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A. & Pickerill, R.K. 2004. Modern perspectives on the *Teredolites* Ichnofacies: observations from Willapa Bay, Washington. *Palaios*, 19: 79-88.
- Gingras, M.K., Räsänen, M. & Ranzi, A. 2002. The significance of bioturbated inclined heterolithic stratification in the southern part of the Miocene Solimões Formation, Rio Acre, Amazônia, Brazil. *Palaios*, 17: 591-601.
- Gingras, M.K., Pemberton S.G., Saunders, T. & Clifton, H.E. 1999. The icnology of Modern and Pleistocene Brackish-water deposits at Willapa Bay, Washington: Variability in estuarine settings. *Palaios*, 14:352-374.
- Gingras, M.K., Bann, K.L., MacEachern, J.A., Waldron, J. & Pemberton, S.G., 2007. A conceptual framework for the application of trace fossils. In: MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. (Eds.), *Applied Ichnology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists: Short Course Notes, 52: 1-25.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A. and Dashtgard, S.E. 2011. Process ichnology and the elucidation of physico-chemical stress. *Sedimentary Geology*, 237: 115-134.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A. and Dashtgard, S.E. 2012. The potential of trace fossils as tidal indicators in bays and estuaries. *Sedimentary Geology*, 279: 96-106.
- Góes, A.M. 1981. Estudo sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 55 p.
- Howard, J.D. & Frey, R.W. 1973. Characteristic physical and biological sedimentary structures in Georgia estuaries. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62:1169-1184.
- Howard, J.D., Frey, R.W., 1973. Characteristic physical and biogenic sedimentary structures in Georgia estuaries. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 57: 1169-1184.
- Howard, J.D. & Frey, R.W. 1975. Estuaries of the Georgia coast, U.S.A.: sedimentology and biology. II. Regional animal-sediment characteristics of the Georgia estuaries. *Senckenbergiana Maritima*, 7:33-103.
- Howard, J.D. & Frey, R.W. 1985. Physical and biological aspects of back barrier sedimentary sequences, Georgia coast, U.S.A. *Marine Geology*, 63:77-127.
- Howard, J.D., Elders, C.A. & Heinbokel, J.F. 1975. Animal-sediment relationships in estuarine point bar deposits, Ogeechee River-Ossabaw Sound, *Senckenbergiana Maritima*, 7:181-203.
- Hunt, A.P. & Lucas, S.G. 2007. Tetrapod ichnofacies: a new paradigm. *Ichnos*, 14: 59-68.
- Huntley, D. J.; Hutton, J.T. & Prescott, J. R. 1993a. The stranded beach-dune sequence of South-East Australia: a test of thermoluminescence dating, 0-800 ka. *Quat. Sci. Rev.*, 12:1-20.

