UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO TECTONO–SEDIMENTAR DA PORÇÃO CENTRAL
EMERSA DA BACIA PARAÍBA, NORDESTE DO BRASIL**

Clódís de Oliveira Andrades Filho

Orientadora: Dra. Dilce de Fátima Rossetti

Co–orientador: Dr. Francisco Hilario Rego Bezerra

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós–Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo

2014

(Versão corrigida)

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação
do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Andrades Filho, Clódis de Oliveira

Evolução tectono-sedimentar da porção central
emersa da Bacia Paraíba, nordeste do Brasil /
Clódis de Oliveira Andrades Filho. - São Paulo,
2014.

120 p. : il.

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Rossetti, Dilce de Fátima

Co-orient.: Bezerra, Francisco Hilario Rego

1. Deformação dúctil e rúptil 2. Tectônica
quaternária 3. Formação Barreiras 4. Pós-Barreiras
5. Margem continental I. Título

UNIVERSITY OF SÃO PAULO

GEOSCIENCES INSTITUTE

**TECTONO–SEDIMENTARY EVOLUTION OF CENTRAL ONSHORE
PARAÍBA BASIN, NORTHEASTERN BRAZIL**

Clódís de Oliveira Andrades Filho

Advisor: PHD Dilce de Fátima Rossetti

Joint Supervisor: PHD Francisco Hilario Rego Bezerra

DOCTORAL THESIS

Graduate Program on Geochemistry and Geotectonics

São Paulo
2014

Universidade de São Paulo

Janus

RELATÓRIO DE DEFESA

Aluno: 44141 - 7265590 - 2 / Página 1 de 1

Relatório de defesa pública de Tese do(a) Senhor(a) Clódís de Oliveira Andrades Filho no Programa: Geociências (Geoquímica e Geotectônica), do(a) Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Aos 07 dias do mês de novembro de 2014, no(a) Salão Nobre - IGc/USP realizou-se a Defesa da Tese do(a) Senhor(a) Clódís de Oliveira Andrades Filho, apresentada para a obtenção do título de Doutor intitulada:

"Evolução tectono-sedimentar da porção central emersa da Bacia Paraíba, nordeste do Brasil"

Após declarada aberta a sessão, o(a) Sr(a) Presidente passa a palavra ao candidato para exposição e a seguir aos examinadores para as devidas arguições que se desenvolvem nos termos regimentais. Em seguida, a Comissão Julgadora proclama o resultado:

Nome dos Participantes da Banca	Função	Sigla da CPG	Resultado
Dilce de Fátima Rossetti	Presidente	INPE - Externo	<u>APROVADO</u>
Claudio Limeira Mello	Titular	UFRJ - Externo	<u>APROVADO</u>
Renato Paes de Almeida	Titular	IGc - USP	<u>APROVADO</u>
Francisco Jose Fonseca Ferreira	Titular	UFPR - Externo	<u>APROVADO</u>
Antonio Roberto Saad	Suplente	UNG - Externo	<u>APROVADO</u>

Resultado Final: APROVADO

Parecer da Comissão Julgadora *

Eu, [assinatura], lavrei a presente ata, que assino juntamente com os(as) Senhores(as). São Paulo, aos 07 dias do mês de novembro de 2014.

[assinatura]
Claudio Limeira Mello

[assinatura]
Renato Paes de Almeida

[assinatura]
Francisco Jose Fonseca Ferreira

[assinatura]
Antonio Roberto Saad

[assinatura]
Dilce de Fátima Rossetti
Presidente da Comissão Julgadora

[assinatura]
Antonio Roberto Saad
Aprovado "Ad Referendum"
da CPG
[assinatura]
Prof. Dr. Marcos Egydio da Silva
Presidente
Comissão de Pós-Graduação

* Obs: Se o candidato for reprovado por algum dos membros, o preenchimento do parecer é obrigatório.

A defesa foi homologada pela Comissão de Pós-Graduação em _____ e, portanto, o(a) aluno(a) faz jus ao título de Doutor em Ciências obtido no Programa Geociências (Geoquímica e

*”Esta terra,...
Tem, ao longo do mar,
nalgumas partes, grandes barreiras,
delas vermelhas, delas brancas;
e a terra por cima toda chã
e muito cheia de grandes arvoredos.”*

Extraído de Jaime Cortesão, *A carta de Pero Vaz de Caminha* (Lisboa: Portugal, 1967),
apud Darcy Ribeiro & Carlos de Araujo Moreira Neto (orgs.),
A fundação do Brasil: Testemunhos, 1500–1700. Petrópolis, RJ: Vozes, 1992, pp. 84–91.

*A meus pais, Clódís e Neusa [in memoriam],
pelo apoio incondicional na realização dos meus sonhos ...*

AGRADECIMENTOS

Este é o momento de reconhecer que, apesar de a tese de doutorado ter o caráter individual em sua elaboração, avaliação e título, na verdade, a tese é o resultado de uma série de esforços que não advém somente do doutorando. Por isso são necessários inúmeros agradecimentos.

Pela base do doutorando. Agradeço à família por toda diversidade, intensidade e qualidade de ensinamentos que foram fundamentais para eu acreditar que poderia me candidatar ao doutorado. Em especial, gostaria de homenagear a minha mãe, Neusa, que partiu no início da minha trajetória nesta pós-graduação, mas foi fundamental para que eu chegasse até aqui, pois sempre acreditou e apoiou-me, independentemente da situação. Agradeço ao meu pai, Clódis “Pai”, por toda confiança e sentimento de orgulho que sempre transmitiu. Agradeço às minhas irmãs, Débora e Denise, por todo amparo a mim e a minha família enquanto fiquei longe física e mentalmente. Falando em base, a mais forte e infalível de todas é a minha noiva, Bárbara, sem ela tudo teria sido muito mais difícil, do início ao fim. Obrigado!

Pelo incentivo do doutorando. A maior parte da força para fazer a minha tese veio da motivação genuína da minha orientadora Dilce de Fátima Rossetti. Agradeço a ela pelo constante incentivo e confiança, além de todo aprendizado proporcionado, decisivo na minha formação acadêmica e ética. Também agradeço ao meu co-orientador, Francisco Hilario Rego Bezerra, por todo estímulo criativo, intelectual e logístico. É importante destacar a grande contribuição dos nossos mestres educadores e desafiadores, os professores. Em especial, gostaria de citar os docentes Dr. Cláudio Riccomini e Dr. Renato Almeida, pelas valiosas contribuições no Exame de Qualificação, e também os professores Benjamin Bley de Brito Neves, Ana Góes, Márcio Valeriano, Marcos Egydio, Ginaldo Campanha, Carlos Archanjo, André Sawakuchi, Paulo Giannini e Francisco Nogueira.

Pelos recursos do doutorando. Além da contribuição dos docentes, é fundamental mencionar meu agradecimento à estrutura física do Instituto de Geociências, incluindo a biblioteca, salas de aula, salas de doutorandos, bem como todos os recursos destinados aos trabalhos de campo em disciplinas. Sabemos que toda essa infraestrutura, e demais recursos, advém dos contribuintes e, se bem administrados, são capazes de capacitar institutos de

excelência como o IGc da USP. Fico imensamente agradecido por poder usufruir deste patrimônio público. Também é essencial agradecer ao fomento da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) através da bolsa de doutorado durante um ano e meio (#2010-09684-1) e os recursos do projeto de pesquisa que tornaram possível a execução desta pesquisa (#12/06010-5). Também agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) por um mês de bolsa no início do curso. Agradeço à Universidade Estadual do Rio Grande do Sul (UERGS), instituição na qual sou Professor Assistente na Área de Geologia, que me concedeu afastamento remunerado durante cinco meses para a finalização desta tese e também pelos inúmeros afastamentos curtos para realização de atividade de campo, participação em congressos e reuniões científicas com meus orientadores. Agradeço ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) pelo espaço disponibilizado e todo apoio de secretaria por longo período durante a elaboração da tese junto à minha orientadora.

Pelo companheirismo necessário ao doutorando. Agradeço a todos os amigos do meio acadêmico ou fora dele, que tornam tudo mais leve, mais criativo, mais animado, trazendo inspirações, ideias novas, desafios, ou, simplesmente, amparo emocional e até logístico para que “tudo dê certo no final”. Aliás, essa é a frase mais repetida dos amigos. Em especial, gostaria de citar os irmãos de orientação Hiran Zani, Édipo Cremon, Rosana Gandini, Ericson Hayakawa, Jean Lima, Maria Emanuella, Thiago Bertani e Fabio Alves. Também gostaria de agradecer a todos aqueles amigos que foram surgindo e contribuindo nas mais diversas etapas da tese como Matheus Ferreira, Viviana Muñoz, Carlos Leandro, Ricardo Dal’Agnol, Luiz Furtado, Denílson Ribeiro. Agradeço aos amigos da UERGS que deram toda cobertura para que eu pudesse estar em São Paulo nos últimos meses de finalização da tese, como: Rodrigo Cambará Printes, Marcelo Maisonette, Rejane Seval, Aline Hernandez, Rodrigo Koch, Gládis Falavigna, Rosmarie Reinehr, Eliane Kolchinski, Juliana Vargas, Débora Cunchertt, Nathan Camilo e Otília.

Pela energia positiva. Enfim, agradeço a todas as pessoas que torceram por mim e me enviaram boas vibrações!

APRESENTAÇÃO

A presente tese é subdividida em sete capítulos e um anexo.

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

No Capítulo 2, **Objetivos**, são apresentados o objetivo geral e seis objetivos específicos.

No Capítulo 3, **Caracterização da Área de Estudo**, são descritas a localização, geomorfologia, arcabouço geológico e preenchimento sedimentar da Bacia Paraíba.

No Capítulo 4, **Fundamentação Teórica**, são apresentados elementos conceituais, técnicos e estudos prévios essenciais ao desenvolvimento do trabalho.

No Capítulo 5, **Material e Síntese Metodológica**, são indicadas as bases de dados de superfície e superfície utilizadas, bem como um resumo dos principais procedimentos adotados para atingir os objetivos desta tese.

No Capítulo 6, **Resultados**, são apresentados de forma sintética os principais resultados obtidos nos dois artigos produzidos que compõem esta tese de doutorado. O primeiro artigo, intitulado “*Mapping Neogene and Quaternary sedimentary deposits in northeastern Brazil by integrating geophysics, remote sensing and geological field data*” foi submetido para publicação no periódico *Journal of South American Earth Sciences*. O segundo artigo, intitulado: “*Approaching the post–rift history of South American passive margin through the tectono–sedimentary evolution of Paraíba Basin*” será submetido para publicação no periódico *Journal of Geodynamics*.

No Capítulo 7, **Conclusões**, são exibidas as conclusões finais e recomendações desta tese de doutorado.

No Anexo 1 é apresentado o comprovante de submissão do primeiro artigo ao periódico *Journal of South American Earth Sciences*.

SUMÁRIO

Apresentação.....	vi
Lista de Figuras	ix
Lista de Quadros.....	xiii
Lista de Tabelas	xiv
RESUMO.....	xv
ABSTRACT	xvii
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 OBJETIVOS.....	4
3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO.....	5
3.1 Localização	5
3.2 Geomorfologia.....	7
3.3 Arcabouço geológico.....	8
3.4 Preenchimento sedimentar	9
4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	12
4.1 Lineamentos e deformações estruturais	12
4.1.1 Lineamentos morfoestruturais por sensoriamento remoto	14
4.2 Dados de elevação e unidades geológicas.....	17
4.3 Magnetometria e gamaespectrometria	17
4.4 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)	20
4.5 Estudos a partir de dados de superfície e subsuperfície no nordeste brasileiro ...	21
5 MATERIAL E SÍNTESE METODOLÓGICA	25
5.1 Dados compilados	25
5.1.1 Rede de drenagem	25
5.1.2 Principais estruturas tectônicas regionais.....	25
5.2 Extração de lineamentos sensoriamento remoto e aerogeofísica	28
5.2.1 Modelo digital de elevação e extração de lineamentos morfoestruturais ...	28
5.2.2 Aeromagnetometria e obtenção de lineamentos magnéticos	29
5.3 Dados de poços e correlação estratigráfica	30
5.4 Coleta de dados de campo.....	31

5.5	Espacialização das unidades geológicas.....	32
6	RESULTADOS	33
6.1	<i>Mapping Neogene and Quaternary sedimentary deposits in northeastern Brazil by integrating geophysics, remote sensing and geological field data</i>	36
6.1.1	Introduction	37
6.1.2	Geological framework	40
6.1.3	Materials.....	41
6.1.4	Methods	43
6.1.4.1	Data processing.....	43
6.1.4.2	Classification	43
6.1.4.3	Data validation.....	44
6.1.5	Results.....	44
6.1.6	Discussion	52
6.1.7	Conclusion	55
6.2	<i>Approaching the post–rift history of South American passive margin through the tectono–sedimentary evolution of Paraíba Basin</i>	56
6.2.1	Introduction	57
6.2.2	Geological setting.....	58
6.2.3	Material and methods	63
6.2.4	Results.....	65
6.2.4.1	Stratigraphic correlation	65
6.2.4.2	Morphostructural lineaments	70
6.2.4.3	Magnetic lineaments.....	73
6.2.4.4	Description of tectonic structures in outcrops	76
6.2.5	Discussion	86
6.2.5.1	Distribution and relation of the structures to tectonic reactivation.....	86
6.2.5.2	Deformation style and stress field	87
6.2.5.3	Tectono–sedimentary evolution	89
6.2.5.4	Deformation mechanism.....	95
6.2.6	Conclusions	97
7	CONCLUSÕES.....	99
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	100
	ANEXO 1.....	120

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 – Bacias sedimentares marginais e embasamento precambriano adjacente na porção leste dos Estados da Paraíba e Pernambuco. A) Bacia Paraíba; B) Porção central emersa da Bacia Paraíba (i.e., sub-bacia Alhandra) e embasamento precambriano a oeste. Adaptado de Barbosa et al. (2003).	5
Figura 3.2 – Localização da área de estudo na Bacia Paraíba (ver 3.1B para localização).....	6
Figura 3.3 – Limites da área de estudo sobre MDE–SRTM. 1 = embasamento precambriano; 2 = cobertura sedimentar. A área apresentada corresponde exatamente à Figura 3.2.....	6
Figura 3.4 – Coluna estratigráfica referente à central emersa da Bacia Paraíba. Modificado de Barbosa et al. (2003) e Rossetti et al. (2013).....	10
Figura 4.1 – Representações de relevo associado às falhas geológicas. Adaptado de Suertegaray et al. (2003).....	14
Figura 4.2 – Representação das propriedades inerentes à técnica de sombreamento artificial sobre modelo digital em área hipotética. A) representação da influência da direção do realce do relevo, gerando maior sombreamento das feições perpendiculares à orientação da iluminação, e; B) influência da inclinação da iluminação sobre o terreno demonstrando maior sombreamento nas menores inclinações.....	16
Figura 5.1 – Rede de drenagem das cartas topográficas 1:100.000 provenientes da DSG.	26
Figura 5.2 – Principais lineamentos estruturais de parte da costa nordeste do Brasil (RN, PB e PE). Os lineamentos estão representados em linhas pretas.	27
Figura 5.3 – Área amostral com a representação de lineamentos expressos em baixo e alto topográfico nos produtos do MDE–SRTM de orientação de vertentes, curvatura horizontal e relevo sombreado (Adaptado de Andrades Filho, 2010).....	28
Figura 5.4 – Localização da área abrangida pelo Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema. Fonte: LASA e Prospectors (2008).	29
Figure 6.1.1 – A,B) Location of the study area in the central Paraíba Basin, northeastern Brazil, with the distribution of Neogene and Quaternary sedimentary deposits along the coast (yellow in B; modified from Rossetti et al., 2013). AP = State of Amapá, RJ = State of Rio de Janeiro, BP = Borborema Province. C) Simplified geological map over a Digital Elevation Model (DEM–SRTM) for part of the Brazilian coast where the study area is located (modified from Santos and Ferreira, 2002). Note the location of the Paraíba basin between the Pernambuco Lineament and the Mamanguape High. The rectangle indicates the study area, presented in detail in Figure 6.1.2) Simplified stratigraphic chart of the onshore Paraíba Basin (modified from Barbosa et al., 2003; Rossetti et al., 2011b, 2012).....	38
Figure 6.1.2 – Spatial distribution of the geophysical, DEM–SRTM and geochemical samples used for mapping geological units and validating statistical data. (See Fig. 6.1.1C for location).....	42

Figure 6.1.3 – Decision tree for the semi-automated classification of the geological units in the central onshore Paraíba Basin..... 45

Figure 6.1.4 – Diagrams showing the concentrations of K (A) and Th (B) relative to statistical analyses based on geophysical and geochemical data from the sedimentary units under study. A) (Q1 = lower quartile; Q3 = upper quartile; DN = digital number)..... 46

Figure 6.1.5 – Diagrams showing the distribution of data used in statistical analyses with respect to concentrations of K (A) and Th (B) derived from the gamma-ray spectrometry, as well as morphometric variables (C, D). (Q1 = lower quartile; Q3 = upper quartile; PCB = Precambrian basement rocks; BAR = Barreiras Formation; PB1 = Post-Barreiras 1; PB2 = Post-Barreiras 2; AS = Alluvial sediments). 47

Figure 6.1.6 – A,B) Maps of the distribution of K (A) and Th (B) concentrations derived from airborne gamma-ray spectrometry for the central Paraíba Basin. Note in A the greater K values in the western part of the map, which corresponds to the area of occurrence of Precambrian basement rocks, while lower values prevail to the east, dominated by sedimentary units. Also observe in B the lower Th values concentrated in the central northern part of the map, which coincides with the area of occurrence of PB2. C) Detail of A illustrating the contrast in K concentration between Precambrian basement rocks (PCB) and the sedimentary units (SB). D–F) Details of B illustrating in D the contrast in Th values between the Post-Barreiras 1 (PB1) and 2 (PB2), in E the anomalously high value of the Post-Barreiras 2 (PB2) in urbanized areas (URB), and in F the ASTER image (colour composition R3 G2 B1) corresponding to Figure E. 48

Figure 6.1.7 – Images derived from the DEM-SRTM based on elevation (A), slope (B) and relief-dissection (C) data corresponding to the central onshore Paraíba Basin. (D) Detail of A illustrating the lower elevation of alluvial sediments (AS) with respect to the other sedimentary units (OU). E) Detail of B illustrating the lower slope of alluvial sediments (AS) with respect to the other sedimentary units (OU). F) Detail of C contrasting moderate to high relief-dissection in the Barreiras Formation (BAR) with low values in the Post-Barreiras Sediments (PB)..... 49

Figure 6.1.8 – A) Geological map of the study area in the central onshore Paraíba Basin obtained with the proposed methodology integrating geophysical and morphometric data. B) Geological map of Rossetti et al. (2011b) for comparison of the results. 50

Figure 6.2.1– A, B) Location of the study area in the central onshore Paraíba Basin (white line) and adjacent Precambrian basement, northeastern Brazil, over DEM-SRTM. Note the location of the Paraíba Basin (dot white line) between the Pernambuco shear zone and the Mamanguape High; C) Simplified stratigraphic chart of the onshore Paraíba Basin (modified from Barbosa et al., 2003; Rossetti et al., 2013). 59

Figure 6.2.2 – Geological map of the study area in the central onshore Paraíba Basin, identifying sites and main tectonic structures. C1, C2 and C3 = Morphostructural compartments over sedimentary units (see map shown on Fig. 6.2.6A, in section 6.2.4.2). ... 62

Figure 6.2.3 – A) Location of cross-sections generated from borehole and field data, over DEM-SRTM; B) Area zoomed from A with main rivers in eastern portion. 66

Figure 6.2.4 – Geological cross-sections interpreted based on surface and subsurface data (see Fig. 6.2.3 for the transects location)..... 67

Figure 6.2.5 – A) 3D view from DEM-SRTM of the Embratel dome (see Fig. 6.2.3B for location). The white arrow indicates the position where the photo was obtained in B; B) Photograph of the Embratel dome in field work. The arrows indicate the broad antiform; C) ASTER optical image of Garaú River in the eastern portion of the study area (see Fig 6.2.3B for location); D) interpretation of C based on the drainage network. Arrow indicates sense of slip.69

Figure 6.2.6 – Distribution of morphostructural and magnetic lineaments in the study area. A) Variable morphometric aspect and morphostructural compartments (C1, C2 and C3); B) Map of morphostructural lineaments; C) Map of morphostructural lineaments density; D) Vertical derivative product of the magnetic data; E) Map of magnetic lineaments; F) Map of magnetic lineaments density. See A for location of morphostructural compartments (polygons in A-F).... 71

Figure 6.2.7 – Rose diagrams and quantity of morphostructural and magnetic lineaments..... 72

Figure 6.2.8 – Correspondence between morphostructural and magnetic lineaments. A, C, E, G) Magnetic data; B, D, F, H) DEM-SRTM. 75

Figure 6.2.9 – A) Deformation structures in the Barreiras Formation with continuity upward into PB1; B) Detail of fault planes in A; C) Interpretation of A. 76

Figure 6.2.10 – Normal faults, in the Barreiras Formation, shown in plan and profile; A) Sketch representing a deformed surface in perpendicular directions; B) Surface affected by normal faults with E-W and N-S-trending. Stereogram with poles to faults (equal-area projection); C) Sketch representing a profile view of sequential normal faults affecting the surface; D, E) Normal faults represented in C; F) Normal fault with 1m displacement. Person height = 1.80 m; G) Sucession of normal faults with centimeters of displacement; H) Planar normal fault with centimeters of displacement. Hammer dimensions (length = 30 cm and width = 17 cm)..... 77

Figure 6.2.11 – Reverse and normal faults (Barreiras Formation). A) Sketch representing deformed strata by oblique and vertical faults. Stereogram with poles to faults (equal-area projection); B) Reverse and normal faults (see A for location); C) Oblique and subvertical reverse faults (see A for location); D, E) Succession of reverse faults (card = 10 cm); F) Reverse and normal faults; G) Reverse fault marked by displacement of pebble strata; H) Succession of reverse faults. Hammer dimensions (length = 30 cm and width = 17 cm)..... 78

Figure 6.2.12 – Conjugate systems formed by normal faults. A,B) Barreiras Formation unit; C) PB1 unit; D) Interpretation of A; E) Interpretation of B; F) Interpretation of C. Arrow indicates sense of displacement. Gray circle indicates X-faults..... 79

Figure 6.2.13 – Stereograms with poles to faults contoured at 3% intervals (equal-area projection) of the morphostructural compartments (C1, C2 and C3). A, B) Correspond to the Barreiras Formation; C, D) Corresponds to the PB1; E) Corresponds to the Gramame/Maria Farinha Formations..... 80

Figure 6.2.14 – A) Strike-slip faults observed in the Barreiras Formation and PB1; B) Detail of striae. Hammer dimensions (length = 30 cm and width = 17 cm). The arrow indicates

displacement sense; C) Detail of lateral contact with PB1 and Barreiras Formation. Person height = 1.70 m..... 81

Figure 6.2.15 – Coqueirinho outcrops seen by aerial photographs. A) Broad view of outcrops and morphology. The arrows indicate the folded relief; B) Oblique view of outcrops (see A for location). The dotted white line separates the Barreiras Formation (below) and PB1 (above). Below the photograph, stereograms with poles to faults, bedding and fold axes (equal–area projection); C) Interpretation of anticlinal (see B for location). Black line = bedding. Black dotted line = eroded bedding. Green = vegetation. 83

Figure 6.2.16 – Tambaba outcrops. A) Sketch representing folded strata in coastal cliff (see A for location). Stereogram with beddings and fold axes (equal–area projection); B) Gramame/Maria Farinha Formations folded (see A for location); C) Conjugate normal faults in Barreiras Formation (see A for location); D) Interpretation of C. Arrow indicates sense of displacement; E) Sketch of deformations in PB1. Stereograms with poles to faults and poles to joints (equal–area projection); F) Detail of E. Arrow indicates sense of displacement; G, H) Reverse fault marked by displacement of ferruginous strata (see E for location) (Coin diameter = 2.3 cm and pen cap size = 3 cm). 84

Figure 6.2.17 – Fold in Cabo Branco beach. A) Aerial photograph of the folded coastal cliff; B) Interpretation of A; C) Photograph of fold in field work (black circle = person (height = 1.60 m); D) Interpretation of C. Black and gray line = bedding. 85

Figure 6.2.18 – Synclinal and Anticlinal in Coqueirinho outcrops (see Fig. 15B for location). A) photograph mosaic; B) Interpretation of A (black line = bedding; green and brown = vegetation); C) Synclinal and bedding tilts in Barreiras Formation (person height = 1.80); D) Detail of C; E) Interpretation of D..... 86

Figure 6.2.19 – Tectono–sedimentary evolution stages in the central onshore Paraíba Basin. 91

LISTA DE QUADROS

Quadro 4.1 – Trabalhos de revisão sobre a evolução tectono–sedimentar no NE brasileiro...	21
Quadro 4.2 – Publicações no NE brasileiro, área de estudo e uso de sensoriamento remoto. .	22
Quadro 4.3 – Publicações no NE brasileiro, dados de geofísica e datação absoluta.....	23
Quadro 4.4 – Publicações no NE, perfis litoestratigráficos, geomorfologia e medidas estruturais.	24
Quadro 5.1 – Características do levantamento aerogeofísico.....	30

LISTA DE TABELAS

Table 6.1.1 – Confusion matrix (cross-validation) based on the geological units depicted in the map of Fig. 6.1.8A and field data.	51
---	----

RESUMO

A dinâmica evolutiva de margens passivas continentais tem sido alvo de debates no âmbito da tectônica global e a margem leste da América do Sul compõe uma série de bacias marginais que contêm o registro sedimentar de diversos estágios de desenvolvimento da zona costeira após a abertura do Oceano Atlântico. No nordeste do Brasil, evidências de tectônica pós-rifte têm sido apontadas em algumas áreas do embasamento precambriano e bacias sedimentares. Nestas bacias, predomina a ocorrência de depósitos neógenos e quaternários no topo das unidades sedimentares. Estes depósitos têm sua ocorrência estendida para a costa sudeste e norte do Brasil. A área que compreende atualmente a Bacia Paraíba representa a última ponte de ligação das placas sul-americana e africana, portanto é um sítio geológico de fundamental relevância para a discussão da evolução da margem passiva sul-americana. Desta forma, o presente estudo tem como objetivo geral estabelecer um modelo de evolução tectono-sedimentar da Bacia Paraíba do Cretáceo superior ao Quaternário a partir da integração de informações de superfície e subsuperfície. Para atingir este objetivo, foram definidas duas etapas de trabalho. Na primeira etapa, foi criado e aplicado um método que permitiu o mapeamento das unidades neógenas e quaternárias, visto que os mapas disponíveis da região nordeste não apresentam estas unidades discriminadas. Este método combinou dados aerogamaespectrométricos e geomorfométricos, e foi validado por dados de campo. Os procedimentos criados representam uma metodologia inovadora no campo do sensoriamento remoto e geofísica integrada, visto que nenhum trabalho até o momento unificou de forma quantitativa estas técnicas e aplicou para o mapeamento geológico. A metodologia pode ser reproduzida nas demais áreas da costa nordeste com ocorrência de depósitos neógenos e quaternários. Na segunda etapa, a integração do mapa geológico com dados de campo, perfis estratigráficos profundos e imagens de aerogeofísica e sensoriamento remoto, permitiu o estabelecimento de estágios de preenchimento da Bacia Paraíba. Considerando as evidências de contatos laterais abruptos entre unidades cretáceas e cenozoicas, as grandes mudanças de espessura de estratos em curtas distâncias, a correspondência entre os dados morfoestruturais, magnéticos e estruturais de campo, foi possível propor que uma sequência de eventos de subsidência e soerguimentos foi impulsionadora de processos deposicionais e denudacionais nesta bacia. Estes eventos tectônicos não ocorreram somente na fase inicial da separação dos continentes, eles se estenderam até muito depois da separação do Pangea. Os depósitos neógenos e quaternários apresentam estruturas de deformação extensional e compressional

compatíveis com o regime regional de esforços extensionais de orientação N–S para o Cenozoico Superior. Estes eventos estão provavelmente associados à reativação de zonas de cisalhamento do embasamento precambriano adjacente durante o Quaternário Superior. Portanto, a Bacia Paraíba apresenta um diverso conjunto de evidências de que a margem passiva da América do Sul, pelo menos no nordeste do Brasil, foi afetada por eventos tectônicos pós–rifte, incompatíveis com o padrão de desenvolvimento de margens passivas continentais.

Palavras–chave: deformação dúctil e rúptil, tectônica quaternária, Formação Barreiras, Pós–Barreiras, margem continental.

ABSTRACT

The evolutionary dynamics of continental passive margins has been the subject of discussion in the global tectonics scope and the eastern South America margin comprises a number of marginal basins containing sedimentary records of several development stages of the coastal zone after the opening of the Atlantic Ocean. Evidence of tectonic post-rift in northeastern Brazil has been identified in some areas of Precambrian basement and sedimentary basins. In these basins, it is predominant the occurrence of Neogene and Quaternary deposits on top of the sedimentary units. These deposits have extended occurrence to the southeastern and to the northern coasts of Brazil. The area that nowadays comprises the Paraíba Basin represents the last bridge connecting the South American and African plates, hence it is an essential geological site for discussion concerning the South American passive margin evolution. Thus, the present study has the general objective to establish a model of tectonic-sedimentary evolution of the Paraíba Basin from late Cretaceous to late Quaternary based on integration of surface and subsurface information. To achieve this goal, two work stages were defined. In the first stage, it was created and applied a method that enabled mapping Neogene and Quaternary units, because the available maps of the northeastern region do not present these units separately. This method has combined airborne gamma-spectrometry and geomorphometric data, and it was validated using field data. The proposed procedures represent an innovative methodology in the branch of integrating remote sensing and geophysical research, since no work has yet quantitatively unified and applied these techniques for geological mapping. The methodology can be replicated in other areas of the northeastern coast where Neogene and Quaternary deposits also occur. The second step corresponds to the integration of the geological map with field data, deep stratigraphic profiles and images of airborne geophysics and remote sensing, what enabled the establishment of fill stages in the Paraíba Basin. Considering the evidence of abrupt lateral contacts between Cretaceous and Cenozoic units, large changes in strata thickness over short distances, and the correlation between morphostructural, magnetic and structural data, it is possible to propose that a sequence of subsidence and uplift events were driving factors of depositional and denudational processes in this basin. These tectonic events occurred not only in the initial separation stage of the continents, they went on until well after the breakup of Pangea. The Neogene and Quaternary deposits reveal extensional and compressional deformation structures compatible with the regional N-S-oriented extension stress field.

These events are probably associated to the reactivation of shear zones of the precambrian basement area during the Late Quaternary. Therefore, the Paraíba Basin presents a diverse set of evidences that the passive South America margin, at least in the northeastern region of Brazil, was affected by post–rift tectonic events incompatible with the development pattern of passive continental margins.

Key–words: brittle and ductile deformation, Quaternary tectonics, Barreiras Formation, Post–Barreiras, continental margin.

1 INTRODUÇÃO

A evolução tectono-sedimentar ao longo de margens passivas tem sido alvo de pesquisas em diversas áreas costeiras do planeta (p.e., Matos, 1992; Brown et al., 2000; Japsen et al., 2006; Pedoja et al., 2011). Os modelos evolutivos empregados comumente divergem em relação ao reconhecimento de movimentos tectônicos pós-rifte como deflagradores de eventos deposicionais e denudacionais e de modificação das formas de relevo em margens passivas. No nordeste do Brasil alguns modelos realizaram interpretações evolutivas considerando apenas a preponderância de elementos climáticos no desenvolvimento das áreas costeiras após a separação da América do Sul e África (p.e., King, 1956; Mabesoone e Castro, 1976). No entanto, a reativação de estruturas tectônicas precambrianas e cretáceas a partir do Neógeno têm sido registradas em diferentes áreas da costa nordeste brasileira (Bezerra, 1998; Bezerra et al., 1998, 2001, 2008, 2011; Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Morais Neto e Alkmin, 2001; Barreto et al., 2002; Brito Neves et al., 2004; Nogueira et al., 2006). A área que compreende atualmente a Bacia Paraíba representa a última ponte de ligação das placas sul-americana e africana (Matos, 1992; Françolin et al., 1994; Oliveira e Gomes, 1996). Esta área se manteve tectonicamente ativa por mais tempo, relativamente às demais áreas do nordeste brasileiro, quando ocorreu o rompimento do Pangea. Duas fases de atividades sísmicas têm sido colocadas como de grande importância na região. A principal fase ocorreu do final do Jurássico ao início do Cretáceo, devido à quebra continental (Castro et al., 2008), e a segunda fase está relacionada com a reativação de estruturas pré-existentes no Pleistoceno (Bezerra et al., 2008, 2011).

Um importante passo para a constatação de atividade tectônica são estudos geológicos em campo focado no reconhecimento de estruturas deformacionais em escala de afloramento. Estudos dessa natureza tem demonstrado a presença de falhas em unidades sedimentares (p.e. Rossetti et al., 2011a,b). Além disso, quando a deformação ocorre contemporaneamente aos processos de sedimentação, é importante o registro de estruturas que tenham sido modificadas por processos sísmicos. Estudos realizados nas bacias Paraíba e Potiguar revelaram feições de liquefação relacionadas a atividades sísmicas durante o Neógeno (Saadi e Torquato, 1992). Adicionalmente, estruturas de liquefação em depósitos quaternários dessa região foram relacionadas a fortes terremotos, que teriam atingido 7.0 mb (Bezerra et al., 2005). Mais

recentemente, Rossetti et al. (2011a, 2012) reconheceram a ampla distribuição de sismitos em depósitos pleistocênicos e holocênicos da Bacia Paraíba.

Além da investigação geológica em campo, deformação pode ser inferida a partir de dados geomorfológicos que visem à caracterização morfoestrutural e detecção de anomalias com base na análise do relevo e da rede de drenagem. Adicionalmente, a correlação estratigráfica de subsuperfície, utilizando-se informações de sondagens, fornece elementos para a detecção de deslocamentos e dobramentos de camadas sedimentares em escala regional. Esse tipo de estudo de subsuperfície pode, ainda, ser complementado com uma série de métodos indiretos adquiridos por meio de técnicas geofísicas.

Estudos geomorfológicos prévios evidenciam que instabilidades tectônicas em áreas da Bacia Paraíba ao longo do Cenozoico tiveram forte influência no desenvolvimento da paisagem atual, tendo gerado terrenos soerguidos e rebaixados, bem como afetado o desenvolvimento da drenagem atual (Araújo, 1993; Furrier et al., 2006). Estudos recentes (p.e., Andrades Filho e Rossetti, 2012b) possibilitaram testar parâmetros geomorfológicos consistindo na análise de lineamentos morfoestruturais aplicados à identificação de compartimentos tectônicos na Bacia Paraíba. Esses trabalhos confirmaram a natureza tectonicamente instável dessa região. Um estudo recente (i.e., Japsen et al., 2012) resultou na apresentação de modelo de evolução da margem passiva sul-americana, que incorpora subsidência e soerguimentos pós-rifte, inclusive prolongando-se até o final do Quaternário, em taxas superiores as encontradas hoje nas regiões com maiores deformações compressivas do globo. Um suporte fundamental para o estabelecimento de modelo tectônico pós-rifte no nordeste é o reconhecimento da distribuição espacial das unidades geológicas sedimentares aflorantes na área representada principalmente pela Formação Barreiras e Sedimentos Pós-Barreiras (Rossetti et al., 2011b).

O estabelecimento de um modelo de evolução tectônica para a Bacia Paraíba carece ainda de detalhamento, principalmente levando em consideração a integração de dados geológicos de campo e subsuperfície, geomorfológicos, e geofísicos que possam comprovar a existência de estruturas compressivas, bem como demonstrar o deslocamento vertical de estratos sedimentares. Neste contexto, estudos preliminares demonstram que a Bacia Paraíba dispõe de excelentes afloramentos principalmente em falésias costeiras, onde já se registrou uma abundância de estruturas deformacionais na Formação Barreiras e nos Sedimentos Pós-Barreiras que permanecem por serem sistematicamente analisados. Além disso, essa

bacia contém um volume significativo de poços, que podem ser utilizados para a correlação estratigráfica regional desses estratos. Nessa área, estudos geomorfológicos de campo são facilitados pela ausência de vegetação natural. Esses estudos podem ser, ainda, significativamente complementados com a utilização de dados de sensoriamento remoto. Destes, dados de radar de abertura sintética (SAR) tem tido melhor sucesso em aplicações geológicas no território nacional (p.e., Paradella et al., 2005). Este tipo de aplicação pode ser potencializado com o uso de radar interferométrico de abertura sintética – InSAR, que possibilita geração de modelos digitais de elevação (MDE). Vários estudos têm demonstrado a aplicação de variáveis geomorfométricas extraídas a partir de MDE's para discriminação de unidades geológicas e extração de lineamentos morfoestruturais (p.e., Chorowicz et al., 1989; Miliaresis et al., 2009; Ramli et al., 2010; Singh et al., 2007; Prima e Yoshida, 2010; Andrades Filho e Rossetti, 2012b), impulsionados pela ampla distribuição de dados topográficos digitais, como os modelos interferométricos derivados da missão SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) (Rabus et al., 2003). Por fim, levantamento aerogeofísico recente realizado na faixa costeira do nordeste brasileiro pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil) foi responsável pela geração de dados magnetométricos e gamaespectrométricos, que incluem a área da Bacia Paraíba. Esses dados podem ser aproveitados para compor uma base de dados robusta que possibilite o registro de eventos deformacionais nessa bacia. Desta forma, a análise integrada de dados de sensoriamento remoto, geofísicos e estratigráficos pode contribuir na reconstituição da história deposicional pós-rifte da Bacia Paraíba e suas implicações relativas a deformações tectônicas.

2 OBJETIVOS

O objetivo principal desta tese de doutorado é estabelecer um modelo de evolução tectono-sedimentar da porção central emersa da Bacia Paraíba do Cretáceo Superior ao Quaternário Superior.

Os objetivos específicos incluem:

- 1 – desenvolver método de aplicação de variáveis geofísicas e geomorfométricas na discriminação espacial das unidades geológicas em exposição na área de estudo;
- 2 – reconhecer estruturas tectônicas por meio da análise de lineamentos morfoestruturais e magnéticos utilizando sensoriamento remoto e dados geofísicos;
- 3 – explorar diferentes técnicas de sensoriamento remoto e geofísica que possam otimizar o alcance do objetivo específico 2;
- 4 – analisar a correspondência entre estruturas tectônicas em associação à Formação Barreiras e aos Sedimentos Pós-Barreiras com estruturas do embasamento precambriano localizado imediatamente à oeste da Bacia Paraíba;
- 5 – analisar a correspondência entre estruturas derivadas de dados de sensoriamento remoto e geológicos de subsuperfície com feições da paisagem reconhecíveis em campo e estruturas tectônicas reconhecidas em escala de afloramento.
- 6 – hierarquizar os principais eventos tectônicos que ocorreram em associação com as unidades sedimentares, especialmente à Formação Barreiras e aos Sedimentos Pós-Barreiras, bem como com o embasamento precambriano adjacente, tomando-se por base a integração de dados morfoestruturais, geológicos e geofísicos.

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização

A área de estudo está localizada na Bacia Paraíba (Figura 3.1A), Estados da Paraíba e Pernambuco (Figura 3.2), região nordeste do Brasil. O estudo se concentra na porção central emersa da Bacia Paraíba, que corresponde à Sub-Bacia de Alhandra (Barbosa et al., 2003) e área do embasamento precambriano adjacente (Figura 3.1B e Figura 3.3), onde ocorre maior disponibilidade de dados, incluindo de subsuperfície e de afloramentos. O acesso a essa área é fácil, sendo realizado por meio de rodovias federais (i.e., estradas BR 230 e BR 101) e estaduais, além de várias rodovias locais não pavimentadas.

Figura 3.1 – Bacias sedimentares marginais e embasamento precambriano adjacente na porção leste dos Estados da Paraíba e Pernambuco. A) Bacia Paraíba; B) Porção central emersa da Bacia Paraíba (i.e., sub-bacia Alhandra) e embasamento precambriano a oeste. Adaptado de Barbosa et al. (2003).

Figura 3.2 – Localização da área de estudo na Bacia Paraíba (ver 3.1B para localização).

Figura 3.3 – Limites da área de estudo sobre MDE-SRTM. 1 = embasamento precambriano; 2 = cobertura sedimentar. A área apresentada corresponde exatamente à Figura 3.2.

3.2 Geomorfologia

A geomorfologia regional da área de estudo compreende dois domínios morfoestruturais. O domínio de bacias e coberturas sedimentares fanerozoicas, localizado na porção leste, compreendendo a unidade de tabuleiros costeiros. Já as unidades do Planalto da Borborema, no extremo oeste, e os Patamares Orientais da Borborema, na porção central, pertencem ao domínio de Cinturões Móveis Neoproterozoicos (IBGE, 1993).

Em maior detalhe, a porção oeste da área de estudo apresenta, em seu extremo, terrenos pertencentes ao Planalto da Borborema, que ocorrem sob formas tabulares convexas e superfícies tabulares erosivas. Os planaltos residuais dominam o setor oeste, onde processos de dissecação produziram formas convexas em diferentes ordens de grandeza e de aprofundamento de drenagem, em geral separadas por vales bem entalhados (Furrier et al., 2006). Em pontos isolados, são encontrados relevos residuais tabulares, testemunhos de superfície de erosão (RADAMBRASIL, 1981).

A porção leste da Bacia Paraíba é marcada pelo domínio dos Tabuleiros Litorâneos, que possuem altimetrias variadas e padrões de dissecação distintos, que refletem as características estruturais da área (Furrier et al., 2006). As variações altimétricas dos interflúvios dos rios principais indicam existência de forte controle estrutural na compartimentação das unidades de relevo, que se apresentam elevados, rebaixados e, por vezes, basculados.

Em relação à dinâmica evolutiva geomorfológica, um dos estudos pioneiros (i.e., King, 1956, 1967) apresentou o modelo de pediplanação para explicar parte considerável do relevo da região nordeste. Parte significativa dos trabalhos posteriores foi embasada nas premissas desse autor. De acordo com King (1956, 1967), o relevo da área é produto da interação entre processos denudacionais de longa duração, associados a eventos de elevação regional sincrônica e uniforme. A variação litológica, climática e a tectônica local não interferiram na tendência geral de pediplanação. O modelo de pediplanação de King vem sendo debatido por vários autores (p.e., Bezerra et al., 2001, 2008; Furrier et al., 2006; Lima et al., 2006).