- Huntley, D. J. Hutton, J.T. & Prescott, J. R. 1993b. Optical dating using inclusions within quartz grains. *Geology*, 21:1087-1090.
- Irion, G., Morais, J.O. and Bungenstock, F. 2012. Holocene and Pleistocene sea-level indicators at the coast of Jericoacoara, Ceará, NE Brazil. *Quaternary Research*, 77: 251-257.
- Kegel, W. 1955. Geologia do fosfato de Pernambuco. DNPM, 157, 54 pp.
- Kegel, W. 1957. Contribuição ao estudo da bacia costeira do Rio Grande do Norte. Dep. Nac. Prod. Mineral, Div. Geol. Min., 170, 52p.
- Leite, F.P.R., Oliveira, M.E.B., Oliveira, P.E., Silvestre-Capelato, M.S., Arai, M. & Truckenbrodt W. 1997a. Palinofloras miocenas da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, na Região Bragantina, Estado do Pará, Brasil. *Rev. Univ. Guarulhos.*, (Geoc), 2: 128-140.
- Leite, F.P.R., Oliveira, M.E.B., Arai, M. & Truckenbrodt, W. 1997b. Palinoestratigrafia da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, Mioceno do nordeste do estado do Pará, Brasil. *Rev. Univ. Guarulhos* (Geoc) 2: 141-147.
- Lettlely, C.D., Gingras, M.K., Pearson, N.J. & Pemberton, S.G. 2007. Burrowed stiffgrounds on estuarine point bars: Modern and ancient examples, and criteria for their discrimination from firmgrounds developed along omission surfaces. In: MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K. & Pemberton, S.G. (Eds.). *Applied Ichnology*. Society for Sedimentary Geology Short Course Notes, 52: 325-333.
- Lima, M.G. 2008. A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 251 pp.
- Lima, C.C.U.; Vilas Boas, G.S.; Bezerra, F.H.R. 2006. Faciologia e Análise Tectônica Preliminar da Formação Barreiras no Litoral Sul do Estado da Bahia, Brasil. *Revista do Instituto de Geociências-USP Série Científica*, 6:71-79.
- Lima Filho, M. F. 1998. Análise Estratigráfica e Estrutural da Bacia Pernambuco. IG-USP.Tese de Doutorado, 139 p.
- Lima Filho, M.F., Monteiro, A. B. & Souza, E.M. 1998. Carbonate sections of the Paraíba and Pernambuco Basins, northeastern Brazil: implications for the late stages of opening of Southern Atlantic Ocean. In: 15th International Sedimentological Congress, Alicante, Abstract Book, p. 504-505.
- Lockley, M.G., Lucas, S.G., Hunt, A.P. & Gaston, R. 2004. Ichnofaunas from the Triassic-Jurassic boundary sequences of Gateway area, western Colorado: implications for faunal composition and correlation with other areas. *Ichnos*, 11: 89-102.
- Mabesoone, J.M. 1991. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte – Histórico. *Estudos Geológicos*, UFPE, Série B, Recife, 10: 11-20.
- Mabesoone, J.M. & Alheiros, M.M. 1988. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 476-482.
- Mabesoone, J.M. & Alheiros, M.M. 1991. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e parte do Rio Grande do Norte - base estrutural. *Estudos Geológicos UFPE, série B*, Recife, 10: 33-44.
- Mabesoone, J.M., Tinoco, I.M., Coutinho, P.N. 1968. The Mesozoic-Tertiary boundaries in northeastern Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 4:161-185.
- Mabesoone, J.M., Silva, A.C. & Berlen, K., 1972. Estratigrafia e origem do grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*, 2: 173-188.

MacEachern, J.A. & Gingras, M.K., 2007. Recognition of brackish-water trace-fossil suites in the Cretaceous Western Interior Seaway of Alberta, Canada. *In*: Bromley, R., Buatois, L.A., Genise, J., Mángano, M.G., Melchor, R. (Eds.), *Sediment– Organism Interactions: a Multifaceted Ichnology*: SEPM Special Publication, 88:149–194.

MacEachern, J.A. & Pemberton, S.G. 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. *In*: S.G. Pemberton (ed.), *Applications of Ichnology to petroleum exploration: a core workshop*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology, SEPM Core Workshop 17:57-84.

MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., & Raychaudhuri, I., 1991, The substrate controlled *Glossifungites* ichnofacies and its application to the recognition of sequence stratigraphic surfaces: subsurface examples from the Cretaceous of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada: *in* Leckie, D.A., Posamentier, H.W., and Lovell, R.W.W., eds., *NUNA Conference on High Resolution Sequence Stratigraphy*: Geological Association of Canada, Programme, Proceedings and Guidebook, p. 32-36.

MacEachern, J.A., Raychaudhuri, I. & Pemberton, S.G. 1992. Stratigraphic applications of the *Glossifungites* ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. *In*: S.G. Pemberton (ed.), *Applications of ichnology to petroleum exploration – A core workshop*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Core Workshop, 17:169-198.

MacEachern, J.A., Bann, K.L., Pemberton, S.G. & Gingras, M.K. 2007a. The ichnofacies paradigm: high resolution palaeoenvironmental interpretation of the rock record. *In*: J.A. MacEachern, L.K. Bann, M.K. Gingras & S.G. Pemberton (eds.) *Applied Ichnology*, SEPM, Short Course Notes, 52:27-64.

MacEachern, J.A., Gingras, M.K., Bann, K.L., Pemberton, S.G. & Reich, L.T. 2007b. Applications of ichnology to high-resolution genetic stratigraphic paradigms. *In*: J.A. MacEachern, L.K. Bann, M.K. Gingras & S.G. Pemberton (eds.) *Applied Ichnology*, SEPM, Short Course Notes, 52:95-129.

MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Bann, K.L. & Gingras, M.K. 2007c. Departures from the archetypal ichnofacies: effective recognition of physico-chemical stresses in the rock record. *In*: J.A. MacEachern, L.K. Bann, M.K. Gingras & S.G. Pemberton (eds.) *Applied Ichnology*, SEPM, Short Course Notes, 52:65-93.

Mángano, M.G. & Buatois, L.A. 2004. Ichnology of Carboniferous tide-influenced environments and tidal flat variability in the North American Midcontinent. *In*: D. McIlroy (ed.) *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*. Geological Society of London, London, Special Publication, 228:157-178.

Martin, L. & Suguio, K. 1992. Variations of coastal dynamics during the last 7000 years recorded in beach-ridge plains associated with river mouths: example from the central Brazilian coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99:119-140.

Martin, L., Flexor, J.M., Vilas-Boas, G.S., Bittencourt, A.C.S.P. & Guimarães, M.M.M. 1979. Courbe de variation du niveau relatif de la mer au cours des 7000 dernières années sur un secteur homogène du littoral brésilien (nord du Salvador). *In*: K. Suguio, T.R. Fairchild, L. Martin and J.M. Flexor (Eds.), *Proc. Int. Symp. Coastal Evolution in the Quaternary IG/USP*, p. 264-274.

Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Bittencourt, A.C.S.P. & Vilas-Boas, G.S. 1980. Le Quaternaire marin brésilien (littoral pauliste, sud-fluminense et bahianais). *Cab. ORSTOM, Sér. Géol.*, 11 (1): 96-125.

Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P. & Vilas-Boas, G.S. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira: datação do máximo da penúltima transgressão. *Ciência da Terra*, 1: 16-17.

Martin, L.; Dominguez, J.M.L.; Suguio, K.; Bittencourt, A.C.S.P.; Flexor, J.M. 1983. Schéma de la sédimentation quaternaire sur la partie centrale du littoral brésilien. *Cahiers ORSTOM, Série Géologie*, 13(1):59-81.

- Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., Flexor, J.M., Vilas-Boas, G.S. 1984. Evidência de um tectonismo quaternário nas costas do Estado da Bahia. In: *Anais do 33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Sociedade Brasileira de Geologia, 1: 19–35.
- Martin, L.; Flexor, J.M.; Butzkow, D.; Suguio, K. 1985. Geoid change Indications along the Brazilian coast during the last 7,000 years. In: International Coral Reef Congress, 5, Tahiti, *Proceedings*, 3:85-90.
- Martin, L., Dominguez, J.M.L. & Bittencourt, A.C.S.P., 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: evidence from a multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, 19: 101–124.
- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Dominguez, J.M.L. & Bittencourt, A.C.S.P. 1996. Quaternary sea-level history and variation in dynamics along the central Brazil Coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68: 303–354.
- Martin, K.D. 2004. A re-evaluation of the relationship between trace fossils and dysoxia. In: McIlroy D.(ed.) *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*. Geological Society of London, London, Special Publication, 228:141-156.
- Matos, R.M.D. 1992. The Northeastern Brazilian rift systems. *Tectonics*, 11:766–791.
- McIlroy, D. 2004. Ichnofabrics and sedimentary facies of a tide-dominated delta: Jurassic Ile Formation Field, Haltenbanken, Offshore Mid-Norway. In: D. McIlroy (ed.) *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*. Geological Society of London, London, Special Publication, 228:237-272.
- Menezes, M.R.F., Souza Filho, L.V., Barros & S.D.S. 1998. Discordâncias e inundações no Grupo Barreiras, litoral leste do Rio Grande do Norte. In: *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, 50, Belo Horizonte, MG, Brasil, 1:75.
- Menor, E. N. 2006. Mapeamento Gravimétrico e Cintilométrico da Bacia da Paraíba entre as Latitudes de Pitimbu e Ponta do Funil (Porção Ocidental). Monografia, UFPE, Recife, 63p.
- Miall, A.D. 1999. Principles of Sedimentary Basin Analysis.
- Miall, A.D. 2010. Alluvial deposits. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies Models 4*, Geological Association of Canada, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Newfoundland and Labrador, Canada, pp. 105-137.
- Milne, G.A., Long, A.J. & Bassett, E. 2005. Modeling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, 24 (10–11): 1183–1202.
- Minter, N.J. & Braddy, S.J. 2009. Ichnology of an Early Permian tidal flat: the Robledo Mountains Formation of the Robledo Mountains, southern New Mexico, USA. *Palaeontology*, 49:1123-1142.
- Monteiro, A.B. 1989. Geologia e aspectos faciológicos da Formação Barreiras numa área a sul de João Pessoa/PB. UFPE. Curso de graduação em Geologia. Relatório de Graduação, 108p.
- Moraes, L.J. 1924. Serras e montanhas do Nordeste. Rio de Janeiro. Inspet. Fed. Obras contra Secas, Sér. I.D., 58 (2), 122 e 120p.
- Moura-Lima, E.N., Bezerra, F. H. R., Lima-Filho, F.P., Castro, D.L., Sousa, M.O.L., Fonseca, V.P., Aquino, M.R., 2011. 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology* 235: 160–171.
- Murray, A.S. & Roberts, R.G. 1998. Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose single-aliquot protocol. *Radiation Measurements*, 29:503-515.