3.3 Arcabouço geológico

A Bacia Paraíba abrange uma faixa costeira entre o Lineamento Pernambuco (ao sul) e o Alto Estrutural Mamanguape (ao norte) (Figura 3.1). No contexto geológico brasileiro, essa área pertence à Província Estrutural da Borborema e no contexto da estrutura da Plataforma Sul-Americana, esta província pertence à unidade do Escudo Atlântico (Almeida, 1967). A Província Estrutural da Borborema (Kegel, 1955; Almeida, 1967; Brito Neves, 1984) compõe terrenos deformados paleoproterozoicos e neoproterozoicos, além de coberturas sedimentares, constituindo uma área que excede 450.000 km². Esta área pertence a um conjunto tectono-estratigráfico maior, cujo modelo é marcado pela alternância de blocos do embasamento pré-brasiliano, estes circundados por faixas móveis brasileiras. Grandes fraturas e zonas de cisalhamento dispostas longitudinalmente cortam a Província da Borborema. Essas estruturas, aparentemente formadas no ciclo Brasileiro (~540 Ma), são interrompidas pelos sedimentos fanerozoicos da Bacia do Paraíba no setor oeste. A maior parte da estrutura tectônica é indicada por feições do terreno de geometria sigmoidal (Almeida et al., 2000; Brito Neves et al., 2000, 2001) relacionada ao período precambriano, onde as áreas que, no presente, correspondem aos continentes sul-americano e africano, eram unidas (~600 Ma). No entanto, é no Mesozoico que ocorreu o último evento de maior atividade tectônica na província. Assim, houve o desenvolvimento das bacias ao longo da margem passiva, bem como de riftes abortados no interior (Matos, 1992). A maior parte das bacias apresentam sequências sedimentares pós-rifte, que se desenvolveram durante o estágio de abertura do Oceano Atlântico (Rand e Mabesoone, 1982; Nürnberg e Müller, 1991).

A reativação tectônica pós-cretácea, de natureza distensional, foi responsável pela existência de um sistema tafrogênico (i.e, desenvolvimento de bacia sedimentar durante fase rifte por afundamento crustal) ao leste de 36° W no Estado da Paraíba (Brito Neves et al., 2004). Estes autores admitiram que a componente extensional ocorre nesta área ao longo de antigas zonas de cisalhamento do embasamento proterozoico que estão direção E-W a ENE-WSW. No entanto, trabalhos recentes sugerem que a movimentação tectônica da área não resulta apenas desse tipo de esforços durante o Cenozoico (Bezerra, 1998; Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2001, 2008; Barreto et al., 2002; Brito Neves et al. 2004). A grande variação nas cotas de unidades estratigráficas é um dos indicadores desta atividade tectônica (Furrier et al., 2006).

Linhas de falhas cortam as unidades cretáceas, terciárias e quaternárias da zona costeira e muitas delas correspondem a reativações da estrutura precambriana ou cretácea e, em alguns casos, há formação de novas estruturas. As falhas são transcorrentes e normais, que resultam numa sequência 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).

Estudos realizados na porção central da Bacia Paraíba evidenciam atividade tectônica no Quaternário Superior (p.e., Bezerra et al., 2008; Rossetti et al., 2009). No *Graben* de Cariatá (setor norte), primeiramente identificado por Brito Neves et al. (2004), são reconhecidos dois eventos principais de falhamentos. 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 precambriano e o preenchimento sedimentar durante o Pleistoceno Superior (~0,1 Ma) (Bezerra et al., 2008). Entre o rio Gramame e a Depressão Abiaí são identificadas falhas e fraturas que deformaram a Formação Barreiras e os Sedimentos Pós-Barreiras.

Do Mioceno até hoje o regime de esforços é de extensão N-S e compressão E-W (Ferreira et al., 2008; Nogueira et al., 2010; Reis et al., 2013). O regime atual de esforços foi obtido a partir de mecanismos focais relacionados a uma grande quantidade de dados sísmogênicos resultantes de reativação em zonas de cisalhamento e foliação metamórfica em áreas do embasamento precambriano adjacente às bacias sedimentares Ceará, Potiguar e Paraíba no nordeste do Brasil (Ferreira et al., 2008; Bezerra et al., 2011).

3.4 Preenchimento sedimentar

O preenchimento sedimentar da porção emersa da Bacia Paraíba inclui seis unidades sedimentares, designadas de 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) (Figura 3.4). O início do preenchimento sedimentar ocorreu no Coniaciano-Santoniano. Durante este evento, formaram-se arenitos continentais médios a grossos da Formação Beberibe, interpretada como de origem fluvial e lacustre. A Formação Itamaracá, sobrejacente a essa unidade, possui idade Campaniana-Maastrichtiana e é representada por depósitos estuarinos e lagunares a plataformais (Barbosa et al., 2003). A

Formação Gramame exibe uma sucessão carbonática transgressiva, que consiste em calcários organizados em ciclos de raseamento ascendentes, delimitados por finas intercalações de argila (Barbosa et al., 2003). Nova transgressão marinha durante o Paleoceno e Eoceno resultou na formação de calcários, representados pela Formação Marinha Farinha (Mabesoone, 1994).

Figura 3.4 – Coluna estratigráfica referente à central emersa da Bacia Paraíba. Modificado de Barbosa et al. (2003) e Rossetti et al. (2013).

A Formação Barreiras inclui depósitos continentais (Araújo et al., 2006; Moraes et al., 2006) com transição a marinho (Rossetti, 2006), que recobre, de forma discordante, o embasamento precambriano e as demais formações rochosas sedimentares acima descritas. Esta formação inclui uma sucessão areno-argilosa pobremente consolidada, e depósitos conglomeráticos finos a grossos. A geometria côncava dos estratos e as sucessões de granodecrescência, comuns nesta unidade, resultam de deposição por ação de fluxos canalizados. Indicadores sedimentológicos semelhantes aos registrados na Formação Barreiras no norte do Brasil (Rossetti et al., 1989, 1990; Rossetti, 2000) sugerem que os sistemas deposicionais canalizados que ocorrem na Formação Barreiras em áreas do nordeste do Brasil eram também do tipo costeiro influenciado por processos marinhos (Rossetti e Góes, 2009). A exposição desta unidade neógena ocorre, principalmente, no setor leste da área de estudo, onde também são encontradas suas maiores espessuras.

No período Quaternário foram depositados os Sedimentos Pós-Barreiras, subdivididos em duas unidades denominadas PB1 e PB2 (Rossetti et al., 2011b). O PB1 foi depositado no Pleistoceno Superior e assenta-se sobre a Formação Barreiras ou diretamente sobre o embasamento cristalino, com espessura mais significativa na medida em que se aproxima da costa. A composição é arenítica e conglomerática e, em geral, de constituição maciça. Os sedimentos desta formação contêm fragmentos de laterita ferruginosa, que são elementos importantes na sua diferenciação com a Formação Barreiras, onde esses fragmentos são ausentes. Também podem apresentar diversas feições deformacionais, indicativas de possível ação de atividades sísmicas em grande amplitude, contemporâneas à sedimentação (Rossetti et al., 2007). O PB2 foi depositado predominantemente no Holoceno e corresponde a sedimentos arenosos, em geral maciços, bem a mal selecionados, que se desenvolvem discordantemente sobre todas as demais unidades sedimentares e também sobre o embasamento precambriano.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

O reconhecimento de estruturas tectônicas é fortemente apoiado na interpretação de feições morfoestruturais, deformacionais e anomalias magnéticas. Estes elementos de interpretação podem ser obtidos a partir de produtos aerogeofísicos (e.g., gamaespectrometria e magnetometria) e de sensoriamento remoto (e.g., MDE-SRTM) cada vez mais disponíveis para utilização. Estes produtos podem auxiliar na discriminação de unidades geológicas. O presente capítulo fornece uma síntese dos conceitos necessários à realização deste tipo de investigação.

4.1 Lineamentos e deformações estruturais

Lineamentos morfoestruturais são expressões morfológicas do relevo que podem ter relação com feições subsuperficiais geológicas, e tratam-se de elementos importantes para a caracterização da paisagem visando à reconstrução do arcabouço tectônico. Isto porque os lineamentos podem ter equivalência com estruturas tectônicas, tais como fraturas e falhas (Morelli e Piana, 2006; Pal et al., 2006). Esses lineamentos são, em geral, expressos por (Hobbs, 1912): a) cristas de cordilheiras ou limites de áreas elevadas; b) linhas de drenagem; c) linhas de costa; e d) linhas representativas de contatos litológicos.

Com o avanço das pesquisas geológicas e, principalmente, com a tecnologia de obtenção de dados geofísicos, o termo lineamento recebeu definição mais abrangente. Estes são caracterizados por feições lineares de âmbito regional, que se expressam na topografia pela morfologia de vales, cristas, segmentos de drenagem e anomalias tonais, controladas estruturalmente por foliações, juntas/fraturas e falhas (O’Leary et al., 1976; Sabins, 1978).

As propriedades de estruturas tectônicas têm sido amplamente apresentadas na literatura geológica e geomorfológica clássica (p.e., Cotton, 1949; Domingues, 1959; Hobbs et al., 1976; Loczy e Ladeira, 1976; Chorley et al., 1984). Quando esforços compressivos e/ou extensivos são exercidos sobre corpos rochosos podem gerar deformações. Essas tem natureza rúptil, quando geram quebras, ou dúctil, quando a deformação é apenas plástica. Deformações dúcteis geram dobras e podem ser reveladas por feições encurvadas suaves ou pronunciadas. Deformações rúpteis geram falhas, expressas por superfícies descontínuas com deslocamento diferencial de poucos centímetros a dezenas de quilômetros. Feições dúcteis e rúpteis podem ocorrer de forma associada e exercer controle sobre a disposição das camadas litológicas,

sendo comum o registro de feições de arrasto de camadas ou geometrias de litologias controladas pelo atrito gerado por falhamentos (Rykkelid e Fossen, 2002).

As dobras podem ser categorizadas em sinclinais, quando as camadas litológicas mais jovens estão no seu interior, e anticlinais, quando as camadas mais antigas estão no núcleo. Os dois lados de uma dobra são chamados de flancos, e o plano axial é a superfície imaginária que a divide na forma mais simétrica, com um flanco em cada lado do plano. O eixo da dobra é a linha formada pela intersecção do plano axial com as camadas litológicas.

Os principais elementos geométricos de falhas são o plano de falha, superfície pela qual ocorre o deslocamento relativo entre blocos, e o rejeito, medida do deslocamento linear resultante do movimento. As falhas são classificadas de acordo com a geometria, sendo comum sua distinção de acordo com o movimento relativo entre os blocos falhados (Loczy e Ladeira, 1976). Em falhas normais, resultantes de esforços extensivos, um dos blocos se abate na mesma direção na qual mergulha o plano de falha. Em falhas transcorrentes, o deslocamento relativo dos blocos ocorre prioritariamente na horizontal. Em falhas inversas, esforços compressivos resultam no cavalgamento de um bloco sobre o outro.

A observação direta de falhas em afloramentos ou na superfície do terreno é possibilitada pelo deslocamento de um nível de referência estratigráfico ou por indicadores na superfície de falha (i.e., moagem e fragmentação), que refletem o atrito ocorrido pelo deslocamento dos blocos. Formas de relevo produzidas em áreas falhadas são apresentadas na literatura geológica e geomorfológica (p.e., Cotton, 1949; Howard, 1967; Chorley et al., 1984). Falhas normais e transcorrentes possuem, em geral, expressão topográfica marcada por relevo estruturado e alinhado, com vales alongados e de fundo planificado, sendo estas feições ressaltadas ou suavizadas dependendo do regime intempérico vigente. As escarpas de falha e de linha de falha (Figura 4.1) são feições geomorfológicas que evidenciam a presença de falha, onde a dinâmica evolutiva destas feições gera, quando jovens, deposição de natureza coluvionar e aluvionar, como consequência do relevo gerado pela falha. No entanto, em falhas antigas, tais vestígios sedimentares são geralmente erodidos. A erosão tem papel fundamental na evolução do recuo da escarpa de uma falha, onde o registro se dá pela presença da linha de falha, com feições já bastante suavizadas e dissecadas. Dentre as maiores expressões topográficas de falhas, está o denominado relevo escalonado (Figura 4.1). Este é formado por estruturas denominadas de *grabens* (blocos rebaixados) e *horsts* (blocos elevados).

Figura 4.1 – Representações de relevo associado às falhas geológicas. Adaptado de Suertegaray et al. (2003).

4.1.1 Lineamentos morfoestruturais por sensoriamento remoto

A análise morfoestrutural pode ser a única fonte de informação tectônica em áreas com escassez de exposições de rocha. Este tipo de abordagem também é importante para completar o mapeamento de lineamentos em áreas onde dados de campo são disponíveis. Isto porque esse tipo de análise fornece uma melhor visão dos lineamentos morfoestruturais além dos limites dos dados pontuais de afloramentos, indicando possíveis continuidades e descontinuidades espaciais de estruturas.

Durante muito tempo, fotografias aéreas representavam as únicas fontes disponíveis para a identificação de lineamentos morfoestruturais. Com o avanço das técnicas de sensoriamento remoto orbital, esta tarefa foi otimizada devido principalmente aos seguintes motivos: i) custos mais baixos de produtos de sensoriamento remoto em relação a fotografias aéreas, particularmente os de média resolução, como imagens do satélite LANDSAT; ii) tratamento de dados mais prático no estudo de áreas extensas; iii) avaliação mais completa da continuidade dos lineamentos; e iv) o excesso de detalhes da fotografia aérea podem obstruir a identificação de feições morfoestruturais, problema sanado pela ampla visão fornecida por imagens de satélite (Arlegui e Soriano, 1998).

Diversos produtos de sensoriamento remoto têm sido utilizados na análise de lineamentos morfoestruturais, como os dados adquiridos por sensores ópticos (p.e., LANDSAT, ASTER, SPOT, IRS), historicamente os mais frequentes (p.e., Sabins, 1978; Ferrandini et al., 1993; Arlegui e Soriano, 1998; Singh et al., 2007; Kavak, 2005; Kavak et al., 2009; Ramli et al., 2010). Um volume crescente de publicações tem comparado o potencial de vários produtos ópticos existentes para mapeamento de lineamentos (p.e., Hung et al., 2005; Abdullah et al., 2009; Qari, 2010). Tais abordagens têm sido aplicadas principalmente para regiões áridas e semiáridas (p.e., Süzen e Toprak, 1998; Ali e Pirasteh, 2004; Solomon e Ghebreab, 2006; Viridi et al., 2006). A hegemônica importância de dados ópticos visando estudos geomorfológicos diminuiu drasticamente em áreas com cobertura vegetal densa, frequência de nuvens e uso intenso da terra, que são elementos particularmente problemáticos nas áreas tropicais úmidas. Estas características podem reduzir ou até excluir a possibilidade de visibilidade de feições morfoestruturais (Gustafsson, 1994; Cortés et al., 1998). Um volume crescente de trabalhos tem comparado e integrado imagens ópticas e de radar (p.e., ERS-1, ERS-2, JERS-1) ao interpretar lineamentos morfoestruturais (Tae e Moon, 2002; Arlegui e Soriano, 2003; Masoud e Koike, 2006; Morelli e Piana, 2006; Demirkesen, 2008).

Atualmente, há um interesse crescente na aplicação de modelo digital de elevação em estudos geomorfológicos. Em particular, este tipo de dado contribui significativamente para mapear lineamentos morfoestruturais. Isso se deve principalmente ao realce das características topográficas fornecidas por uma visão em terceira dimensão (Akman e Tüfekçi, 2004; Peña e Abdelsalam, 2006; Masoud e Koike, 2006; Viridi et al., 2006; Lin et al., 2007). Adicionalmente, há a possibilidade de análise utilizando a ferramenta de sombreamento, que permite a iluminação artificial da orientação e inclinação da iluminação (Figura 4.2), aumentando a chance de detecção de lineamentos (Oguchi et al., 2003; Concha-Dimasa et al., 2005; Masoud e Koike, 2006; Andreas e Allan, 2007).

Figura 4.2 – Representação das propriedades inerentes à técnica de sombreamento artificial sobre modelo digital em área hipotética. A) representação da influência da direção do realce do relevo, gerando maior sombreamento das feições perpendiculares à orientação da iluminação, e; B) influência da inclinação da iluminação sobre o terreno demonstrando maior sombreamento nas menores inclinações.

A expectativa é que os dados de MDE sejam utilizados mais frequentemente para interpretar lineamentos em áreas tropicais úmidas. Os dados de Interferometria de Radar de Abertura Sintética (InSAR), adquiridos durante o *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), são de particular interesse, pois estão disponíveis gratuitamente para grande parte do planeta.

4.2 Dados de elevação e unidades geológicas

Em adição a dados geológicos gerados por observação direta (i.e., em campo) e indireta (i.e., métodos geofísicos), produtos de sensoriamento remoto vêm servindo de suporte ao mapeamento geológico. Imagens adquiridas por sensores ópticos são de larga aplicação em estudos geológicos de regiões áridas e semiáridas (p.e., Gomez et al., 2005), porém seu uso é limitado em áreas tropicais úmidas. Este é o caso do território brasileiro, onde radar de abertura sintética tem tido melhor sucesso em aplicações geológicas (p.e., Paradella et al., 2005). Além de assinaturas mineralógicas, investigações utilizando imagens de radar buscam discriminar unidades geológicas por meio das características morfológicas dos terrenos a elas associadas. Este tipo de aplicação pode ser potencializado com o uso de MDE's. A partir da geomorfometria (Valeriano e Albuquerque, 2010), vários estudos têm demonstrado a aplicações para discriminação de unidades geológicas (p.e., Chorowicz et al., 1989; Miliaresis et al., 2009; Prima e Yoshida, 2010). Estes estudos têm sido recentemente impulsionados pela ampla distribuição de dados topográficos digitais derivados da missão SRTM.

Dentre as variáveis geomorfológicas a dissecação do relevo tem sido sugerida para discriminar terrenos com diferentes graus de maturidade (Muñoz e Valeriano, 2009; Andrades Filho et al., 2013), o que pode ter correspondência com unidades com características litológicas e/ou cronológicas distintas. Desta forma, variáveis geomorfológicas podem auxiliar a ampliar o mapeamento geológico, diminuindo custos com investigações diretas.

4.3 Magnetometria e gamaespectrometria

A aerogeofísica aplicada com os métodos de magnetometria e gamaespectrometria está entre as técnicas geofísicas mais utilizadas. Tal relevância (Kearey et al., 2009) está associada à: a) característica de operação utilizando o campo natural, ou seja, utilizam propriedades naturais da Terra; b) produção de dados relativos a grandes profundidades; c)

forma logística mais simples em relação aos métodos que utilizam fontes artificiais de energia; e d) levantamento facilitado em áreas de difícil acesso.

Os dados de aeromagnetometria são oriundos de levantamento magnético cujas informações obtidas decorrem da análise das anomalias do campo magnético da Terra. O campo magnético varia conforme as propriedades dos minerais magnéticos inerentes às rochas em subsuperfície. Em geral, os minerais formadores de rocha são pouco suscetíveis magneticamente e apresentam baixa proporção de minerais magnéticos em relação aos demais. Há somente dois grupos geoquímicos que geram tais minerais: a) ferro + titânio + oxigênio; e b) ferro + enxofre. As rochas ígneas básicas são, em sua maioria, altamente magnéticas, devido ao alto grau de magnetita. Na sequência, estão as rochas ígneas ácidas, metamórficas, folhelhos, arenitos, e rochas calcárias (Dobrin e Savit, 1988). Determinar as litologias causadoras de determinada anomalia magnética não é possível somente com os dados magnéticos. No entanto, sabe-se que as rochas sedimentares são tipicamente não magnéticas, a menos que a fração de magnetita seja alta nos seus minerais pesados. Assim, onde normalmente se identifica anomalias magnéticas, em área de domínio de coberturas sedimentares, tais anomalias são causadas por influência do embasamento ígneo ou metamórfico, ou até intrusões nos sedimentos (Kearey et al., 2009). Então, neste caso a fonte de anomalias é denominada profunda, importante para o entendimento de estruturas da geologia regional e, conseqüentemente, do arcabouço geotectônico. As fontes rasas são de interesse prospectivo, por exemplo, nas pesquisas de minerais metálicos localizados em nível raso da crosta. Um trabalho de ampla utilização de métodos geofísicos no nordeste brasileiro realizado por Oliveira (2008) propõe uma profundidade de aproximadamente 18 km para o topo das fontes mais profundas das anomalias magnéticas, obtida através da aplicação do método de Spector e Grant (1970).

Os dados gamaespectrométricos são obtidos pelos denominados levantamentos radiométricos, úteis no mapeamento geológico por permitirem a distinção de rochas a partir de suas assinaturas radioativas (Pires e Harthill, 1989; Cainzos et al., 2002). Existem mais de cinquenta isótopos (i.e., elementos cujos núcleos atômicos contêm o mesmo número de prótons e diferente número de nêutrons) radioativos naturais. No entanto, devido à raridade da maioria dos elementos, os mais utilizados são o urânio (^{238}U), o tório (^{232}Th) e o potássio (^{40}K). Os isótopos podem se desintegrar de forma espontânea quando são instáveis, possibilitando a emissão de radioatividade em raios gama, que é uma radiação

eletromagnética de frequência muito alta ($\sim 10^{16}$ Hz). A radiação gama é um tipo de emissão, cujas partículas tendem a percorrer várias centenas de metros na atmosfera. Tal propriedade permite que este tipo de radiação seja utilizado para levantamentos aerotransportados (Kearey et al., 2009). A base teórico-física em relação ao modo que o decaimento radioativo de certos elementos que ocorrem na natureza produz raios gama é abordada em detalhe por Minty (1997).

A presença dos minerais radioativos na natureza é apresentada por uma série de publicações, podendo-se destacar Telford et al. (1990) e Kearey et al. (2009). Considerando os três elementos, U, Th e K, o último é o mais abundante na crosta terrestre (Sordi, 2007). Este elemento está presente principalmente nos feldspatos, muscovitas, alunitas e silvitas. A ocorrência do potássio está associada, de modo geral, às rochas ígneas ácidas e pegmatitos, nas rochas vulcânicas alteradas e em depósitos salinos em sedimentos. O K pode ser facilmente lixiviado e transportado. O Th é o elemento mais inerte entre os três, sendo que sua alta concentração em relação aos demais sugere influência expressiva de intemperismo químico. Esse elemento está presente na monazita, torianita, torita e uranotorita. Sua ocorrência está principalmente associada a granitos, pegmatitos e gnaisses. O U geralmente é encontrado em baixas concentrações, sendo presente nos minerais uraninita, carnotita e gumita. A ocorrência desse elemento é predominante nas rochas graníticas, pegmatitos e em veios de prata, chumbo e cobre. Também pode ser encontrado em arenitos. Quando ocorre em ambientes oxidantes é solúvel, formando minerais com óxidos de ferro e carbonatos.

A análise cautelosa da resposta dos diferentes materiais na emissão de radiação é destacada por Blum (1999), visto que o intemperismo e o transporte de materiais podem alterar de forma significativa a resposta da rocha em relação aos padrões da rocha sã, criando um novo conjunto de respostas. Além disso, faz-se necessário diferenciar os produtos de intemperismo gerados *in situ* em condição aflorante, dos produtos de intemperismo por mobilização (físico), visto que envolve o transporte do material de intemperismo químico. Ambas as condições apresentarão respostas distintas de radiação gama (Gunn, 1998). Um diversificado retrospecto das radiações gama das rochas é apresentado em Gunn (1998) e Telford et al. (1990).

Ao contrário dos dados magnetométricos a resposta geofísica dos raios gama ocorre numa posição superficial da crosta e apresenta influência lateral e vertical baixa. A condição superficial da resposta dos materiais é um elemento que exige cautela nas interpretações, visto

que a cobertura do solo (~0,5 m) pode afetar praticamente todo volume de emissão da radiação gama (Blum, 1999).

4.4 *Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)*

O radar topográfico SRTM foi desenvolvido pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) em parceria com o Centro Aeroespacial Alemão (DLR) e a Agência Espacial Italiana (ASI). Em fevereiro de 2000, o sistema radar obteve dados para a geração de modelos digitais de elevação interferométricos para 80% do globo (Rabus et al., 2003). O MDE representa dados topográficos passíveis de tratamento em sistemas de informações geográficas. Os modelos interferométricos são obtidos por um sistema que possua dois pontos ligeiramente diferentes para a tomada de dados de elevação da superfície. A missão SRTM ocorreu com a utilização da plataforma *Endeavour*. Nesta plataforma foi instalada uma haste mecânica com 60 m de comprimento entre antenas correspondentes às bandas C e X. É de disponibilização livre no mundo os dados na resolução de 3 arcos de segundo (~90 m), a partir do endereço eletrônico da USGS (*United States Geological Survey*) <http://dds.cr.usgs.gov/srtm>. No MDE-SRTM, os valores de elevação (z) são expressos em metros inteiros, e o *datum* e o elipsoide de referência são WGS84, *datum* vertical EGM96. A acurácia vertical absoluta e relativa do MDE é de aproximadamente 16 m, e 6 m, respectivamente (Rabus et al., 2003).

Derivações geomorfométricas locais básicas de declividade, orientação de vertentes, e curvaturas vertical e horizontal estão disponíveis para o território nacional no âmbito do TOPODATA (Valeriano e Rossetti, 2012). Com base no MDE-SRTM, estes dados topográficos foram obtidos a partir da altimetria, com derivações em torno de cada ponto analisado sendo geradas a partir do processamento com uso de janelas móveis (Valeriano, 2008).

Os dados geomorfométricos do TOPODATA estão disponíveis na *internet* de forma livre pelo endereço eletrônico <http://www.dpi.inpe.br/topodata/dados.php>. Os dados estão apresentados em segmentos correspondentes às folhas 1:250.000, de 1° de latitude por 1,5° de longitude. Os dados foram refinados da resolução espacial original de 3 arco-segundos (~90 m) para 1 arco-segundo (~30 m) por krigagem. Caracterizado por um processo de interpolação baseado na estrutura de variabilidade exibida pelos dados altimétricos, determinado com análises geoestatísticas, conforme descrito por Valeriano e Rossetti (2008).

4.5 Estudos a partir de dados de superfície e subsuperfície no nordeste brasileiro

A integração de diversos tipos de dados não é comum em estudos de cunho local e regional no nordeste brasileiro. No entanto, dados de diferente natureza tem sido aplicados por diversos autores na região, demonstrando um avanço tanto no entendimento da evolução geológica como no aprimoramento de técnicas de investigação na região nordeste do Brasil. Desta forma, com intuito de apresentar um panorama das pesquisas sendo realizadas nos últimos anos, foram organizadas na Tabela 4.1 (artigos de revisão), Tabela 4.2, Tabela 4.3 e Tabela 4.4 publicações que contemplam áreas de estudo no nordeste brasileiro e utilizam como fonte de dados o sensoriamento remoto, geofísica, datação absoluta, perfis litoestratigráficos, feições geomorfológicas e medidas estruturais de campo.

Quadro 4.1 – Trabalhos de revisão sobre a evolução tectono-sedimentar no NE brasileiro.

Referência	Informações
Rossetti et al. (2013)	Artigo de revisão sobre as transgressões marinhas ocorridas durante o Oligoceno–Mioceno nas margens equatorial e leste do Brasil
Bezerra et al. (2011)	Artigo de revisão sobre as propriedades e comportamentos das falhas ativas na Província Borborema
Bezerra et al. (2006)	Artigo de revisão sobre sismicidade e tectônica do período neógeno no nordeste brasileiro
Maia e Bezerra (2011)	Artigo de revisão que agrupa informações acerca da geomorfologia e tectônica da região nordeste
Lima Filho et al. (2006)	Artigo que compila dados e descreve os eventos tectônicos e sedimentares relacionados à gênese e evolução das bacias marginais de Pernambuco e da Paraíba

Quadro 4.2 – Publicações no NE brasileiro, área de estudo e uso de sensoriamento remoto.

Referência	Área	Sensoriamento Remoto
Bezerra et al. (2014)	Faixa costeira (RN, PB)	SRTM
Andrades Filho e Rossetti (2012a)	Bacia Paraíba	SRTM e ALOS-PALSAR
Andrades Filho e Rossetti (2012b)	Bacia Paraíba	SRTM
Barbosa e Furrier (2012)	Bacia Paraíba	SRTM
Castro et al. (2012)	Bacia Potiguar	
Oliveira e Medeiros (2012)	Província Borborema	SRTM
Japsen et al. (2012)	Leste do Estado da Bahia	SRTM
Moura Lima et al. (2011)	Bacia Potiguar	
Rossetti et al. (2011b)	Bacia Paraíba	SRTM
Suguio et al. (2011)	Faixa costeira (RN, PB e PE)	
Moura Lima et al. (2010)	Bacia Potiguar	Radar e imagem óptica
Nogueira et al. (2010)	Falha Rio Jundiáí	SRTM
Araújo et al. (2009)	Bacia Potiguar	
Brito Neves et al. (2009)	Bacia Paraíba	
Bezerra et al. (2008)	Gráben de Cariatá – Paraíba (PB)	LANDSAT ETM+, Radar (SLAR), SRTM, Fotografia Aérea
Castro et al. (2008)	Bacia Iguatu	
Ferreira et al. (2008)	Lineamento Pernambuco	
Castro et al. (2007)	Bacia Rio do Peixe	
Furrier et al. (2006)	Bacia Paraíba	SRTM
Nogueira et al. (2006)	Bacia Potiguar	LANDSAT ETM+ e SRTM
Nóbrega et al. (2005)	Falha Portalegre (RN e PB)	
Barreto et al. (2004)	Bacia Potiguar e Bacia Pernambuco-Paraíba	Fotografia aérea, RADAMBRASIL e LANDSAT TM
Bezerra et al. (2003)	Faixa costeira do RN	
Barreto et al. (2002)	Bacia Potiguar e Bacia Pernambuco-Paraíba	

Quadro 4.3 – Publicações no NE brasileiro, dados de geofísica e datação absoluta.

Referência	Geofísica	Datação absoluta
Bezerra et al. (2014)	Aeromagnetometria	
Andrades Filho e Rossetti (2012a)		
Andrades Filho e Rossetti (2012b)		
Barbosa e Furrier (2012)		
Castro et al. (2012)	Aeromagnetometria, Gravimetria	
Oliveira e Medeiros (2012)	Gravimetria terrestre	
Japsen et al. (2012)	Sísmica	AFTA
Moura Lima et al. (2011)	GPR	TL e LOE
Rossetti et al. (2011b)		LOE
Suguio et al. (2011)		TL e LOE
Moura Lima et al. (2010)		LOE
Nogueira et al. (2010)		LOE
Araújo et al. (2009)		
Brito Neves et al. (2009)	Perfis de eletroresistividade	
Bezerra et al. (2008)		LOE
Castro et al. (2008)	Aeromagnetometria, Gamaespectrometria, Gravimetria	
Ferreira et al. (2008)		
Castro et al. (2007)	Aeromagnetometria, Gamaespectrometria, Gravimetria	
Furrier et al. (2006)		
Nogueira et al. (2006)	Sondagem elétrica e Gravimetria	
Nóbrega et al. (2005)		AFTA
Barreto et al. (2004)		TL e ^{14}C
Bezerra et al. (2003)		Radiocarbono
Barreto et al. (2002)		TL e LOE

Quadro 4.4 – Publicações no NE, perfis litoestratigráficos, geomorfologia e medidas estruturais.

Referência	Perfis litoestratigráficos	Feições geomorfológicas	Medidas estruturais de campo
Bezerra et al. (2014)	Poços	Lineamentos morfoestruturais	Sim
Andrades Filho e Rossetti (2012a)		Lineamentos morfoestruturais e padrão de drenagem	
Andrades Filho e Rossetti (2012b)			
Barbosa e Furrier (2012)		Padrão de drenagem	
Castro et al. (2012)			
Oliveira e Medeiros (2012)			
Japsen et al. (2012)		Superfícies topográficas	
Moura Lima et al. (2011)	Campo		
Rossetti et al. (2011b)	Campo e poços	Lineamentos morfoestruturais	
Suguio et al. (2011)	Campo		
Moura Lima et al. (2010)		Lineamentos morfoestruturais e padrão de drenagem	
Nogueira et al. (2010)	Campo	Lineamentos morfoestruturais	Sim
Araujo et al. (2009)	Campo		Sim
Brito Neves et al. (2009)	Campo e poços		
Bezerra et al. (2008)	Campo	Lineamentos morfoestruturais	Sim
Castro et al. (2008)			
Ferreira et al. (2008)		Lineamentos morfoestruturais	Sim
Castro et al. (2007)	1 Poço		
Furrier et al. (2006)		Drenagem, morfoestruturas	
Nogueira et al. (2006)	Poços	Lineamentos morfoestruturais	Sim
Nóbrega et al. (2005)			
Barreto et al. (2004)	Campo		
Bezerra et al. (2003)			
Barreto et al. (2002)	Campo		

5 MATERIAL E SÍNTESE METODOLÓGICA

O enfoque da tese de doutorado está na reunião e análise das relações entre dados geológicos e geomorfológicos espacializados e, neste sentido, todas as etapas de trabalho exigiram a organização de um banco de dados em SIG (Sistema de Informações Geográficas). Este banco de dados contempla as bases de dados compilados, aerogeofísicos, sensoriamento remoto, poços e dados de campo.

5.1 Dados compilados

5.1.1 Rede de drenagem

O mapa de drenagem da área de estudo (Figura 5.1) foi compilado e editado a partir das redes de drenagem presentes nas cartas topográficas da Diretoria de Serviço Geográfico (DSG) SB-25-Y-A-VI, SB-25-Y-C-II, SB-25-Y-C-III, SB-25-Y-C-IV, SB-25-Y-C-V e SB-25-Y-C-VI, da articulação da escala 1:100.000.

5.1.2 Principais estruturas tectônicas regionais

Foi realizado um levantamento das principais estruturas tectônicas da região, especialmente do embasamento precambriano, e as eventuais continuidades destas estruturas sugeridas nas bacias sedimentares marginais. Este levantamento foi realizado com base em publicações da área (Brito Neves et al., 2000; Santos e Ferreira, 2002; Guimarães et al., 2011) e as estruturas foram traduzidas em lineamentos traçados sobre uma imagem de relevo sombreado (MDE-SRTM). A base gerada foi utilizada para análise da correspondência das estruturas da Bacia Paraíba com as estruturas regionais.

Figura 5.1 – Rede de drenagem das cartas topográficas 1:100.000 provenientes da DSG.

Figura 5.2 – Principais lineamentos estruturais de parte da costa nordeste do Brasil (RN, PB e PE). Os lineamentos estão representados em linhas pretas.

5.2 Extração de lineamentos sensoriamento remoto e aerogeofísica

5.2.1 Modelo digital de elevação e extração de lineamentos morfoestruturais

Para extração dos lineamentos morfoestruturais foram utilizados dados de elevação (i.e., altimetria – ZN) e os produtos relativos às variáveis geomorfométricas de orientação de vertentes (ON) e curvatura horizontal (HN) disponíveis no Banco de Dados Geomorfométricos do Brasil TOPODATA (Valeriano e Rossetti, 2012).

A partir destes produtos ZN, ON e HN foi empregada a técnica a técnica de vetorização por interpretação visual. Especificamente, no produto ZN foram gerados diferentes padrões de paletas de cores e sombreamentos. A partir destas bases foram extraídos traços retilíneos ou suavemente encurvados de relevo positivo e negativo (p.e., Fig. 5.3). Estes procedimentos foram realizados no programa SPRING 5.1.

Figura 5.3 – Área amostral com a representação de lineamentos expressos em baixo e alto topográfico nos produtos do MDE–SRTM de orientação de vertentes, curvatura horizontal e relevo sombreado (Adaptado de Andrades Filho, 2010).

A partir do padrão de distribuição dos lineamentos a área foi discriminada em compartimentos morfoestruturais. A disposição espacial e direcional de lineamentos foi analisada para área dos compartimentos morfoestruturais e unidades geológicas da área. Para a análise direcional, as informações estatísticas foram representadas em diagramas em roseta,

obtidos com intervalos de 10°, segundo frequência absoluta (i.e., número absoluto de lineamentos em determinada direção).

5.2.2 Aeromagnetometria e obtenção de lineamentos magnéticos

Para extração dos lineamentos magnéticos foi utilizada a base de dados geofísicos de aeromagnetometria obtidos no âmbito do Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema (LASA e Prospectors, 2008) comissionado pela CPRM (Figura 5.4). Estes dados estão disponíveis na escala 1:100.000 em grid de 125 m × 125 m e as especificidades técnicas do aerolevantamento estão resumidas na Tabela 5.1.

Figura 5.4 – Localização da área abrangida pelo Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema. Fonte: LASA e Prospectors (2008).

Quadro 5.1 – Características do levantamento aerogeofísico.

Altura de vôo	100 m
Espaçamento médio entre linhas de vôo	500 m
Espaçamento médio entre linhas de controle	10.000
Direção das linhas de vôo	N–S
Direção das linhas de controle	E–W
Intervalo médio de amostragem	7,8 m e 78 m
Período do levantamento	Agosto/2007 a Março/2008

As possibilidades de métodos de processamentos de dados geofísicos em programas computacionais são amplamente discutidas por Oliveira (2008). Além da base original magnética (nT), também foi utilizado neste trabalho o produto processado denominado primeira derivada vertical do campo magnético (nT/m). O produto processado foi gerado a partir do emprego do filtro denominado 1ª derivada vertical. Este filtro foi aplicado após a execução da transformada rápida de Fourier (FFT), no domínio do número de onda.

A partir do contraste de anomalias magnéticas estes produtos magnetométricos são capazes de realçar estruturas tectônicas como falhas e zonas de cisalhamento, contatos geológicos de unidades distintas e intrusão de corpos magnéticos do tipo dique. A partir das variações e representações contínuas dos sinais, foram identificados e traçados lineamentos magnetométricos. O objetivo desta etapa foi à obtenção de um mapa de lineamentos magnéticos e a realização da análise das possíveis relações espaciais destes lineamentos com os lineamentos morfoestruturais. A análise direcional destes foi realizada de forma similar aos lineamentos morfoestruturais.

5.3 Dados de poços e correlação estratigráfica

Para compor a base de dados de subsuperfície das unidades geológicas foram compilados 140 perfis de poços obtidos a partir de amostras de calha e compõem acervos derivados dos projetos executados pela CPRM, i.e., Projeto Costa Leste PE–PB e Projeto Miriri (CPRM, 2001) e parte do acervo obtido pela empresa Hidrotec – Poços Artesianos.

Os perfis de poços foram georreferenciados e com apoio na visualização do relevo a partir do MDE–SRTM foram definidos oito transectos latitudinais e longitudinais. Os

transectos foram elaborados de modo a combinar a informação topográfica com as litologias presentes nos perfis de poços. Da obtenção dos perfis de poços documentados em papel até a geração dos transectos, foi necessária a execução dos seguintes procedimentos: a) conversão digital e importação do dado correspondente a cada poço; b) extração das coordenadas geográficas; c) posicionamento geográfico dos poços em SIG; d) definição dos transectos de interesse em SIG; e) mensuração da espessura e profundidade das unidades geológicas discriminadas nos poços selecionados (i.e., Formação Barreiras/Sedimentos Pós-Barreiras, Formações Gramame/Maria Farinha, Formação Beberibe, Embasamento Precambriano); e f) transcrição gráfica das espessuras e profundidades das unidades geológicas, bem como dos perfis topográficos. Os transectos foram definidos segundo a disposição dos poços no terreno e as porções do terreno de maior interesse de investigação. O mapa geológico e rede de drenagem na escala de 1:100.000, associadas às informações de campo e do mapa geológico, auxiliaram nesta etapa. A partir dos transectos foram realizadas as seguintes observações sobre as unidades geológicas: i) distribuição horizontal; ii) medidas das espessuras; iii) relação entre os posicionamentos verticais; iv) expressão na topografia. A partir destas observações foram interpretadas estruturas deformacionais como falhas e dobras, bem como a distribuição geográfica das unidades geológicas supracitadas em subsuperfície e superfície.

5.4 Coleta de dados de campo

Os dados estruturais obtidos em trabalhos de campo compreendem a caracterização e registro da geometria geral dos acamamentos das unidades sedimentares, tipos de deformação e informações de atitude das falhas (i.e., direção e mergulho), atitude dos acamamentos (i.e., ângulo de mergulho e direção de mergulho) e atitude das dobras (i.e., eixos de dobra). Estes dados foram registrados por fotografias em campo e complementadas, tanto quanto possível, com fotografias aéreas obtidas por helicóptero. As medidas de atitude das estruturas foram processados no programa Stereonet 8.8.6 (Allmendinger et al., 2013). A partir destas medidas foram gerados estereogramas em projeção de igual área, incluindo gráficos de contorno com 1% de área de contorno. Para auxílio no controle cronológico das unidades geológicas foram utilizadas as datações obtidas por luminescência opticamente estimulada coletadas na área de estudo por Rossetti et al. (2011b).

5.5 Espacialização das unidades geológicas

Para reunir parâmetros para geração do mapa geológico base da área de estudo e discutir a potencialidade de expansão do mapeamento das unidades geológicas da Formação Barreiras e dos Sedimentos Pós-Barreiras para toda área de ocorrência destas unidades na costa nordeste foram integrados dados aerogamaespectrométricos e geomorfométricos. Os dados gamaespectrométricos são: a) dado equivalente de concentração de Tório (eTh); b) concentração de Potássio (K). Estes dados também foram obtidos no âmbito do Projeto Aerogeofísico Borda Leste do Planalto da Borborema e estão disponíveis em grid de 125m x 125m.

Os dados geomorfométricos são declividade, altimetria e dissecação do relevo. Os dois primeiros foram obtidos diretamente do banco de dados do TOPODATA, a dissecação do relevo foi obtida a partir de processamento apoiados em operações de vizinhança que, em síntese, utiliza um mapa de máximos topográficos e o modelo digital de elevação original para extrair o índice de dissecação que atribuirá um valor de dissecação para cada pixel.

Estas bases foram integradas no SIG SPRING e foi realizada uma análise estatística exploratória apoiada em 100 parcelas amostrais do terreno extraídas de todos os produtos gamaespectrométricos e geomorfométricos supracitados. A partir desta análise, foram definidos parâmetros quantitativos e limiares de separação de classes. Com apoio nestes dados estatísticos foi estruturado um procedimento semi-automatizado de árvore de decisão dividida em seis etapas. Esta árvore de decisão foi utilizada para discriminar as unidades geológicas: Embasamento precambriano, Formação Gramame, Formação Barreiras, Pós-Barreiras 1, Pós-Barreiras 2 e sedimentos aluviais.

O processo de validação dos resultados foi realizado a partir de: a) análise de regressão com base em 26 amostras geoquímicas obtidas em campo superpostas ao produto geofísico eTh e K; b) validação do mapa geológico com suporte na matriz de confusão e índices *quantity disagreement* e *allocation disagreement* (Pontius Jr. e Millones, 2011), com base em 90 pontos de campo com controle estratigráfico.

6 RESULTADOS

Este capítulo tem o objetivo de apresentar os dois artigos que compõem esta tese de doutorado.

O primeiro artigo é intitulado: “*Mapping Neogene and Quaternary sedimentary deposits in northeastern Brazil by integrating geophysics, remote sensing and geological field data*” (ver item 6.1). O artigo foi submetido para o periódico ***Journal of South American Earth Sciences*** (Anexo 1) e encontra-se em processo de avaliação.