- Murray, A.S. & Wintle, A.G. 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32:57-73.
- Nara, M., 1997. High-resolution analytical method for event sedimentation using *Rosselia socialis*. *Palaaios*, 12:489-494.
- Nesbitt, E.A., & Campbell, K.A. 2006. The paleoenvironmental significance of *Ppsilonichnus*. *Palaaios*, 21: 187-196.
- Netto, R.G. 2001. Paleoicnologia do Rio Grande do Sul. In: M. Holz e L.F. De Ros (eds.) *Estratigrafia de Sequências*. Ed. UNISINOS, São Leopoldo, p. 219-259.
- Netto, R.G. & Rossetti, D.F. 2003. Ichnology and salinity fluctuations: a case study in the Early Miocene (Lower Barreiras Succession) of São Luís Basin, Maranhão, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 6:5-18.
- Netto, R.G. 2005. Paleoicnologia aplicada a estudos estratigráficos. Apostila do curso. Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, UNISINOS, São Leopoldo, 150p.
- Netto, R.G. & Grangeiro, M.E. 2009. Neoichnology of the seaward side of Peixe Lagoon in Mostardas, southernmost Brazil: the *Ppsilonichnus* ichnocoenosis revisited. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 12: 211-224.
- Netto, R.G., Buatois, L.A., Mángano, M.G. & Balistieri, P. 2007. *Gyrolithes* as a multipurpose burrow: an ethologic approach. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 10: 157-168.
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Second edition. Wiley and Blackwell, Oxford, United Kingdom, 432 p.
- Nogueira, F. C. C.; Bezerra, F. H. R. & Castro, D. L. 2006. Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar. *Geologia USP - Série Científica*, 6: 51-59.
- Nürnberg, D. & Müller, R. D., 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from late Jurassic to present. *Tectonophysics*, 191(1-2), 27-53. DOI: 10.1016/0040-1951(91)90231-G.
- Oliveira, P. E. 1940. História da pesquisa do Petróleo no Brasil. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, 208 p.
- Oliveira, A.J. & Leonardos, O.H. 1943. *Geologia do Brasil*. Ministério da Agricultura-Serviço de Informação, Rio de Janeiro, 2. Ed. 813p.
- Oliveira, D. C. & Gomes, C. J. S. 1996. A expressão de reativações pós-intrusão do enxame de diques Rio Ceará-Mirim (Mesozóico): Implicações na evolução tectônica da região. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 10 (1): 121-145,
- Pemberton, S.G. & Frey, R.W. 1985. The *Glossifungites* ichnofacies: modern examples from the Georgia coast, USA. In: Curran, H.A. (Ed.), *Biogenic Structures: Their use in interpreting depositional environments*. Society for Sedimentary Geology, Special Publications, 35: 237-259.
- Pemberton, S.G. & Wightman, D.M. 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits. In: Pemberton S.G. (ed.) *Applications of ichnology to petroleum exploration, a core workshop*, SEPM Core Workshop, Calgary, 17:141-167.
- Pemberton, S.G., Frey, R.W. & Saunders, T.D.A. 1990. Trace fossils. In: Briggs, D.E.G. & Crowther, P.R. (ed.), *Palaebiologia, a Synthesis*. Oxford, UK, Blackwell Science, 355-362.
- Pemberton, S.G.; MacEachern, J. & Frey, R.W. 1992a. Trace fossils facies models. Environmental and allostratigraphic significance. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.) *Facies models – response to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 47- 72.

- Pemberton, S.G.; Reinson, G.E. & MacEachern, J.A. 1992b. Comparative ichnological analysis of Late Albian estuarine valley-fill and shelf-shoreface deposits, Crystal Viking Field, Alberta. *In: S.G. Pemberton (org.) Applications of ichnology to petroleum exploration: a core workshop*. Calgary, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Core Workshop, 17:291-317.
- Pemberton, S.G.; Spila, M.; Pulham, A.J.; Saunders, T.; MacEachern, J.A.; Robbins, D. & Sinclair, I.K. 2001. *Ichnology & sedimentology of shallow to marginal marine systems*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 15, 343 p.
- Pemberton, S.G., MacEachern, J.A. & Saunders, T. 2004. Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the fossil record. *In: The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*, ed. D. McIlroy, *Geological Society Special Publication*, 228: 29-62.
- Perkins, E.J. 1974. *The biology of estuaries and coastal waters*: Academic Press, London, 678p.
- Pollard, J.E.; Goldring R. & Buck, S.G. 1993. Ichnofabrics containing *Ophiomorpha*: significance in shallow-water facies interpretation. *Journal of the Geological Society*, 150(1):149-164.
- Posamentier, H.W. & Walker, R.G. 2006. *Facies models revisited*. *SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publications*, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., 532p.
- Potter, P.E., 1959, Facies models conference: *Science*, 129: 1272–1273.
- Powell, E.N. 1977. The relationship of the trace fossils *Gyrolithes*(=*Xenohelix*) to the Family Capitellidae (Polychaeta). *Journal of Paleontology*, 51:552-556.
- Preusser, F. ; Degering, D.; Fuchs, M.; Hilgers, A.; Kadereit, A.; Klasen, N.; Krbetschek, M.; Richter, D. & Spencer, J.G.G. 2008. Luminescence dating: basics, methods and applications. *Eiszeitalter und Gegenwart Quaternary Science Journal*, 57/1-2: 95-149.
- Rand, H. M., & Mabesoone, J. M., 1982. Northeastern Brazil and the final separation of South America and Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 38(3-4): 163–183. DOI: 10.1016/0031-0182(82)90002-5.
- Rees, E.I.S., Nicholaidou, A., & Laskeridou, 1977. The effects of storms on the dynamics of shallow water benthic associations. *In: Keegan, B.F., Ceidigh, O., Boaden, J. (Eds.), Biology of Benthic Organisms*. Pergamon Press, Oxford, pp. 465–474.
- Remane, H.E. & Schlieper, C. 1971. *Biology of brackish water*. Wiley, New York, 372p.
- Ranger, M.J. & Pemberton, S.G. 1992. The sedimentology and ichnology of estuarine point bars in the McMurray Formation of the Athabasca Oil Sands Deposit, northeastern Alberta, Canada. *In: Pemberton S.G. (ed.) Applications of Ichnology to Petroleum Exploration, a core workshop*, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Core Workshop, 17:401-421.
- Reineck, H.E., & Singh, I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments (with Reference to terrigenous Clastics)*. Springer-Verlag, Germany, 551 p.
- Reineck, H.E., Gutmann, W.F. & Hertweck, G., 1967. Das Schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen. *Senckenbergiana Lethaea*, 48: 219–275
- Rhoads, D.C. 1975. The paleoecological and environmental significance of trace fossils. *In: The study of trace fossils. A synthesis of principles, problems, and procedures in ichnology*, Ed. R.W. Frey, New York: Springer-Verlag, p. 147-160.
- Rhoads, D.C. & Morse, J.W., 1971. Evolutionary and ecologic significance of oxygen deficient marine basins. *Lethaia* 4: 413–428.