Dentre os resultados deste artigo é importante destacar:

1. A metodologia criada neste trabalho integrou dados aerogamaespectrométricos e geomorfométricos e permitiu o mapeamento das unidades geológicas da área de estudo compatível com a escala 1: 100.000;
2. Dentro os produtos geomorfométricos, destaca-se a base de dissecação de relevo que permitiu a separação espacial entre a Formação Barreiras e os depósitos Pós-Barreiras;
3. Dentre os produtos gamaespectrométricos utilizados, destaca-se a base de concentração de eTh que permitiu a discriminação espacial entre as unidades PB 1 e PB;
4. O procedimento de mapeamento foi estruturado numa árvore de decisão que compõe 6 etapas. Esta operação inicia com a discriminação do embasamento precambriano em relação às unidades sedimentares da Bacia Paraíba e evolui até o nível de separação entre as unidades PB1 e PB2;
5. O processo de validação incluiu análise de regressão com base em 26 amostras geoquímicas obtidas em campo superpostas aos produtos eTh e K e indicou que os valores de concentração destes radioisótopos são significativamente compatíveis entre os dados geofísicos e geoquímicos;
6. A validação do mapa geológico obtido foi possível com uso da matriz de confusão e aplicação dos índices *quantity disagreement* e *allocation disagreement* que, apoiada em 90 pontos de campo, indicou que a classificação das unidades geológicas foi bem sucedida, apresentando baixos valores de erro;

7. Os depósitos Pós-Barreiras possuem uma maior representatividade espacial que a Formação Barreiras na porção central emersa da Bacia Paraíba.

O segundo artigo é intitulado: “*Approaching the post–rift history of South American passive margin through the tectono–sedimentary evolution of Paraíba Basin*” (ver item 6.2).

O artigo será submetido para o periódico *Journal of Geodynamics*.

Dentre os resultados deste artigo é importante destacar:

1. A integração de dados de poços e de campo permitiu a elaboração de oito seções geológicas que evidenciaram a contatos laterais abruptos entre unidades cretáceas e cenozoicas, além de grandes mudanças de espessura de estratos em curtas distâncias. Estas informações, combinadas com demais dados de superfície e subsuperfície, permitiram a identificação de falhas e dobras que afetaram as unidades cretáceas e cenozoicas;
2. A caracterização de estruturas de deformação em campo revelou uma grande quantidade de falhas normais, reversas e transcorrentes, além de dobras. Estas estruturas afetaram as unidades PB1, Formação Barreiras e as Formações Gramame/Maria Farinha;
3. As atitudes de estruturas de deformação em campo revelam que o direcionamento principal das falhas e dobras é aproximadamente E–W, seguido de NW–SE e NE–SW. No entanto, estruturas deformacionais de direção N–S também foram identificadas, mesmo que em menor ocorrência;
4. As atitudes das falhas supracitadas e os tipos de deformação são muito similares nas unidades Formação Barreiras e PB1;
5. As orientações das estruturas obtidas em campo são compatíveis com os direcionamentos dos lineamentos morfoestruturais, o que permite a correlação entre os dados em escala local e regional;
6. Nem sempre os lineamentos morfoestruturais apresentam compatibilidade espacial com os lineamentos magnéticos. No entanto, grandes morfoestruturas relativas a rios e vales apresentam boa correspondência entre as morfoestruturas reveladas no DEM–SRTM e os produtos magnetométricos;

7. A reativação de zonas de cisalhamento de orientação E–W e NE–SW, formadas no pré–cambriano, devem ser responsáveis por eventos tectônicos que impulsionaram o estabelecimento da sedimentação na porção central emersa da Bacia Paraíba. A evolução tectono–sedimentar desta área pode ser subdividida em seis estágios principais do Cretáceo Superior ao Quaternário Superior.

6.1 Mapping Neogene and Quaternary sedimentary deposits in northeastern Brazil by integrating geophysics, remote sensing and geological field data

Clódis O. Andrades-Filho^{a,b*}, Dilce F. Rossetti^c, Francisco H.R. Bezerra^d, Walter E. Medeiros^d, Márcio M. Valeriano^c, Édipo H. Cremon^c, Roberto G. Oliveira^e

^a Universidade de São Paulo–USP, SP, Brazil

^b Universidade Estadual do Rio Grande do Sul–UERGS, RS, Brazil

^c Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais–INPE, SP, Brazil

^d Universidade Federal do Rio Grande do Norte–UFRN, RN, Brazil

^e Serviço Geológico do Brasil–CPRM, RN, Brazil

Abstract

Neogene and late Quaternary sedimentary deposits corresponding respectively to the Barreiras Formation and Post-Barreiras Sediments are abundant along the Brazilian coast. Such deposits are valuable for reconstructing sea level fluctuations and recording tectonic reactivation along the passive margin of South America. Despite this relevance, much effort remains to be invested in discriminating these units in their various areas of occurrence. The main objective of this work is to develop and test a new methodology for semi-automated mapping of Neogene and late Quaternary sedimentary deposits in northeastern Brazil integrating geophysical and remote sensing data. The central onshore Paraíba Basin was selected due to the recent availability of a detailed map based on the integration of surface and subsurface geological data. We used airborne gamma-ray spectrometry (i.e., potassium–K and thorium–Th concentration) and morphometric data (i.e., relief–dissection, slope and elevation) extracted from the digital elevation model (DEM) generated by the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). The procedures included: (a) data integration using geographic information systems (GIS); (b) exploratory statistical analyses, including the definition of parameters and thresholds for class discrimination for a set of sample plots; and (c) development and application of a decision–tree classification. Data validation was based on: (i) statistical analysis of geochemical and airborne gamma-ray spectrometry data consisting of K and Th concentrations; and (ii) map validation with the support of a confusion matrix, overall accuracy, as well as quantity disagreement and allocation disagreement for accuracy assessment based on field points. The concentration of K successfully separated the sedimentary units of the basin from Precambrian basement rocks. The relief–dissection morphometric variable allowed the discrimination between the Barreiras Formation and the Post-Barreiras Sediments. In addition, two units of the latter (i.e., PB1 and PB2) previously

mapped in the field were promptly separated based on Th concentration. A regression analysis indicated that the relationship between geophysical and geochemical values obtained for the PB1, PB2 and Barreiras Formation is significant ($R\text{-squared} = 0.91$; $p\text{-value} < 0.05$). Map validation presented a high overall accuracy of 84%, with a coefficient of quantity disagreement of 12% and a coefficient of allocation disagreement of 8%. These results indicate that the methodology applied in the central onshore Paraíba Basin can be successfully used for mapping the Barreiras Formation and Post-Barreiras Sediments in other areas of the Brazilian coast. The ability to rapidly and precisely map these units using such methodology could reveal their geographic distribution along the northeastern coast of Brazil.

Key-words: Barreiras Formation, Post-Barreiras Sediments, gamma-ray, morphometry

6.1.1 Introduction

Neogene and late Quaternary sedimentary deposits corresponding respectively to the Barreiras Formation and Post-Barreiras Sediments are abundant along the Brazilian coast, where they form a belt of almost 5,000 km in length (Fig. 6.1.1A, B and C). Studies focusing on these units have been of great relevance for reconstructing sea-level fluctuations and recording tectonic reactivation along this passive margin of South America. For instance, the Barreiras Formation contains the most extensive record of the Miocene transgression in this continent (e.g., Rossetti et al., 2012). In addition, this unit displays an extensive record of tectonic structures, such as folds and faults. A large number of publications based on these structures have supported the hypothesis that the passive margin of South America was not as passive as originally perceived (e.g., Bezerra et al., 2008, 2011, 2014; Moura-Lima et al., 2011; Japsen et al., 2012; Gurgel et al., 2013). More importantly, tectonic deformation is also recorded in sedimentary units of Late Pleistocene–Holocene age (e.g., Nogueira et al. 2010; Rossetti et al. 2011a, 2012; Suguio et al., 2011; Ochoa et al., 2013). It may have even continued up to the Present, as suggested by the widespread documentation of seismogenic activity in several areas of northeastern Brazil (e.g., Ferreira et al., 2008).

Figure 6.1.1 – A,B) Location of the study area in the central Paraíba Basin, northeastern Brazil, with the distribution of Neogene and Quaternary sedimentary deposits along the coast (yellow in B; modified from Rossetti et al., 2013). AP = State of Amapá, RJ = State of Rio de Janeiro, BP = Borborema Province. C) Simplified geological map over a Digital Elevation Model (DEM-SRTM) for part of the Brazilian coast where the study area is located (modified from Santos and Ferreira, 2002). Note the location of the Paraíba basin between the Pernambuco Lineament and the Mamanguape High. The rectangle indicates the study area, presented in detail in Figure 6.1.2) Simplified stratigraphic chart of the onshore Paraíba Basin (modified from Barbosa et al., 2003; Rossetti et al., 2011b, 2012).

Regardless of the importance of investigating Neogene and Quaternary deposits along the Brazil's margin, basic information remains to be obtained including the location and distribution of the different units formed within this period. For instance, the existing geological map does not distinguish these deposits, rather grouping them under the Barreiras Formation (Santos and Ferreira, 2002). This has hindered the establishment of temporal as well as spatial correlations of these deposits. Determining the role of these deposits in the history of sea-level fluctuation and post-rift tectonic events that affected the Brazilian coast since the Neogene has also been impossible.

The most detailed information available on the Neogene and Quaternary deposits exposed along northeastern Brazil concerns the central onshore Paraíba Basin. The stratigraphy in this area consists of the Barreiras Formation, which is unconformably overlain by the Post-Barreiras Sediments. The latter is subdivided into two units, informally named Post-Barreiras 1 (PB1) and Post-Barreiras 2 (Rossetti et al. 2011b). The distinction among these units and the map provided by Rossetti et al. (2011b) were based on the integration of remote sensing, field and laboratory sedimentological studies, surface and subsurface stratigraphic correlations, and chronology of the Quaternary deposits with optically stimulated luminescence (OSL) dating. The creation of this map was time-consuming and demanded a considerable amount of financial resources. It follows that the application of such a methodology for mapping Neogene and Quaternary deposits over their entire area of occurrence along the Brazilian coast is impractical, and alternative methods for optimizing this work remain to be presented and tested.

Technical procedures and efficiency testing of airborne gamma-ray data applied to geological mapping have been extensively presented in various geological contexts (e.g., Matolin, 1984; Dickson and Scott, 1997; Minty, 1997; Wilford et al., 1997; Youssef and Elkhodary, 2013), including in northeastern South America (e.g., Castro et al., 2007; Martelet et al., 2006; Medeiros et al., 2011; Rosa et al., 2014; Teruiya et al., 2008). In addition, morphometric characterizations based on the digital elevation model (DEM) generated by the shuttle radar topography mission (SRTM) have been applied in geomorphological mapping (i.e., Gallant and Wilson, 2000; Mark, 1975; Miliareis, 2008; Pérez Peña et al., 2009). Depending on the geological context, morphometric variables can contribute to discriminate lithological units from distinct geological periods (e.g., Chorowicz et al., 1989; Grohmann et al., 2011; Prima and Yoshida, 2010). The potential of these databases is best exploited when

integrated within the framework of a geographic information system (GIS) (Harris et al., 1994), but only a few studies (e.g., Wilford, 2009) have attempted to combine geophysical and morphometric data for geological mapping, particularly within the Brazilian territory.

This work focuses on the integration of geophysical data (i.e., airborne gamma-ray) and DEM–SRTM to create and implement a methodology for the semi-automated mapping of geological units in the central onshore Paraíba Basin. The procedure introduced herein has the potential to serve as a basis for optimizing geological mapping in other areas where airborne gamma-ray data are available.

6.1.2 Geological framework

The onshore Paraíba Basin corresponds to an area 5,073 km² that is bounded by the Pernambuco Lineament to the south and the Mamanguape Structural High to the north (Fig. 6.1.1). To the west, this area is bordered by Precambrian crystalline rocks of the Borborema Province (Almeida et al., 2000; Brito Neves, 1984). The origin of the onshore basin relates to subsidence during the split of South American and African continents, a process initiated in the late Jurassic/early Cretaceous (e.g., Françolin et al., 1994; Matos, 1992) and which culminated with the complete opening of the South Atlantic Ocean. Sedimentation in the Paraíba Basin started in the Coniacian–Santonian with the formation of fluvial and lacustrine sandstones of the Beberibe Formation (Beurlen, 1967) (Fig. 6.1.1 D). During the Santonian to the Maastrichtian, transgressive events resulted in mixed siliciclastic and/or carbonatic deposits of the Itamaracá (Kegel, 1955; Lima Filho and Souza, 2001) and Gramame (Oliveira, 1940; Beurlen, 1967) formations within a wide range of environments that encompass estuary, lagoon and continental shelf (Barbosa et al., 2003). A new transgression during the early/middle Paleogene produced limestones of the Maria Farinha Formation (Mabesoone, 1994) also in shallow shelf and coastal environments (Barbosa, 2004).

Deposition returned to the Paraíba Basin only in the early/middle Miocene, when the Barreiras Formation deposited in fluvial (Araújo et al., 2006; Morais et al., 2006) and estuarine (Rossetti et al., 2012) environments. This unit includes sandstones interbedded with conglomerates and mudstones. The top of the Barreiras Formation is an unconformity marked by a lateritic paleosol developed from the middle/late Miocene to the Early Pleistocene (Rossetti et al., 2012). Overlying this unit are the Late Pleistocene–Holocene Post–Barreiras Sediments (Rossetti et al., 2011b). The Late Pleistocene strata correspond to PB1, and are

composed mostly of seismites consisting of sandstones, mudstones, conglomerates and breccias that are either massive or display soft sediment deformation (Rossetti et al., 2012). The Holocene strata correspond to PB2, constituted solely friable massive sands. The Barreiras Formation and Post-Barreiras Sediments crop out almost continuously along the north and northeast Brazilian coast from the State of Amapá to the State of Rio de Janeiro (04°N to 22°S) (e.g., Arai, 2006) (Fig. 6.1.1 A, B).

6.1.3 Materials

The materials used in this work consisted of geophysical, remote sensing and field geological data. The geophysical information was derived from a regional airborne gamma-ray spectrometry survey (AGRS) conducted in March–April of 2008 by the Geological Survey of Brazil (CPRM) using a passive radiation detector, model GR-820 – Exploranium. This includes individual concentrations of the natural radioelements potassium (K), thorium (Th) and uranium (U) equivalents. The area covered by the AGRS totals 56,578 km², and data were collected by three aircrafts with N–S-oriented flight lines spaced 0.5 km, and E–W-oriented control lines with 5 km spacing. The standard flight height value was 100 m, with measurements taken every 1 second (LASA and Prospectors, 2008). In this work, the survey's original cell spacing was refined from 125 m to 90 m using the nearest neighbor interpolation method.

Remote sensing data consisted of the DEM–SRTM. These were acquired with a C-band interferometric synthetic aperture radar (InSAR) system. This data is available at no cost at <http://srtm.csi.cgiar.org>, with grid values measuring 3 arc-seconds (~90 m) (Reuter et al., 2007). Additionally, a 1 arc-second DEM refined from SRTM-3" (Valeriano and Rossetti, 2012) and its corresponding slope data (Valeriano and Albuquerque, 2010) were acquired from the Topodata database, also accessible free of charge at <http://www.dpi.inpe.br/topodata>.

Additionally, advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) data were used. The multi-spectral imaging sensor provided by the Ministry of International Trade and Industry (MITI) of Japan was launched on the NASA's Earth Observing System AM-1 (EOS AM-1) spacecraft in 1999. This instrument is composed of three optical subsystems, including the VNIR (visible and near-infrared radiometer), the SWIR (short-wave-infrared radiometer) and the TIR (thermal infrared radiometer). The three

spectral bands (i.e., 1, 2 and 3) of the VNIR have 15 m spatial resolution (Yamaguchi et al., 1999).

This research also included geological information acquired in field campaigns carried out between 2007 and 2014. Field data includes more than 200 control points for stratigraphy and 26 for geochemical analysis (Fig. 6.1.2). Geological information relating to the Precambrian basement (Brito Neves et al., 2001; Santos and Ferreira, 2002; Guimarães et al., 2011) and the sedimentary units (Rossetti et al., 2011b) was used to complete this study.

Figure 6.1.2 – Spatial distribution of the geophysical, DEM–SRTM and geochemical samples used for mapping geological units and validating statistical data. (See Fig. 6.1.1C for location).

6.1.4 Methods

6.1.4.1 Data processing

The processing of gamma-ray spectrometric observed data aimed to: (i) correct for influences not related to geology; and (ii) transform the observed spectra to equivalent concentrations of radioelements in the ground (IAEA, 1991, Minty et al., 1997, LASA and Prospectors, 2008). The removal of influences unrelated to geology consisted of dead time correction, energy calibration, aircraft and cosmic background corrections, random background correction, as well as stripping and height corrections to remove the effect of variation in the height of the detector. In order to obtain direct geological significance of gamma-ray spectrometric data which is given in counts per unit time, airborne count rates were converted to mean ground-level abundance of the radioelements. These data were subsequently microleveled and interpolated for presentation in maps.

The relief-dissection morphometric variable was extracted based on neighborhood operations (Muñoz and Valeriano, 2009, 2013). In this procedure, a filter with circular search mode was applied to the DEM and to the maximum altitude covered by the filter, and was assigned to the central pixel. The result is a maximum topographic layer. The relief-dissection map was generated by subtracting the original DEM from the regional maximum within a filter converted to positive values. The DEM handling procedure was completed using the SAGA-GIS software system for automated geoscientific analyses. The VarioWin software package was used to define the radius of the circular filter. Variogram analysis of different sample sets of 30 by 30 cells was performed to verify the minimum distance of spatial dependence of the topographic data. Following the preliminary analysis of 12 samples in different geomorphological contexts, the minimum spatial dependence obtained by variogram analysis was determined to have an operating range of 9 arc-seconds. A circular filter of this size was used for the extraction of the regional topographic maxima to calculate the relief-dissection. Sets of geophysical, morphometric and geological data were integrated into a GIS database using the Spring 5.2 software package.

6.1.4.2 Classification

Geophysical and morphometric data were submitted to an exploratory statistical analysis to define potential parameters and thresholds for class discrimination using 100

sample plots (i.e., 20 sample plots from each geological unit, Fig. 6.1.2). Given previous observations of sample asymmetry, the distribution of the resulting values was analyzed using the median lower and upper quartiles instead of using mean values. These analyses supported the selection of the products used as well as the definition of slicing levels applied to each product. Subsequently, a decision-tree classification structure was developed using the defined parameters. This method was used to segregate the entire study area into the following classes: urbanized area, Precambrian basement rocks, Gramame Formation, Barreiras Formation, PB1, PB2 and modern alluvial deposits.

6.1.4.3 Data validation

Validation took two different forms: (i) statistical validation of the K and Th concentrations derived from the airborne gamma-ray spectrometry; and (ii) validation of the geological map obtained by the integration of morphometric and geophysical data. For the first task, 26 samples representative of the most extensive sedimentary units of the Paraíba Basin were collected (Fig. 6.1.2). Geochemical analyses to determine the K and Th contents of these samples were carried out by the SGS- GEOSOL Laboratory using optical emission spectrometers (OES) with inductively coupled plasma (ICP) analysis. This method offers high sensitivity and precision, thus it has been used in a wide range of applications. The K and Th concentrations obtained through both geochemical and geophysical analyses were compared using descriptive statistics and regression analysis.

For map validation, 90 points obtained during field works were used (Fig. 6.1.2). Additionally, the geological map of Rossetti et al. (2011b) was compared with the map resulting from the present work. The statistical procedure included the construction of a confusion matrix, followed by the assessment of the accuracy index of both quantity and allocation disagreement (Pontius Jr. and Millones, 2011).

6.1.5 Results

The mapping methodology based on a decision tree as presented here successfully distinguished the geological units in the study area of the central onshore Paraíba Basin (Fig 6.1.3). The use of K and Th data generated from airborne gamma-ray spectrometry was only possible because both the concentration of these elements and their correspondence with the geological units mapped in the field (see Rossetti et al., 2011b) were validated with

geochemical data. This is demonstrated by the statistical analysis, which indicated a significant correlation between the K and Th contents derived from airborne gamma-ray spectrometry and those from geochemical analysis (Fig. 6.1.4).

Figure 6.1.3 – Decision tree for the semi-automated classification of the geological units in the central onshore Paraíba Basin.

Although the K and Th contents obtained by geochemical analyses are generally lower than those derived from geophysical analyses, this data could still be used to distinguish the geological units, particularly when combined with morphometric data (Fig. 6.1.5). This is promptly illustrated by the geographic distribution of these variables (Fig. 6.1.6 and Fig 6.1.7), which were combined to produce a geological map at the 1:100,000 scale (Fig. 6.1.8).

Figure 6.1.4 – Diagrams showing the concentrations of K (A) and Th (B) relative to statistical analyses based on geophysical and geochemical data from the sedimentary units under study. A) (Q1 = lower quartile; Q3 = upper quartile; DN = digital number).

The distinction between sedimentary units and the Precambrian basement rocks was better provided by the K product slicing (Fig. 6.1.6A and C). In this product, the Precambrian basement rocks, located in the western region of the study area, correspond to moderate and high values with a median of 1.28% (Fig. 6.1.5A). On the other hand, the sedimentary basin located in the eastern portion of the study area, is represented by low K values, with a median of only 0.03% (Fig. 6.1.5A).

The distinction between PB1 and PB2, which dominate in the eastern portion of the study area, was possible using the Th product (Fig 6.1.6B and D). This product revealed higher concentration (median = 7.34 ppm) in samples of PB1 than in samples of PB2 (median

= 2.35 ppm) (Fig. 6.1.5B). Within regions attributed to PB2, urbanized areas could be distinguished because they displayed anomalously high values for Th (Fig. 6.1.6B, E and F).

Figure 6.1.5 – Diagrams showing the distribution of data used in statistical analyses with respect to concentrations of K (A) and Th (B) derived from the gamma-ray spectrometry, as well as morphometric variables (C, D). (Q1 = lower quartile; Q3 = upper quartile; PCB = Precambrian basement rocks; BAR = Barreiras Formation; PB1 = Post-Barreiras 1; PB2 = Post-Barreiras 2; AS = Alluvial sediments).