- Rossetti, D.F. 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, 133:295-324.
- Rossetti, D.F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 77-89.
- Rossetti, D.F. 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, 169:51-174.
- Rossetti, D.F. 2006. The role of tectonics on the preservation of estuarine valleys in areas with low accommodation rates: examples from Upper Cretaceous and Miocene Successions in Northern Brazil. In: R.W. Dalrymple, D.A. Leckie, R.W. Tillman (editores), *Incised Valley in Time and Space*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 85:199-218.
- Rossetti, D.F., & Dominguez, J.M.L., 2012. Tabuleiros Costeiros. Paleoambientes da Formação Barreiras. In: J.S.F. Barbosa (Editor), *Geologia da Bahia: Pesquisa e Atualização*, Salvador, CBPM, 2: 365-393.
- Rossetti, D.F. & Góes, A.M. 2004. Geologia. In: D.F. Rossetti, A.M. Góes (editores), *O Neógeno da Amazônia Oriental*. p. 13-52.
- Rossetti, D.F. & Góes, A.M. 2009. Marine influence in the Barreiras Formation, state of Alagoas, northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81: 741-755.
- Rossetti, D.F. & Santos Jr., A.E.A. 2004. Facies architecture in a tectonically-influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, Northern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, 17:267-284.
- Rossetti, D.F., Truckenbrodt, W. & Góes, A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região bragantina, nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* (Série Ciências da Terra), 1: 25-74.
- Rossetti, D.F., Góes, A.M. & Truckenbrodt, W. 1990. A influência marinha nos Sedimentos Barreiras. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi* (Série Ciências da Terra), 2: 17-29.
- Rossetti, D.F., Góes, A.M. & Souza, S.B.L. 2001. Estratigrafia da Sucessão Sedimentar Pós-Barreiras (Zona Bragantina, Pará) com base em radar de penetração no solo. *Brazilian Journal of Geophysics*, 19(2): 113-130.
- Rossetti, D. F.; Góes, A. M. & Valeriano, M. M. 2007. Correlação estratigráfica da “Formação Barreiras” no nordeste e norte do Brasil. In: Congresso da Abequa, 11, Anais... Abequa, Belém: Abequa.
- Rossetti, D. F., Valeriano, M. M., Bezerra, F. H. R., Brito Neves, B. B., & Góes, A. M., 2009. Caracterização morfológica da porção sul da Sub-bacia de Alhandra, Bacia Paraíba, com base em dados SRTM: contribuição na compreensão do arcabouço estrutural. In: 14 Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, p. 3325-3332.
- Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Góes, A.M. & Neves, B.B.B. 2011a. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin. *Sedimentary Geology*, 235 (3-4): 172-187. doi:10.1016/j.sedgeo.2010.02.005
- Rossetti, D. F.; Bezerra, F. H. R.; Góes, A. M.; Valeriano, M. M.; Andrades Filho, C. O.; Mittani, J. C. R.; Tatum, S. H.; Brito Neves, B. B. 2011b. Late Quaternary sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: implications for the interplay among landform, sea level and tectonics in Eastern South America passive margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 300: 191-204. doi: 10.1016/j.palaeo.2010.12.026
- Rossetti, D.F.; Góes, A.M.; Bezerra, F.H.R.; Valeriano, M.M.; Brito-Neves, B.B. & Ochoa, F.L. 2012. Contribution to the stratigraphy of the onshore Paraíba Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 84 (2): 187-207.

Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., & Dominguez, J.M.L., 2013, Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*, 123: 87-112.

Sá, J.H.S. 1969. Contribuição à geologia dos sedimentos terciários e quaternários da Região Bragantina. *Bol. Inst. Geol.*, Rio de Janeiro, 3: 21-36.

Salim, J, Souza, C.J., Muniz, G.C.B. & Lima & M.R. 1975. Novos subsídios para elucidação do episódio “Barreiras” no Rio Grande do Norte. *In: Actas do Simpósio de Geografia*, 7, Fortaleza, CE, Brasil, 1:149-158.

Sallun, A.E.M.; Suguio, K.; Tatumi, S.H.; Yee, M.; Santos, J. & Barreto, A.M.F. 2007. Datação Absoluta de depósitos Quaternários brasileiros por luminescência. *Revista brasileira de Geociências*. 37(2):402-413p.