Figure 6.1.6 – A,B) Maps of the distribution of K (A) and Th (B) concentrations derived from airborne gamma-ray spectrometry for the central Paraíba Basin. Note in A the greater K values in the western part of the map, which corresponds to the area of occurrence of Precambrian basement rocks, while lower values prevail to the east, dominated by sedimentary units. Also observe in B the lower Th values concentrated in the central northern part of the map, which coincides with the area of occurrence of PB2. C) Detail of A illustrating the contrast in K concentration between Precambrian basement rocks (PCB) and the sedimentary units (SB). D–F) Details of B illustrating in D the contrast in Th values between the Post-Barreiras 1 (PB1) and 2 (PB2), in E the anomalously high value of the Post-Barreiras 2 (PB2) in urbanized areas (URB), and in F the ASTER image (colour composition R3 G2 B1) corresponding to Figure E.

Figure 6.1.7 – Images derived from the DEM-SRTM based on elevation (A), slope (B) and relief-dissection (C) data corresponding to the central onshore Paraíba Basin. (D) Detail of A illustrating the lower elevation of alluvial sediments (AS) with respect to the other sedimentary units (OU). (E) Detail of B illustrating the lower slope of alluvial sediments (AS) with respect to the other sedimentary units (OU). (F) Detail of C contrasting moderate to high relief-dissection in the Barreiras Formation (BAR) with low values in the Post-Barreiras Sediments (PB).

Figure 6.1.8 – A) Geological map of the study area in the central onshore Paraíba Basin obtained with the proposed methodology integrating geophysical and morphometric data. B) Geological map of Rossetti et al. (2011b) for comparison of the results.

Table 6.1.1 – Confusion matrix (cross-validation) based on the geological units depicted in the map of Fig. 6.1.8A and field data.

Map data	Field data									
	Class	Population Count	PCB	BAR	PB 1	PB 2	URB	AS	GRA	Total
	PCB	143,591	11	2	2	0	0	0	0	15
	BAR	59,464	0	12	2	0	0	0	0	14
	PB 1	68,309	1	1	18	1	0	0	0	21
	PB 2	34,125	0	0	2	14	0	0	0	16
	URB	1,415	0	0	0	0	11	0	0	11
	AS	1,369	0	0	0	0	0	4	1	5
	GRA	1,998	0	0	1	0	0	1	6	8
	Total	15,240	12	15	25	15	11	5	7	90
	Producer's Accuracy		0.92	0.80	0.72	0.93	1.00	0.80	0.86	

* (PCB = Precambrian basement rocks; BAR = Barreiras Formation; PB 1 = Post-Barreiras 1; PB 2 = Post-Barreiras 2; URB = Urbanized area; AS = Alluvial.

Morphometric data (i.e., elevation and slope) indicated that recent alluvial sediments are concentrated in areas of lower elevation and slope when compared to older sedimentary units (Fig. 6.1.7 A, B, D and E). Indeed, the median elevation and slope of alluvial sediments are 8 m and 2.23%, respectively, while the median elevation and slope of other sedimentary units are 41–79 m and 6.10%, respectively (Fig. 6.1.5C). The relief–dissection morphometric variable facilitated the distinction between the Barreiras Formation and the Post-Barreiras Sediments. The median values of relief–dissection for the Barreiras Formation and Post-Barreiras Sediments are 50.32 m and 8.20 m, respectively (Fig. 6.1.5D). Hence, areas underlain by the Barreiras Formation have higher degree of relief–dissection with respect to areas resting on Post-Barreiras Sediments (Fig. 6.1.7 C and F).

The semi-automated classification procedure completed using the decision tree was structured into six steps (i.e., leaf nodes) (Fig. 6.1.3). Direct user intervention was required to create masks for discriminating the urbanized areas and Gramame Formation classes in the second and sixth steps of the tree, respectively. However, the first and third to fifth steps were automated, i.e., they were executed based on quantitative parameters, which allowed attribution to all the other classes. The validation of classes representative of the geological units was carried out using a confusion matrix (Table 6.1.1), which resulted in an overall

accuracy of 84%, with coefficients of quantity and allocation disagreement of 12% and 8%, respectively.

The resulting geological map covers a total area of 2,716 km² (Fig. 6.1.8A). The most widespread geological unit corresponds to the Precambrian basement rocks, which cover 43% of the total area, followed by: PB1 (20%), Barreiras Formation (18%), PB2 (10%), alluvial sediments (4%), and Gramame Formation (1%). The areas classified as urbanized covered 4% of the total mapped area. Considering only the sedimentary cover, the Post-Barreiras Sediments, Barreiras Formation, Gramame Formation and modern alluvial deposits together represents 53% of the study area. The Post-Barreiras corresponds to 57% of the sedimentary units, the Barreiras Formation 34%, the alluvial sediments 7%, and the Gramame Formation 2%.

6.1.6 Discussion

The proposed methodology, which integrates geophysical and morphometric data, successfully allowed the semi-automated mapping of geological units in the central part of the onshore Paraíba Basin. High correspondence between K and Th concentrations, derived from airborne gamma-spectrometry and geochemical analyses, was noted elsewhere (e.g., IAEA, 2003; Teruiya et al., 2008). Indeed, these data were useful for the geological mapping of the study area. The K and Th concentrations obtained by geophysical analysis were higher than those derived from geochemical analysis, likely because of the spectral mixture among targets resulting from the lower spatial resolution (90 m; IAEA, 2003) of the airborne survey data, as opposed to the precise location of the geochemical data.

The first leaf node of the decision tree related to the discrimination between Precambrian basement rocks and sedimentary units based on K concentration. This is attributed to the sharp mineralogical contrast between these lithologies. Gneisses and granodiorites are common rocks of the Precambrian basement in northeastern Brazil (e.g., Castro et al., 2007; Medeiros et al., 2011; Teruiya et al., 2008), including the study area of the onshore Paraíba Basin (Brito Neves et al., 2001). The high K concentration of such acidic rocks is widely known in the literature (e.g., Matolin, 1984). Specifically in the study area, the high K concentration is mainly attributed to the mineralogical composition of the rocks, which includes K-feldspars and minerals such as biotite and muscovite (Guimarães et al., 2011). On the other hand, the sedimentary units exposed in the Paraíba Basin are dominated

by quartzose sandstones, in addition to the stable heavy minerals zircon, tourmaline, staurolite, rutile, and kyanite (Rossetti et al., 2012), which do not present K in their crystalline structure. The Barreiras Formation constitutes an exception since it contains a certain amount of mudstones, but clays in these deposits are mainly represented by kaolinite (e.g., Ochoa, 2010), which also lacks K in its structure. Therefore, K concentration alone enabled the prompt distinction of Precambrian basement rocks from sedimentary deposits.

The second leaf node of the decision tree indicated that the creation and extraction of masks were effective in separating the Gramame Formation from the other sedimentary units, despite the low representativeness of this unit in the study area as well as in other areas of the northeastern coast of Brazil.

The third leaf node revealed the elevation and slope morphometric data used for discrimination of recent alluvial deposits. The fact that this unit presents a combination of low elevation and slope values was expected considering the topographic condition of modern alluvial deposits associated with the main rivers that cut down into the sedimentary units of the onshore Paraíba Basin. These rivers have formed broad floodplains that configure lower and flatter terrains when compared to the other units. Elevation and slope are morphometric characteristics widely used in geomorphological and geological mapping (Gallant and Wilson, 2000; Miliareis, 2008).

The fourth leaf node indicated relief–dissection as the parameter for separating the Barreiras Formation from younger sedimentary units. The higher relief–dissection index of this unit is promptly related to the longer duration of its subaerial exposure. This is attested by the unconformity in its upper portion, which encompasses an extensive time frame from the middle/late Miocene to Early Pleistocene. In addition, the topography over this unit was defined not only by erosion, but also by tectonic reactivation, as shown by an increasing record of faults and folds that have affected these deposits since the Miocene (e.g., Balsamo et al., 2013; Bezerra et al., 2011, 2014). In particular, areas in the map where the Barreiras Formation is more prevalent coincide with locations where such faults and folds were recorded in abundance at the outcrops (Rossetti et al., 2011b). Thus, dissection might have been more prominent over the Barreiras Formation due to topographic gradients imposed by extension and compression.

However, the relief–dissection index failed to distinguish between PB1 and PB2. This is likely due to the geologically young nature of these deposits, with little time for erosion to take place and allow them to be discriminated based on this characteristic. Despite the fact that the dissection index was not helpful in discriminating between PB1 and PB2, the fifth leaf node of the decision tree indicated that these units could be discriminated based on the Th product. Although the composition of both units is similarly dominated by quartzose sandy lithologies, PB1 is often indurated due to cementation by iron oxides and hydroxides, while PB2 is constituted essentially of clean sands. The iron constituents in PB1 fill interstitial porosity or precipitate along bed planes, as well as along fault and fracture planes (Balsamo et al., 2013; Rossetti et al., 2011a). According to the latter authors, the majority of deposits in PB1 is represented by seismites. The sedimentary processes of such deposits included re–sedimentation due to fluidization and/or liquefaction caused by the impact of seismic waves on unconsolidated or semi–consolidated sediments. In addition, aftershocks would have caused strong brittle deformation, resulting in pervasive faulting and fracturing. Such conditions would have favored the large–scale percolation of iron oxides and hydroxides by fluid motion along the grain interstices, as well as fault and fracture planes. Presumably, the iron oxides and hydroxides introduced in such ways increased the Th concentration in the gamma–ray spectrometric products, as previously reported by others (e.g., Dickson and Scott, 1997; Wilford et al., 1997). This occurs because the Th is physically captured in traps at the surface of the iron minerals (e.g., Reiller et al., 2002).

The difficulty in distinguishing PB1 from the Barreiras Formation based on Th concentration is also attributed to iron oxides and hydroxides. Similarly to PB1, the Barreiras Formation contains a significant amount of Th, which is particularly concentrated in its upper portion. The top of the formation is characterized by an unconformity marked by a ferruginous lateritic paleosol developed from the middle/late Miocene to Pleistocene (Rossetti, 2004; Rossetti et al., 2013). Th may have also been trapped in the iron minerals during the development of this paleosol. The influence of densely urbanized areas on Th concentration as indicated by the gamma–ray spectrometric data led to a sixth leaf node in the decision tree. In addition to Th, this last node was resolved with the vectorization of urbanized areas using the ASTER image, which allowed the exclusion of urbanized areas originally mapped as PB2.

6.1.7 Conclusion

A semi-automated procedure integrating airborne gamma-ray spectrometry and morphometry derived from DEM-SRTM was successfully performed for the geological mapping at 1:100,000 scale of the central onshore Paraíba Basin. Success is established by the high accuracy coefficients obtained during validation using field data. Notably, such mapping was effective in differentiating sedimentary units of Neogene and, in particular, Quaternary ages with great precision, and such distinctions have posed major difficulties when mapping is based solely on field data. This work confirms the expressive occurrence of Neogene and Quaternary deposits in the central onshore Paraíba Basin, with a distribution encompassing an area twice as large as the Barreiras Formation. The K concentration was essential to distinguish the Precambrian basement rocks from the sedimentary units of the basin. The Th product and/or morphometric data consisting of elevation, slope and relief-dissection contributed to discriminate the Barreiras Formation and younger units. The conclusion based on such results is that this methodology, after minor adaptations, can serve to expand the geological mapping of Neogene and Quaternary sedimentary successions in other areas of the Brazilian coast, while optimizing the time and resources required for this type of work.

Acknowledgements

The financial support for this work was provided by FAPESP (Project #12/06010-5). Some authors had fellowships from FAPESP (Process #2010-09684-1) and CNPq (Processes #304301/2011-6 and 302189/2011-4). The INCT-ET/CNPq and INCT-GP/CNPq contributed with part of the logistic support during field campaigns. The Geological Survey of Brazil-CPRM provided access to the geophysical data used in this work.

6.2 Approaching the post–rift history of South American passive margin through the tectono–sedimentary evolution of Paraíba Basin

Clódis O. Andrades–Filho^{a,b*}, Dilce F. Rossetti^c, Francisco H.R. Bezerra^d, Walter E. Medeiros^d, Roberto G. Oliveira^e, Jean C. F. Lima^d

^aInstituto de Geociências, Universidade de São Paulo – USP, SP, Brazil

^bUniversidade Estadual do Rio Grande do Sul – UERGS, RS, Brazil

^cInstituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, SP, Brazil

^dUniversidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN, RN, Brazil

^eServiço Geológico do Brasil – CPRM, RN, Brazil

Abstract

The evolution of continental passive margins has been a subject of discussion in the scope of global tectonics. Within this context, the South American passive margin comprises a number of basins with sedimentary records useful to approach the several stages of evolution of this passive margin since the opening of the Atlantic Ocean. Among these basins, the Paraíba Basin is exceptionally of high interest to this kind of study because it represents the last bridge connecting the South American and African plates. Hence, this basin represents a geological site of particular interest for discussing the tectono–sedimentary evolution of the South American passive margin, in special during the post–rift stage. The present work combine surface and subsurface data based on analyses of outcrops, deep stratigraphic profiles, as well as airborne geophysical and remote sensing information, aiming to establish a model for the tectono–sedimentary evolution of the onshore Paraíba Basin since the late Cretaceous. Characteristics such as the lateral coexistence of Cretaceous and Cenozoic units in sharp contact, great contrast in the thicknesses of the strata over short distances, as well as the abundance of structural features recognized with basis on the integration of morphostructural, magnetic and structural data, led to propose a succession of events linked to tectonic subsidence and uplift as the main control of depositional and denudational processes in this basin. Tectonics remained active long after the main rifting. This is indicated by brittle and ductile deformation consisting of normal, reverse, and strike–slip faults in addition to folds, which were pervasively recorded even in Neogene and Late Pleistocene strata. In addition to sea level fluctuations, the tectonic events produced multiple reactivations of pre–existing E–W, NE–SW and NW–SE trending deep–based shear zones. Therefore, the Paraíba Basin presents a diverse set of evidence supporting that South America passive

margin was intensively affected by post-rift tectonic activity, which continued up to the Late Pleistocene. Hence, the data presented herein are incompatible with many models of mostly steady passive continental margins during the post-rifting.

Key-words: passive margin, post-rift, brittle and ductile deformation, neotectonics.

6.2.1 Introduction

The tectono-sedimentary evolution of passive margins has been an issue of increasing interest for research in these last decades (e.g., Matos, 1992; Brown et al., 2000; Japsen et al., 2006; Greenroyd et al., 2008; Antobreh et al., 2009; Pedoja et al., 2011; Basile et al., 2013). The most significant advance reported about this theme has certainly been the knowledge that passive margins might have a complex evolution in time and space. This is a reflex of activity along transform faults and/or oceanic fracture zones, as some of them may have remained unsteady through time (Greenroyd et al., 2008; Basile et al., 2013). A few recent publications are in agreement with the model of a tectonically active South American passive margin during the post-rift phase. For instance, Japsen et al. (2012) proposed that the evolution of this margin incorporates post-rift subsidence and uplift, which might have extended even to the end of the Quaternary. In addition, an increasing number of publications have proposed tectonic reactivation as the main control influencing the depositional history and the geomorphological evolution in northeastern Brazil, with tectonic evidence extending up to the late Quaternary (e.g., Saadi and Torquato, 1992; Bezerra et al., 2005, 2008, 2011; Rossetti et al., 2011a,b, 2012). These publications are in disagreement with pre-existing, and usually more accepted, model of landscape evolution of coastal areas in northeastern Brazil as a result of a succession of erosional phases by climatic changes subsequent to the separation of South America and Africa (e.g., King, 1956; Mabesoone and Castro, 1976).

Additional and more systematic data aiming to fully characterize tectonic structures and deformation styles in northeastern Brazil are still needed for advancing the discussion on the conflicting climatic versus tectonic model to explain sediment deposition and landscape evolution during the post-rift stage. The Paraíba Basin is a geological site exceptionally prone to this kind of investigation, because it represents the last bridge connecting the South American and African plates (Matos, 1992; Françolin et al., 1994; Oliveira and Gomes, 1996). Hence, this basin remained tectonically active longer than other areas of northeastern Brazil. Thus, the Paraíba Basin is scientifically appropriate for investigating the post-rift

tectonics in northeastern Brazil, a study further favored by the following characteristics of this basin: (i) a large amount of outcrops of exceptional high quality for the purpose of geological investigation, including the presence of an abundance of tectonic structures; (ii) the reduced vegetation cover that favors an efficient use of some remote sensing techniques, such as the digital elevation model (DEM) derived from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), to investigate the surface expression of tectonic structures; (iii) the availability of a complete magnetometric survey that might help to analyze the physical continuity of tectonic structures in subsurface; and (iv) a considerable amount of boreholes that allows complete the interpretation of tectonic structures in subsurface through correlation of stratigraphic units. A recent publication combining similar surface and subsurface data was undertaken in northeastern Brazil (Bezerra et al., 2014). However, that work focused on a large area of northeastern Brazil, and the proposed neotectonic reactivation due to strike–slip deformation proposed by those authors included only a few data from the Paraíba Basin.

The present work is focused on tectonic structures of the onshore Paraíba Basin in order to provide a detailed characterization of their style, geometries and trends through the integration of surface and subsurface data using outcrops, boreholes, remote sensing and magnetometry. The goals consisted in further demonstrating the significance of tectonic activity in this basin, reconstructing deformation phases through time, as well as establishing a tectono–sedimentary model and analyzing its link to the evolution of the South American passive margin during the post–rift phase.

6.2.2 Geological setting

The onshore Paraíba Basin encompasses an area of 5,073 km² located between the Pernambuco shear zone, to the south, and the Mamanguape structural high, to the north, the latter being a branch of the Patos shear zone (Fig. 6.2.1A,B). To the west, this basin is in contact with the Borborema structural province (Kegel, 1955; Almeida, 1967; Brito Neves, 1984), which comprises an area of 450,000 km² consisting of Paleoproterozoic and Neoproterozoic igneous and metamorphic rocks. Many fractures and faults associated with major sigmoidal–shaped and mostly E–W, ENE–WSW and NE–SW–trending shear zones formed during the *Brasiliano* cycle (~ 540 Ma) cross over this province (Almeida et al., 2000; Brito Neves et al., 2000, 2001). The last major tectonic event in this province is related to the opening of the southern Atlantic Ocean in the late Jurassic to early Cretaceous, a process that gave rise to the establishment of several sedimentary basins along the eastern South American

plate (e.g., Rand and Mabesoone, 1982; Nürnberg and Müller, 1991; Matos, 1992), as well as to a few onshore aborted rifts (Matos, 1992; Almeida et al., 2000).

In the early Cretaceous, there was a variation in tectonic style as the extensional stress field from NW–SE to E–W (Matos, 1992). Extension continued after the Cretaceous, affecting the area that corresponds to the Paraíba Basin (Brito Neves et al., 2004). The field stresses were first concentrated along ancient E–W to ENE–WSW–trending shear zones of the Proterozoic basement (Fig. 6.2.1). However, other extensional trends seem to have developed during the Cenozoic (e.g., Bezerra and Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2001, 2008, 2014; Barreto et al., 2002).

Figure 6.2.1– A, B) Location of the study area in the central onshore Paraíba Basin (white line) and adjacent Precambrian basement, northeastern Brazil, over DEM–SRTM. Note the location of the Paraíba Basin (dot white line) between the Pernambuco shear zone and the Mamanguape High; C) Simplified stratigraphic chart of the onshore Paraíba Basin (modified from Barbosa et al., 2003; Rossetti et al., 2013).

The complex tectonic history of the Paraíba Basin is evidenced by the superposition of many faults that cross Cretaceous, Neogene and Quaternary units (e.g., Bezerra et al., 2008). In particular, N–S–extensional and E–W–compressional stress fields prevailed over this region since the Miocene (Ferreira et al., 2008; Nogueira et al., 2010; Reis et al., 2013). Faults derived from normal and strike–slip motion produced a series of horst and graben structures along the coastal zone (Bezerra and Vita–Finzi, 2000; Bezerra et al., 2001, 2008; Furrier et al., 2006; Nogueira et al., 2010; Andrades Filho and Rossetti, 2012a). The Cariatá trough is an example of a graben formed by reactivation of existing faults during the Quaternary, with a first extensional deformation forming normal faults before the Late Pleistocene, and a second event giving rise to strike–slip faults during the Late Pleistocene (Brito Neves et al., 2004; Bezerra et al., 2008). A large amount of seismogenic data from several areas of northeastern Brazil document earthquakes of moderate to high magnitudes distributed along major fault zones, such as the Samambaia Fault (e.g., Ferreira et al., 1998), and this attest that tectonic reactivation is still going on at the present (Ferreira et al., 2008; Bezerra et al., 2011).

The sedimentary fill (Fig. 6.2.1C) of the Paraíba Basin began in the Coniacian–Santonian, after the opening of the Atlantic Ocean (Matos, 1992). During this time, medium– to coarse–grained sandstones and conglomerates of the Beberibe Formation formed in fluvial and lacustrine environments (Beurlen, 1967). The Itamaracá Formation overlying this unit includes carbonates mixed with calciferous sandstones and shales which were formed in estuarine and lagoon to shelf environments during the Campanian–Maastrichtian age (Barbosa et al., 2003). A generalized transgression is recorded in this basin by carbonate rocks of the Gramame Formation, which record deposition in shallow shelf environment during the Maastrichtian (Barbosa et al., 2003). A less expressive transgression is recorded in the Paleogene by the carbonate rocks of the Maria Farinha Formation (Mabesoone, 1994). This unit was not distinguished from the Gramame Formation in the present work due to its restrict geographic distribution.