Savrda, C.E. 1991. *Teredolites*, Wood substrates, and sea-level dynamics. *Geology*, 19: 905-908.

Savrda, C.E. & Bottjer, D.J., 1987. The exaerobic zone, a new oxygen-deficient marine biofacies. *Nature* 327: 54–56.

Savrda, C.E. & Bottjer, D.J., 1989. Trace-fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters: application to Upper Cretaceous Niobrara Formation, Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 74:49–74.

Savrda, C.E. & Bottjer, D.J. 1991. Oxygen-related biofacies in marine strata; an overview and update. *In: Tyson, R.V., Pearson, T.H. (Eds.), Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia: The Geological Society of London, Special Publications*, 58: 201–219.

Savrda, C.E. & Bottjer, D.J. 1994. Ichnofossils and ichnofabrics in rhythmically bedded pelagic/hemipelagic carbonates: recognition and evaluation of benthic redox and scour cycles. *In: de Boer, L., Smith, D.G. (Eds.), Orbital Forcing and Cyclic Sequences: International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 19: 195–210.

Savrda, C.E. & Nanson, L.L. 2003. Ichnology of fair-weather and storm deposits in an Upper Cretaceous estuary (Eutaw Formation, western Georgia, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202:67-83.

Savrda, C.E., Ozalas, K., Demko, T.H., Hichison, R.A. & Scheiwe, T.D. 1993. Log-grounds and the ichnofossil *Teredolites* in transgressive deposits of the Clayton Formation (Lower Paleocene), Western Alabama. *Palaaios*, 8: 311-324.

Savrda, C.E., Counts, J., McCormick, O., Urash, R. & Williams, J. 2005. Log-grounds and *Teredolites* in transgressive deposits, Eocene Tallahatta Formation (southern Alabama, USA). *Ichnos*, 12: 47-57.

Schäfer, W., 1956. Wirkungen der Benthos-Organismen auf den jungen Schichtverband. *Senckenbergiana Lethaea*, 37: 183–263.

Seilacher, A. 1953. Studien zur Palichnologie. I. Über die Methoden der Palichnologie. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 96: 421-452.

Seilacher, A. 1954. Die Geologische Bedeutung Fossiler Lebensspuren. *Zeitschrift Deutschen Geologische Gesellschaft*, 105: 214-227.

Seilacher, A. 1955. Spuren und Fazies im Unterkambrium. *In: Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan)*, ed. O.H. Schindewolf & A. Seilacher, *Akademie der Wissenschaften und der Literatur zu Mainz, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, Abhandlungen*, 10: 373-399.