Sediment accumulation continued in the Paraíba Basin in the Miocene, giving rise to a siliciclastic unit composed by sandstone, mudstone and, to a lesser extension, conglomerate. These are recorded by the Barreiras Formation, which is a unit first regarded as entirely continental in origin (Araújo et al., 2006; Morais et al., 2006), but which has been reinterpreted as encompassing mostly transitional marine, mainly estuarine, environments (e.g., Rossetti and Góes, 2009; Rossetti et al., 2013). These deposits are well represented in

the central east of Paraíba Basin (Fig. 6.2.2). However, the geographically most expressive unit of this basin in surface consists of the Post-Barreiras sediments. These were subdivided into two subunits, informally designated as PB1 and PB2 (Rossetti et al., 2011b). PB1 was formed in the Late Pleistocene and consists mostly of sandstones and conglomerates, with subordinate mudstone. A great part of PB1 is massive and deformed deposits attributed to seismites (Rossetti et al., 2011a). PB2 corresponds to well to poorly sorted sands deposited during the Holocene mostly by aeolian processes (Rossetti et al., 2011b).

Figure 6.2.2 – Geological map of the study area in the central onshore Paraíba Basin, identifying sites and main tectonic structures. C1, C2 and C3 = Morphostructural compartments over sedimentary units (see map shown on Fig. 6.2.6A, in section 6.2.4.2).

6.2.3 Material and methods

The materials used in this work derived from boreholes, outcrops, mainly coastal cliffs and road cuts, as well as, remote sensing imagery and airborne geophysical magnetometric data.

A total of 140 boreholes were acquired from the collection of the Geological Survey of Brazil (CPRM) and geocoded in Geographic Information System (GIS) to compose the basis for stratigraphic correlations. These were combined with information derived from lithostratigraphic profiles acquired at the outcrops, which discrimination of the individual geological units. The stratigraphic correlation was based on five latitudinal and three longitudinal transects, which were established according to location and areas of interest for this research. The topographic positions of individual boreholes and lithostratigraphic profiles were established with basis on data achieved from the DEM-SRTM accessed at <http://srtm.csi.cgiar.org>. The SRTM-3" version was used in this work, which results from new interpolation algorithms and auxiliary DEM (Reuter et al., 2007), produced as 3 arc-seconds grid (i.e., approximate resolution of 90 m). The following data relative to the geological units were observed on the geological sections: i) horizontal distribution; ii) thickness; iii) relative vertical positioning; and iv) expression in surface.

The analysis of tectonic structures in the outcrops included descriptions of the overall geometry deformation types, as well as attitude of faults (i.e., strike and dip), folds (i.e., fold axes), and beddings (i.e., dip angle and dip azimuth). The documentation of tectonic structures was complemented by photographs taken in the field and by helicopter. The structural data were processed using the Stereonet 8.8.6 software package (Allmendinger et al., 2013). Stereograms were generated using measurements of fault and beddings planes in equal-area projection, including contour plots with 1% area contouring. The sedimentary units containing the tectonic structures were described in the field. The chronology of the Quaternary strata is based on optically stimulated luminescence analysis documented in Rossetti et al. (2011b).

The morphostructural lineaments were extracted by visual interpretation of DEM-SRTM data obtained from the TOPODATA geomorphometric database (Valeriano and Rossetti, 2012), accessed at <http://www.dpi.inpe.br/topodata>. These data consist of grid values measuring 1 arc-second (i.e, approximately 30 m resolution), refined from the SRTM-3" (i.e., 90 m resolution) and include elevation data, aspect and horizontal curvature. Straight

lineaments were vectorized from positive and negative reliefs recognized in images derived from the morphometric variables. In addition, the DEM enhanced by shading schemes and palettes were also used the morphostructural lineaments. These morphometric products and DEM are available. The effectiveness of this methodology for mapping morphostructural lineaments was previously shown by Andrades Filho and Rossetti (2012b). Morphostructural compartments were discriminated with basis on the distribution of lineament patterns. The mapping of morphostructural features was complemented by the analysis of an optical image acquired by the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), at the spatial resolution of 15 m (Yamaguchi et al., 1999), obtained on June 11, 2009.

The continuity of some morphostructural lineaments in subsurface was determined by the analysis of magnetometric geophysical data. The magnetic data used in this study were collected by the Airborne Geophysical Survey Project (LASA and Prospectors, 2008) commissioned by the Geological Survey of Brazil (CPRM) in March–April of 2008. This project surveyed high resolution aeromagnetic profiles, with flight lines spaced 500 m and control lines spaced 5,000 m, oriented in the N–S and E–W directions, respectively. The flying height was set at 100 meters above the ground. Aircraft equipped with magnetometer positioned by Global Positioning System (GPS) observation satellite with a precision of 1 m system were employed. The cesium vapor magnetometer sensor was mounted on the tail of the aircraft (type stinger). Measurements were taken every 0.1 seconds, which is equivalent, depending on the average speed of the aircraft, to a measurement every 7.7 meters (LASA and Prospectors, 2008). The magnetic data were submitted to the micro–levelling routines aiming for the extraction of high–frequency signals deriving from levelling process problems. The contribution of the International Geomagnetic Reference Field (IGRF) was subtracted from the micro–levelled data. Then the data were interpolated into a grid of 125 x 125 m. In addition to the original magnetic data (nT), the processed product, denominated first vertical derivative of the magnetic field (nT/m), was also used. This processing was applied to the data in the wavenumber domain after the application of the Fast Fourier Transform (FFT). Narrow and elongated magnetic anomalies are commonly interpreted according to three main types of geological correlations: i) tectonic structures such fault or shear zone; ii) contact between two geological units; and iii) intrusion of magnetic bodies of type dike. As the first vertical derivative enhances very well those types of feature, it was used to visual interpretation of the magnetic lineaments.

Rose diagrams and Kernel density maps were generated from morphostructural lineaments derived from the analysis of both remote sensing and magnetometric data in order to establish the main trends of these structures. The rose diagrams were generated at intervals of 10° according to the absolute frequency of lineaments corresponding to the exposed geological units and the morphostructural compartments. The morphostructural and magnetic lineaments were also comparatively analyzed.

6.2.4 Results

Surface and subsurface data integration enabled obtaining fundamental information for tectono-sedimentary analyzes performed using stratigraphic correlation, characterization of morphostructural and magnetic lineaments and deformation structures in outcrops.

6.2.4.1 Stratigraphic correlation

The stratigraphic correlation integrating the borehole and lithostratigraphic profiles throughout the study area (Figs. 6.2.3 and 6.2.4) enabled the discrimination of four geological units: Precambrian basement, Beberibe Formation, Gramame/Maria Farinha Formations, and, Barreiras Formation/Post-Barreiras sediments. The geological map allowed to include in the cross sections modern alluvial sediments of main rivers.

Sections A to D (Figs. 6.2.4A–D), G and H (Figs. 6.2.4G,H) record only the sedimentary units of the basin, whereas sections E (Fig. 6.2.4E) and F (Fig. 6.2.4F) depict these units in sharp lateral contact with Precambrian basement rocks to the west. The analysis of the studied transects revealed that the Beberibe Formation is generally the most expressive unit in subsurface, reaching up to 170 m in thickness in section E (Fig. 6.2.4E). However, this unit was not documented in any of the studied outcrops. The Beberibe Formation is sharply overlain by the carbonates of the Gramame/Maria Farinha Formations. These deposits were also recorded in all sections, but they are particularly well represented in the W–E trending sections (i.e., C to F), where they become thicker to the east reaching a maximum of 100 m in section E (Fig. 6.2.4E). The Gramame/Maria Farinha Formations were also recorded in surface, being well exposed along several discontinuous outcrops located along or near the modern coastline. The Gramame/Maria Farinha Formations constitute a good stratigraphic marker for distinguishing the underlying Beberibe Formation from the overlying

Barreiras/Post-Barreiras deposits. These are also distributed along all analyzed sections, but with greater thicknesses (i.e., ~100 m) being recorded in sections F and H (Figs. 6.2.4F,H).

Figure 6.2.3 – A) Location of cross-sections generated from borehole and field data, over DEM-SRTM; B) Area zoomed from A with main rivers in eastern portion.

A remarkable observation derived from the analysis of all studied transects is the great offsets of the geological units that may reach up to several tens or even a few hundred meters within short distances. Such characteristic could not be related only to erosional relief, but it requires an interpretation of bed displacement due to the presence of numerous faults, as suggested in Fig. 6.2.4. It is noteworthy that many faults depicted in this figure have correspondence with morphostructural lineaments extracted with basis on remote sensing and magnetometric data (see descriptions of these data in sections 6.2.4.2 and 6.2.4.3). Additionally, many faulted areas interpreted in these sections coincide with outcrops dominated by an abundance of faults. The interpretation of folded strata depicted in the geological sections derives from the fact that many field exposures display pervasive folds associated with faults (see descriptions of these structures in section 6.2.4.4).

Figure 6.2.4 – Geological cross-sections interpreted based on surface and subsurface data (see Fig. 6.2.3 for the transects location).

Aspects of the geological sections that are useful to show the tectonic control in the study area will be highlighted herein after. For instance, the Precambrian rocks extend over 47 and 30 km in transects E and F, respectively, but they disappear suddenly eastward in both

sections before the Gramame River (Fig. 6.2.4E,F). In section E, the contact of these rocks with the sedimentary units, mainly the Beberibe Formation, is marked by an offset > 200 m, implying the presence of a normal fault dipping roughly to the east. It is interesting to note that this area has equivalence with the Embratel dome, which corresponds to a prominent convex-up structure with expression also in surface (Fig. 6.2.5A,B). Also noteworthy is that the Cretaceous units are restricted to the areas located to the east of this feature, which in turn overlain only by the Barreiras/Post-Barreiras deposits. In section F, the Precambrian rocks display several offsets up to 120 m. These offsets produced a graben where the Paraíba River became established. The faults to the east created space to accommodate a thicker succession of deposits corresponding to the Barreiras/Post-Barreiras units, and also placed these strata in lateral contact with the Gramame/Maria Farinha Formations.

The sedimentary units also display several offsets that can only be justified by the presence of faults and even folds. These structures, in particular faults, can be inferred in all sections, but they are better represented in sections E to H (Figs. 6.2.4E to H). Hence, in section E the Beberibe Formation displays several offsets, the greatest one being more than 100 m. The subsided blocks resulting from these displacements created space to accommodate the Gramame/Maria Farinha Formations, which is up to 80 m thick over this area where a graben feature is inferred, while westward it changes abruptly to only a few meters and then disappears at the Taperubus River. It is interesting to notice that the Barreiras/Post-Barreiras deposits are also thicker, i.e., >100 m over the lowest subsided block, average only 50 m to the west of the main offset of the Beberibe Formation. This implies that these deposits were also faulted, which is confirmed by many drainage anomalies suggestive of faults, some with lateral displacements typical of transcurrent (Fig. 6.2.5C,D).

Sections F to H are interesting because it shows several displacements of the sedimentary units, which produced a geometry of grabens and horsts. In F (Fig. 6.2.4F), the sedimentary units are essentially horizontal to the west of the Gramame River, which are in great contrast with the series of offsets to the east of this river. However, it is remarkable that the Gramame/Maria Farinha Formations are slightly thicker over this area, constituting a series of steps that progressively dip eastward. Nevertheless, as opposed to section E, these displaced deposits are positioned at higher elevation (i.e., 50 to 15 m) relative to the horizontal strata to the west, which locates at <10 m of altitude. Due to this characteristic, added to the fact that this area contains many outcrops with folds, the displacements of the

sedimentary units in the eastward part of section F are better accommodated with basis on a geometry of faults associated with folds. It is interesting to notice that the Barreiras/Post-Barreiras deposits are thinner over this area relatively to their occurrences to the west, suggesting that this could have constituted a high since the deposition of these units. It is also remarkable that the Gramame River occurs right at the contact between the area with horizontal strata and the area with faulted/folded strata, in a place where faults are also inferred to accommodate an offset of almost 50 m of the sedimentary units.

Figure 6.2.5 – A) 3D view from DEM–SRTM of the Embratel dome (see Fig. 6.2.3B for location). The white arrow indicates the position where the photo was obtained in B; B) Photograph of the Embratel dome in field work. The arrows indicate the broad antiform; C) ASTER optical image of Garaú River in the eastern portion of the study area (see Fig 6.2.3B for location); D) interpretation of C based on the drainage network. Arrow indicates sense of slip.

Stratal displacements are well documented in Section G, which shows a geometry of alternating high and low blocks related to faults. In this section, the occurrence of the Gramame River in a graben is evident, as characterized by the location of the Beberibe and

Gramame/Maria Farinha Formations >60 m lower than in neighbouring areas (Fig. 6.2.4G). The area between the Salsa and Abiaí Rivers constitutes another graben, where the Beberibe Formation subsided, a process that triggered the deposition of the Gramame/Maria Farinha Formations which, as expected, are thicker in this area. Section H is the longest one and also corresponds to the area with the largest volume of subsurface information that was useful to reconstruct the geometry of the tectonic structures, particularly along the Conde–Alhandra High. This feature corresponds to an area where the sedimentary units show numerous displacements with offsets that reach up to 50 m, suggesting several vertical to near vertical faults and a geometry of small grabens and horsts. The Beberibe Formation progressively rises toward this area at the same time that the Gramame/Maria Farinha Formations become thinner. These deposits are thicker to the north where the underlying Beberibe Formation is positioned in a relatively lower topographic position. Such geometry suggests that the Conde–Alhandra High probably displayed a paleotopography characterized by this topographic gradient before the deposition of the Gramame/Maria Farinha Formations.

6.2.4.2 *Morphostructural lineaments*

Characteristics of the morphostructural lineaments, such as density and spatial distribution, led to the recognition of four compartments, designated C1 to C4, with compartments C1 to C3 corresponding to the sedimentary units of the Paraíba Basin (Fig. 6.2.2), and C4 corresponding to the Precambrian basement rocks (Fig. 6.2.6A–C). C1, which occurs mostly on PB2 (Fig. 6.2.2) located to the north of the study area, is characterized by the lowest density of lineaments. Most of these are lineaments extracted from negative reliefs, as this area is chiefly flat-lying. C2 and C3 correspond to areas with prevalence of the Barreiras Formation and PB1. However, C2, located in the center of the study area, shows moderate lineament density, while C3, located in the extreme eastern part of the study area, displays a C4, which corresponds to the area with dominance of Precambrian basement rocks to the west, is characterized by the prevalence of moderate and high lineament density values.

Figure 6.2.6 – Distribution of morphostructural and magnetic lineaments in the study area. A) Variable morphometric aspect and morphostructural compartments (C1, C2 and C3); B) Map of morphostructural lineaments; C) Map of morphostructural lineaments density; D) Vertical derivative product of the magnetic data; E) Map of magnetic lineaments; F) Map of magnetic lineaments density. See A for location of morphostructural compartments (polygons in A–F).

The trends of lineaments do not change much when comparing the morphostructural compartments C2 and C3 of the Paraíba Basin, which have main E–W, NE–SW, NW–SE and, less commonly, N–S orientations (Fig. 6.2.7). The lineaments in the Precambrian basement rocks (i.e., C4) are also similar, except for the lack a well-defined N–S trend. However, C1 differs slightly from all the other compartments, with main trends to NE–SW and NW–SE and a subordinate mode to E–W.

Figure 6.2.7 – Rose diagrams and quantity of morphostructural and magnetic lineaments.

Taking into account the total number of lineaments over individual geological units, the Precambrian basement rocks displayed the highest number i.e., 3876 lineaments (Fig. 6.2.7). However, this value was also high in the sedimentary units, which altogether summed 2650 lineaments. Among the sedimentary units, the Barreiras Formation and PB1 displayed approximately equivalent amount of lineaments, i.e., 1531 and 1518, respectively. On the other hand, PB2 displayed a much lower amount of lineaments, reaching only 364, despite that its area of occurrence is roughly equivalent to the Barreiras Formation and PB1.

6.2.4.3 *Magnetic lineaments*

The magnetic lineaments are well distributed throughout the study area (Fig 6.2.6D–F). Compartments C1 to C3 generally have equivalent distribution of low and moderate density, with a slight increased concentration of the latter to the west, close to the boundary with C4. There is only one area with high magnetic lineament density on the area corresponding to sedimentary units, which coincides with the Embratel dome (Fig. 6.2.5A,B). The lineament density increases slightly on compartment C4, which has dominantly moderate values, with subordinate low values. In addition, lineaments in this compartment are more are longer than in the sedimentary units.

The magnetic lineaments display consistent patterns over compartments C1 to C3, with a main NE–SW trend and a subordinate NW–SE trend. In addition, C2 and C3 have also a well-defined E–W trend, although this constitutes a subordinate mode. In the Precambrian basement rocks, the magnetic lineaments trend mainly in the ENE–WSW, WNW–ESE and E–W directions.

Considering the total amount of lineaments, the Precambrian basement rocks recorded a considerable higher value (i.e., 120) than the sedimentary units together (i.e., 96). Among the latter, the Barreiras Formation and PB1 had more lineaments, varying from 215 to 196, respectively, while PB2 displayed only 72 lineaments.

A comparison between the morphostructural and magnetic lineaments led to the conclusion that they are not always correlated. In general, the best coincidence in these data is found in association with the Precambrian basement rocks. Over the areas corresponding to the sedimentary basin, the magnetic lineaments are less defined, and many of them do not

match exactly with the morphostructural lineaments. However, there are places where the magnetic data displays good correspondence with morphostructural lineaments. For instance, the Paraíba River has many NE–SW trending morphostructural lineaments that are in perfect agreement with trends derived from magnetic data (Fig. 6.2.8A,B). A long segment of this river occurs over a well–defined magnetic anomaly in the center of the Cariatá Graben previously defined by Bezerra et al. (2008) (Fig. 6.2.8C,D). In addition, the magnetic and morphostructural lineaments have good match along the upper course of Mamuaba and high block of the basement to the west (Fig. 6.2.8E,F). The Goiana River valley displays an anomalous enlargement in the coastal zone, with a rectangular branch displaying morphostructural lineaments with correspondence in the magnetic data (Fig. 6.2.8G,H).

Figure 6.2.8 – Correspondence between morphostructural and magnetic lineaments. A, C, E, G) Magnetic data; B, D, F, H) DEM-SRTM.

6.2.4.4 Description of tectonic structures in outcrops

The sedimentary units exposed in the study area display a variety of deformation structures. These features are pervasive in the Barreiras Formation and PB1 (Figs. 6.2.9–6.2.18, occurring also in the Gramame/Maria Farinha Formations).

Figure 6.2.9 – A) Deformation structures in the Barreiras Formation with continuity upward into PB1; B) Detail of fault planes in A; C) Interpretation of A.

The Barreiras Formation show an abundance of deformation structures, many of which with continuity upward into PB1 (Fig. 6.2.9). Normal (Fig. 6.2.10) and reverse (Fig. 6.2.11) faults are pervasive in these strata, and they are associated with numerous joints. Fault offsets at the outcrop scale are small, usually less than 1 m, and most often in the order of a few centimeters or a few tens of centimeters. Fault and joint planes vary from subvertical to oblique (i.e., 87° – 15°). Successions of either normal (Fig. 6.2.10C, G) or reverse (Fig. 6.2.11B–E, H) faulted and conjugate systems formed by normal faults, including X-faults, are common both in the Barreiras Formation (Fig. 6.2.12A, B, D, E) and PB1 (Fig. 6.2.12C, F).

Figure 6.2.10 – Normal faults, in the Barreiras Formation, shown in plan and profile; A) Sketch representing a deformed surface in perpendicular directions; B) Surface affected by normal faults with E–W and N–S–trending. Stereogram with poles to faults (equal–area projection); C) Sketch representing a profile view of sequential normal faults affecting the surface; D, E) Normal faults represented in C; F) Normal fault with 1m displacement. Person height = 1.80 m; G) Sucession of normal faults with centimeters of displacement; H) Planar normal fault with centimeters of displacement. Hammer dimensions (length = 30 cm and width = 17 cm).

Figure 6.2.11 – Reverse and normal faults (Barreiras Formation). A) Sketch representing deformed strata by oblique and vertical faults. Stereogram with poles to faults (equal-area projection); B) Reverse and normal faults (see A for location); C) Oblique and subvertical reverse faults (see A for location); D, E) Succession of reverse faults (card = 10 cm); F) Reverse and normal faults; G) Reverse fault marked by displacement of pebble strata; H) Succession of reverse faults. Hammer dimensions (length = 30 cm and width = 17 cm).

Figure 6.2.12 – Conjugate systems formed by normal faults. A,B) Barreiras Formation unit; C) PB1 unit; D) Interpretation of A; E) Interpretation of B; F) Interpretation of C. Arrow indicates sense of displacement. Gray circle indicates X-faults.

Faults in the Barreiras Formation in compartments C2 and C3 have similar strikes, which trend mainly E–W, and secondarily NE–SW and NW–SE (Fig. 6.2.13A, B). Faults in PB1 located in the compartment C1 have strikes that trend NE–SW and secondarily E–W (Fig. 6.2.13C), while in compartment C3 these trends are mainly E–W and secondarily N–S (Fig. 6.2.13D).

Figure 6.2.13 – Stereograms with poles to faults contoured at 3% intervals (equal–area projection) of the morphostructural compartments (C1, C2 and C3). A, B) Correspond to the Barreiras Formation; C, D) Corresponds to the PB1; E) Corresponds to the Gramame/Maria Farinha Formations.

In addition to normal and reverse faults, strike–slip faults (Fig. 6.2.14A) were also observed in the Barreiras Formation and PB1, although they were only locally found. These were characterized by faults displaying stria rakes $<30^{\circ}$ (Fig. 6.2.14B). In general, fault planes are listric (Fig. 6.2.14C) and they often display cement of iron oxides and hydroxides. Faults having such characteristics were chiefly found at the contact between the Barreiras Formation and PB1 (Fig. 6.2.14A). In such areas, faults created space to accommodate PB1, as evidenced by the fact that the latter is thicker over the faults when compared to neighboring correlated strata. The PB1 deposits immediately overlying these faults display massive and/or convolute folds (Fig. 6.2.14A, C), and they become gradually horizontal bedded upward.

Strike-slip faults trend mainly in the E-W direction, and subordinately WNW-ESE (Fig. 6.2.14A).