- Seilacher, A. 1958. Zur ökologische n Charakteristik von Flysch und Molasse. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 51: 1062-1078.
- Seilacher, A. 1963. Lebensspuren und saunitatsfazies. *Fortschritte in der Geologie Rheinland und Westfalen*, 10: 81-94.
- Seilacher, A. 1964. Biogenic sedimentary structures. In: J. Imbrie & N.D. Newell (ed.), *Approaches to paleoecology*, John Wiley & Sons, New York, p. 296-316.
- Seilacher, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5:413-428.
- Smith, R.M.H., Mason, T.R. & Ward, J.D. 1993. Flash-flood sediments and ichnofacies of the late Pleistocene Homeb silts, Kuiseb River, Namibia. *Sedimentary Geology*, 85: 579-599.
- Souza, C.R.G. 1982. Considerações sobre a origem de um depósito marinho pleistocênico no litoral norte do estado de São Paulo. *Boletim do IG-USP, Série Cient.*, 23: 43-54.
- Souza Filho, P.W.M., Cohen, M.C.L., Lara, R.L., Lessa, G.C. & Behling, H. 2006. Holocene evolution and facies model of the Bragança macrotidal flat, northern Brazil. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 39. Proceedings of the 8th International Coastal Symposium (ICS 2004), 1: 306-310.
- Suguio, K. & Martin, L. 1975. Brazilian coastline Quaternary Formations - The State of São Paulo and Bahia Littoral Zone Evolutive Schemes – International Symposium on the Continental Margins of the Atlantic Type. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48: 325-334.
- Suguio, K. & Martin, L. 1976. Presença de tubos fósseis de Calianassa nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental.
- Suguio, K. & Martin, L. 1978. Quaternary marine formations of the States of São Paulo and southern Rio de Janeiro. In: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo, 1978, *Spec. Publ.* 1, São Paulo, IGCP, Project 61, 55 p.
- Suguio, K. & Petri, S. 1973. Stratigraphy of the Iguape-Cananéia Lagoonal Region sedimentary deposits, São Paulo state, Brazil – Part I: field observations and grain size analysis. *Boletim do IG, Instituto de Geociências, USP*, 4: 1-20.
- Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.M. & Azevedo, A.E.G.de. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 273–286.
- Suguio, K., Martin, L., Flexor, J.M. & Azevedo, A.E.G.de. 1986. The Quaternary sedimentary deposits in the States of Paraná and Santa Catarina coastal plains. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 2: 3–25.
- Suguio, K., Bezerra, F.H.R. & Barreto, A.M.F. 2011. Luminescence dated Late Pleistocene wave-built terraces in northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 83(3): 907-920.
- Taylor, A.M. & Gawthorpe, R.L. 1993. Applications of sequence stratigraphy and trace fossil analysis to reservoir description: examples from Jurassic of the North Sea. In: J.R. Parker (ed.) *Petroleum geology of Northwest Europe: preecedings of the 4th conference*. The Geological Society, p. 317-335.
- Taylor, A. M. & Goldring, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society of London*, 150: 141-148.
- Taylor, A.M., Goldring, R. & Gowland, S. 2003. Analysis and application of ichnofabrics. *Earth Science Reviews*, 60: 227-259.
- Tatumi, S.H., Kowata, E.A., Gozzi, G., L.R.P. Kassab, L.R.P., Suguio, K., Barreto, A.M.F. & Bezerra, F.H.R. 2003. *Journal of Luminescence*, 102–103, 562–565.

- Tatumi, S.H, Silva, L.P., Pires, E.L., Rossetti, D.F. & GÓES, A.M. 2008. Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Rev. Bras. Geoc.*, 38: 514-524.
- Tinoco, I. M. 1967. Micropaleontologia da faixa sedimentar costeira Recife–João Pessoa. Soc. Bras. Geol., *Boletim*, 16 (1): 81 – 85.
- Tinoco, I. M. 1971. Foraminíferos e a Passagem entre o Cretáceo e o Terciário em Pernambuco. Instituto de Astronomia e Geociências. USP. São Paulo, SP. Tese de Doutorado, 147 pp.
- Tomazzelli, L.J. & Dillenburg, S.R. 2007. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. *Marine Geology*, 244: 33-45.
- Tomazzelli, L.J. & Villwock, J.A. 1991. Geologia do sistema lagunar holocênico do Litoral Norte do Rio Grande do Sul. *Pesquisas*, 18 (1): 13-24.
- Tomazelli, L.J., Dillemburg, S.R. & Villwock, J.A. 2000. Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 470-472.
- Vilas Bôas, G.S., Sampaio, F.J. & Pereira, A.M.S. 2001. The Barreiras Group in the Northeastern coast of the State of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73:417-427.
- Villwock, J.A. 1984. Geology of the coastal province of the Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A Synthesis. *Pesquisas*, CECO/IG/UFRGS, 16: 5-49.
- Villwock, J.A. & Tomazelli, L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, CECO/IG/UFRGS, 8: 1-45.
- Vossler, S.M., & Pemberton, S.G., 1988, *Skolithos* in the Upper Cretaceous Cardium Formation: an ichnofossil example of opportunistic ecology: *Lethaia*, 21: 351-362.
- Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James, N.P. (eds.), *Facies models – response to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 1-14.
- Wignall, B., 1991. Dysaerobic trace fossils and ichnofabric in the Upper Jurassic Kimmeridge Clay of southern England. *Palaio* 6: 264–270.
- Wintle A.G. 1997. Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. *Radiat. Meas.*, 27(2):373-376p.
- Wintle, A. G., & Huntley, D. J. 1979. Thermoluminescence dating of a deep-sea ocean core, *Nature*, 279, 710–12.
- Wintle A.G. & Murray, A.S. 2006. A Review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. Elsevier. 41.369-391p.