Figure 6.2.14 – A) Strike-slip faults observed in the Barreiras Formation and PB1; B) Detail of striae. Hammer dimensions (length = 30 cm and width = 17 cm). The arrow indicates displacement sense; C) Detail of lateral contact with PB1 and Barreiras Formation. Person height = 1.70 m.

Importantly, despite the diversity of deformation structures recognized on the deposits of Barreiras Formation, there is no evidence of syn-sedimentary deformation structures in this unit.

The Gramame/Maria Farinha Formation is poorly exposed, and allowed only local observation and measurement of faults. Only normal faults with offsets in the order of a few centimeters were observed in these deposits. Fault planes are of high angles (i.e., 89° – 60°) with variable dip azimuths, but with prevalence of southward and northward dips. Fault strikes are E–W, followed by NW–SE, NE–SW and, to a lesser extent, N–S trending (Fig. 6.2.13E).

Folds are also abundant in the study area, and they were particularly recorded in the Barreiras Formation (Fig. 6.2.15). However, folding affected also underlying strata corresponding to the Gramame/Maria Farinha Formations (Fig. 6.2.16A, B), as well as the overlying PB1 unit (Fig. 6.2.15, 6.2.16A,B, 6.2.17). In such instances, the carbonatic units were found at the core of anticlines, thus folding seems to be the main responsible for the exposure of this unit in the study area. A variety of normal and reverse faults occur in association with the folded strata of the Barreiras Formation and PB1 (Fig. 6.2.16C–H). In areas displaying folds, PB2 constitutes the only strata that are not folded (Fig. 6.2.17A, B). Instead, these deposits mantle the paleomorphology defined by folds, decreasing its expression in surface.

Folds in the study area include broad synclines and anticlines, which can be laterally distributed forming sets of folded strata (Fig. 6.2.18A, B). Individual folds may have wavelengths that reach up to 300 m. Fold axes are mostly E–W–trending (Fig. 6.2.15B, 6.2.16A) and, less commonly, N–S trending.

Figure 6.2.15 – Coqueirinho outcrops seen by aerial photographs. A) Broad view of outcrops and morphology. The arrows indicate the folded relief; B) Oblique view of outcrops (see A for location). The dotted white line separates the Barreiras Formation (below) and PB1 (above). Below the photograph, stereograms with poles to faults, bedding and fold axes (equal-area projection); C) Interpretation of anticlinal (see B for location). Black line = bedding. Black dotted line = eroded bedding. Green = vegetation.

Figure 6.2.16 – Tambaba outcrops. A) Sketch representing folded strata in coastal cliff (see A for location). Stereogram with beddings and fold axes (equal-area projection); B) Gramame/Maria Farinha Formations folded (see A for location); C) Conjugate normal faults in Barreiras Formation (see A for location); D) Interpretation of C. Arrow indicates sense of displacement; E) Sketch of deformations in PB1. Stereograms with poles to faults and poles to joints (equal-area projection); F) Detail of E. Arrow indicates sense of displacement; G, H) Reverse fault marked by displacement of ferruginous strata (see E for location) (Coin diameter = 2.3 cm and pen cap size = 3 cm).

Figure 6.2.17 – Fold in Cabo Branco beach. A) Aerial photograph of the folded coastal cliff; B) Interpretation of A; C) Photograph of fold in field work (black circle = person (height = 1.60 m); D) Interpretation of C. Black and gray line = bedding.

Figure 6.2.18 – Synclinal and Anticlinal in Coqueirinho outcrops (see Fig. 15B for location). A) photograph mosaic; B) Interpretation of A (black line = bedding; green and brown = vegetation); C) Synclinal and bedding tilts in Barreiras Formation (person height = 1.80); D) Detail of C; E) Interpretation of D.

6.2.5 Discussion

6.2.5.1 Distribution and relation of the structures to tectonic reactivation

The data presented here attests that the Paraíba Basin was extensively affected by tectonic activity. The pervasive structures recorded in the Barreiras Formation and PB1 unit, including an abundance of normal, reverse and strike-slip faults, as well as joints and folds, assure that this area of eastern South American passive margin experienced significant tectonism during the late stages of its post-rift history. The generally comparable morphostructural lineaments recorded in compartments C2 and C3, relative to the lineaments over the Precambrian basement rocks, led to the conclusion that the events that affected the Barreiras Formation and PB1 unit are attributed to reactivation of pre-existing structures. It follows that the majority of the lineaments of the study area can be related to reactivations of pre-existing shear zones and other large linear structures that extend over the Precambrian basement. Hence, E–W, NE–SW and NW–SE trending structures were reactivated through

time, extending their influence into the Paraíba Basin. However, the presence of structures displaying strikes trending N–S only in the Barreiras Formation and PB1 unit, while they have no significant expression neither over areas dominated by Precambrian basement rocks nor over the areas dominated by the PB2 unit might be an indication for a tectonic event that was restricted to a certain period of the geological time of the Neogene and/or Late Pleistocene.

The fact that the Precambrian basement presents a much higher density of morphostructural lineaments in relation to the sedimentary units is probably due to the superposition of different deformation events by which these rocks have been affected since the Precambrian period. The equivalent trends and density of morphostructural lineaments over compartments C2 and C3, which are dominated by the Barreiras Formation and PB1 unit, might be a suggestion of tectonic reactivation mainly after deposition of the latter. This is because if a significant tectonism had affected the Barreiras Formation before deposition of PB1 unit, then the first would have been imprinted by a higher amount of lineaments. It is also interesting to note that the lower amount of lineaments in the PB2 unit is compatible with its younger age relative to PB1 unit.

Because the magnetic lineaments are also more expressive over the Precambrian basement rocks, it can be concluded that they record pre-existing, deep-based shear zones. Although not entirely correlated with the morphostructural lineaments, the ENE–WSW, WNW–ESE and E–W dominating modes of these features do not differ much from the trend recorded by morphostructural lineaments of the Precambrian basement, which further support their interrelationship. The presence of many magnetic lineaments in the area with sedimentary units that do not match well with morphostructural lineaments was reported elsewhere (e.g., Jacques et al., 2014), and can be tentatively related to: (i) many deep structures that do not affect the sedimentary units; and/or (ii) deep structures that may have generated different deformation styles on the sedimentary cover, which could have attenuated their effect in shallow depths through formation of smaller structures that are not necessarily positioned in the same location at the surface.

6.2.5.2 Deformation style and stress field

The deformation structures documented in the study area are complex, revealing extensional and compressional stresses, in addition to strike-slip motion, as also recorded in

other areas of northeastern Brazil (e.g., Ferreira et al., 1998, Bezerra et al., 2011, 2014; Reis et al., 2013). The complex style of deformation is also suggested by the frequent presence of faults forming conjugate systems. Although this issue is still open for debate, faults in these systems might suggest the superposition of events. Previous publications have already suggested multi-phase faulting affecting Neogene and Quaternary units in northeastern Brazil with basis on structural and chronological evidence (e.g., Japsen et al., 2012; Gurgel et al., 2013; Bezerra et al., 2014).

The prevalence of normal faults with strikes trending mainly to E–W in the compartments C2 and C3 indicates that the Barreiras Formation and the PB1 unit were undergone to stronger N–S extension. The occurrence of secondary trends to NE–SW and NW–SE also attests that these units were affected by subordinate NW–SE and NE–SW extensional phases. As mentioned above, these deformational phases might have been resulted from reactivation of pre-existing deep-based shear zones. Furthermore, the normal faults with strikes trending N–S probably record an independent event of E–W extension that seems to be unrelated to pre-existing faults.

The pervasive occurrence of reverse faults attests that, in addition to extension, compressional deformation contributed to displace the sedimentary units, particularly the Barreiras Formation and the PB1 unit. Because these faults are closely associated with the normal faults, and they also show similar strike trends, it can be concluded that extension was interacting with compression. Hence, the Barreiras Formation and the PB1 unit was undergone to a main N–S compressional phase, having subordinate compression oriented in the NW–SE and NE–SW directions.

The presence of compressional deformation in the study area is further evidenced by the large occurrence of broad synclines and anticlines. The majority of the folds displaying E–W trending axes is compatible with a main N–S compressional deformation, as also suggested by the trends of the reverse faults; only locally E–W compression was reported. These data are not in agreement with focal mechanism of deformation previously proposed for northeastern Brazil, which has considered E–W compression as the most significant taking into account only structural data derived from Precambrian basement rocks (e.g., Ferreira et al., 1998, Bezerra et al., 2011; Reis et al., 2013). Considering these conflicting interpretations, it could be hypothesized that the compressional deformation styles in the Paraíba Basin differs from other areas in northeastern Brazil. Alternatively, it could be also

proposed that the sedimentary units of Neogene and Late Pleistocene age were undergone to an independent phase of compressive deformation that has no correlation with deep-based structures.

The presence of strike-slip faults in the study area is entirely consistent with a proposed focal mechanism of deformation that combines extension and compression. This is because strike-slip faults result from tectonic deformation styles characterized by lateral displacements, which in cross-section present reverse or normal motion depending if the fault geometry is transpressional or transtensional (e.g. Christie-Blick and Biddle, 1985; Sylvester, 1988). The dominant E-W and secondary WNW-ESE trending strikes of the strike-slip faults in the study area are compatible with N-S and secondarily NNE-SSW extensional deformation. In addition, the association of these features with normal and reverse faults, as well as folds, is quite consistent with the conclusion that the combination of extensional and compressional deformation in the study area can be explained within the context of a transpressional/transtensional tectonic regime.

6.2.5.3 Tectono-sedimentary evolution

The analysis integrating the geological sections interpreted with basis on the correlation of boreholes and lithostratigraphic profiles, the morphostructural and magnetic lineaments, and the characterization of tectonic structures at the outcrop scale, altogether allowed the reconstruction of the following tectono-sedimentary history for the Paraíba Basin (Fig. 6.2.19).

The initial deposition in the late Cretaceous supports the proposal that this basin was the last one to be formed along the eastern Brazilian margin (Matos, 1992, 1999). Indeed, a borehole in the southern part of the Paraíba Basin reached the Precambrian basement at 400 m depth without crossing any deposition prior to the Turonian (Barbosa et al., 2007). Until the Coniacian, the area corresponding to this basin constituted a high of the Precambrian basement (Fig. 6.2.19A, B). Thus, this basin followed a distinct evolution when compared to the other basins of the northeastern passive margin of Brazil, which had their origin in the early Cretaceous (Szatmari et al., 1987; Lima Filho, 1998).

In the Coniacian to Campanian, Precambrian basement rocks were displaced by several normal faults with offsets of at least 200 m and having main dips to the east, a process

that would have created space for the establishment of the Paraíba Basin between the Patos Shear Zone to the north and the Pernambuco High to the south (Fig. 6.2.1). The Beberibe Formation initiated its deposition in the Coniacian, and culminated with a thick sedimentary succession that were accommodated over the subsiding blocks (Fig. 6.2.19C). The maximum westward distribution of this unit, i.e., around 20 km from the modern coastline (Fig. 6.2.19D), indicates the part of the basin that underwent to subsidence during this time. The focal deformation mechanism linked to this tectonic event is related to E–W extension (Matos, 1992).

Subsidence would have increased erosion in highland areas of the Precambrian basement, with subsequent transportation of high volumes of sediments that were trapped in the subsiding blocks, generating the Beberibe Formation. A main sediment source from the Precambrian basement rocks for this unit was confirmed by heavy mineral analysis (Ochoa, 2010; Rossetti et al., 2012). The deposits of the Beberibe Formation continued being formed mainly in continental environments until the Campanian (Barbosa et al., 2007).

Figure 6.2.19 – Tectono–sedimentary evolution stages in the central onshore Paraíba Basin.

In the Maastrichtian to Paleogene there was a major change in the basin depositional processes, as a marine transgression deposited a thick succession of carbonates overlying the Beberibe Formation (Fig. 6.2.19E). Paleontological studies suggest that the carbonate deposition occurred mostly in shallow marine environments with depths < 100 to 150 m (Muniz, 1993). This transgression could be a response of global sea level, which was still at a highstand during most of the Maastrichtian in consequence of the Cenomanian transgressive trend (e.g., Haq et al., 1987; Haq and Al-Qahtani, 2005). However, sea level alone could not explain the large variations in the thickness of the Gramame/Maria Farinha Formations over short distances, as recorded by the analysis of the stratigraphic sections presented here. This characteristic, added to the fact that these deposits are consistently much thicker within graben geometries, leads to propose that deposition was triggered by tectonic reactivation, with sedimentation taking place contemporaneous to this event. Thus, reactivation of deep-based faults occurred after deposition of the Beberibe Formation, which promoted great displacements of these deposits, and generated new space to accommodate the overlying carbonate succession. In these subsiding areas, the overall tendency of sea level highstand may have been accentuated, increasing the transgressive nature and promoting the deposition of a thick carbonate deposits. On the other hand, highland areas of the basement and also those within the basin representative of rising tectonic blocks, such as the area between the Embratel dome and the Abiaí River shown in section E (Fig. 6.2.4E) and the Conde–Alhandra High shown in section H (Fig. 6.2.4H), remained protected from the effect of this transgression, and consequently do not display these overlying strata or show only a thin veneer of them. Subsequent erosion over these highlands may have also further contributed to partially erode or completely vanish any eventual transgressive deposits that might have reached these areas. The geographic distribution of the Gamamme/Maria Farinha Formations inland is equivalent to the distribution of the Beberibe Formation (compare Figs 6.2.19D and F), which confirms their confinement to the area under effect of rifting. The uppermost portion of carbonate succession, represented by the Maria Farinha Formation may record an independent transgression in the Paleogene, which resulted in shallow marine deposition even after the early Eocene (Beurlen, 1967). The carbonate deposition appears to have ended after that time, when there was a widespread development of an unconformity with lateritic paleosols (Fig. 6.2.19G, H), a feature also recognized throughout many other basins of northeastern and northern Brazil (e.g., Rossetti, 2004; Rossetti et al., 2013).

After the Eocene, there is no record of sedimentation in the Paraíba Basin up to the Miocene. We interpret that this period of non-sedimentation may be linked to a tectonic stability, which was also associated to a phase of sea level lowering (Fig. 6.2.19G). The Barreiras Formation records a period of renewed deposition in the Paraíba Basin (Fig. 6.2.19I, J). This unit, widespread over many other areas of northeastern and northern Brazil, has been related to the combined effect of high sea level in the early to middle Miocene and tectonic subsidence (Rossetti et al., 2013). As reported for the Gramame/Maria Farinha Formations, the Barreiras Formation becomes also thicker, at least locally, when overlying graben geometries, as reported for instance in section E (see the graben to the right of the Garaú River in Fig. 6.2.4E) and F (see the graben associated with the Gramame River in Fig. 6.2.4F). These evidences allow hypothesize that the return to sediment deposition during the Miocene might have been triggered by the creation of new accommodation space promoted by fault reactivation. This process was most likely combined with the global rise in sea level that are well recorded in many other Miocene strata of South America (Mörner, 1991, 2009; Frassinetti and Covacevich, 1999; Scasso and Castro, 1999; Marengo, 2006; Cuitiño and Scasso, 2010; Cuitiño et al., 2012) and also worldwide (e.g., Haq et al., 1987; Miller et al., 2005).

However, such Miocene transgression was not as extensive as the Cenomanian–Maastrichtian one. Indeed, it has been proposed that the Miocene sea level rise along the Brazilian coast was in the order of only 60 m above the present (Rossetti et al., 2013), while the Cretaceous rise would have reached circa 180 m above the present, according to estimates of the global sea level chart (Haq et al., 1987). Therefore, sea level rise alone could not explain the fact that the Barreiras Formation is geographically more widespread than the Cretaceous strata inland in the Paraíba Basin (Fig. 6.2.19J). The presence of the Barreiras Formation circa 40 km westward near the border of the Paraíba Basin leads to propose that tectonic subsidence amplified the Paraíba Basin to the west, although the resulting fault offsets may have been less pronounced than during the Cretaceous. Furthermore, mineralogical provenance data support this model, indicating that the Barreiras Formation sediments source is in the adjacent crystalline basement rocks, and not in the pre-existing sedimentary units (Ochoa et al., 2013).

A key point is the foregoing evolutionary model proposed above is that sin-sedimentary deformation structures were not observed in the Barreiras Formation, despite

the abundant of deformation structures. This leads to propose that there was a period of tectonic reactivation prior to deposition of this unit, which may have been at least locally contemporaneous to sediment deposition. However, most of the Barreiras Formation exposed along the Paraíba Basin was not affected by a contemporaneous seismicity. Hence, the numerous extensional and compressional deformation structures described in these deposits were developed sometime after they reached a consolidated state, which happened possibly much later in the Late Pleistocene, as further discussed hereinafter.

Between the middle Miocene and the Late Pleistocene, the Paraíba Basin experienced a prolonged period of tectonic stability. This is recorded by another unconformity marked by lateritic paleosol. Dating of supergenic goethites from this paleosol revealed its development extending from a few million years before the middle Miocene to the Early/Middle Pleistocene (Rossetti et al., 2012, 2013). Thus, one can assume this as the period of tectonic quiescence in the Paraíba Basin. However, a drastic change took place in the Late Pleistocene, when this basin was affected by significant tectonism of extensional and compressional focal deformation. We interpret that this event occurred simultaneously to the deposition of the PB1 unit. This is proposed with basis on the fact that this unit displays an abundance of structures suggestive of deposition under an unconsolidated and/or semi-consolidated state. These include massive sandstones with isolated sand fragments and breccias, undulatory strata, sand dykes and diapirs, sinks and bowls, pebbly pockets, plunged sediment mixtures, fitted sand masses, cone-shaped cracks, fault grading and sedimentary enclaves, which were previously described and related to seismites by Rossetti et al. (2011a). The presence of strike-slip faults overlain by the PB1 unit containing soft sediment deformation that grades upward into non-deformed beds, as illustrated in Fig. 6.2.14, is a further evidence in support of this deposition simultaneously to seismic activity.

The good correspondence of the tectonic structures described in the PB1 unit and Barreiras Formation, including equivalent values of morphostructural and magnetic lineaments, may be taken to suggest that there was a period of intense tectonic activity in the Late Pleistocene that affected both units. Reactivation of pre-existing structures would have produced space to accommodate the new sedimentation corresponding to the PB1 unit, which was formed contemporaneously to deformation. The numerous tectonic structures of the underlying Barreiras Formation would have formed also during this phase. The most interesting is that deformation included extensional and compressional focal mechanisms. The

latter intensively folded the Barreiras Formation and also the PB1 unit. It follows that the most likely is to conceive a focal mechanism of deformation during and probably also following deposition of PB1 unit. Such event might have been triggered by extension and compression associated with transtensive and transpressive zones of deformation linked with lateral displacements along strike-slip faults. It is interesting to note that uplift has been suggested in coastal areas of northeastern Brazil (Japsen et al., 2012), as well as many others worldwide, including passive margins (e.g., Pedoja et al., 2011), on Quaternary.

If the folds interpreted for the Cretaceous units with basis on correlation of the stratigraphic sections were formed during this time or correspond to a previous compressional phase is an issue that remains to be investigated. The occurrence of thicker strata of the Gramame/Maria Farinha Formations in higher position with respect to thinner strata of these units in adjacent areas may be an evidence of basin inversion. This is because the thicker deposits were probably formed in a graben that was uplifted in a following stage. The time of this uplifting is uncertain and it may be associated either with the Late Pleistocene compression or a previous deformation phase. Another issue that remains open for discussion is if the PB2 unit was also affected by tectonic activity. The morphostructural analysis revealed several lineaments in the areas dominated by this unit, although of low density. However, the analysis of outcrops did not reveal tectonic structures in these strata.

6.2.5.4 Deformation mechanism

As presented in the foregoing discussion, this integrated approach provided data to assure that the tectono-sedimentary evolution of the onshore Paraíba Basin is chiefly linked to the reactivation of deep-based shear zones of the Precambrian basement. In addition to the Patos and Pernambuco shear zones, which define the northern and southern basin margins, respectively, other large scale shear zones that cut through this basin are the Congo, Camutanga and Itambé (Fig. 6.2.1B). All these shear zones are marked by expressive magnetic lineaments. Within the basin, they also have good correspondence with morphostructural lineaments that controlled the establishment of main river channels (Fig. 6.2.8). Hence, the Congo shear zone served as the site where the Paraíba River became established. Similarly, the Camutanga and Itambé shear zones constitute pathways for the later development of the Mamuaba and Goiana Rivers. This good correspondence of deep-based structures with modern river systems cannot be coincidental, but they are

interpreted as the expression of the first on the present surface. The imprint of pre-existing tectonic structures on a modern landscape covered by sedimentary deposits of Neogene and Late Quaternary is taken as evidence that these features were reactivated in a relatively recent geological time.

The shear zones that bound or cut through the Paraíba Basin correspond to major features that characterize the Borborema Province and which are interpreted as E–W trending dextral strike–slip fault zones that merge eastward into sinistral strike–slip faults (Neves et al., 2000; Weinberg et al., 2004; Viegas, 2013). Such features, in particular the Patos and Pernambuco shear zones, continue offshore into fracture zones of the southern Atlantic Ocean, and were developed under the kinematic influence of these oceanic features (Matos, 2000). It follows that the tectonic reactivations recorded in the onshore Paraíba Basin may be consequently linkage to post–rift motion along these oceanic fracture zones.

The dynamic evolution of oceanic fracture zones along the South American passive margin remains to be investigated in more detail. However, it became well known the, as opposed to the commonly accepted model of orthogonal rifting, this margin evolved from oblique rifts (e.g., Greenroyd et al., 2008). These are rifts in which the continent–ocean transition zone is not normal to the direction of seafloor spreading and to the trend of oceanic fracture zones (e.g., Autin et al., 2010; Daoud et al., 2011; Umhoefer et al., 2011). A key feature of passive margins associated with oblique rifts is the highly variable tectonic deformation in terms of both style and timing, which will change according to the proximity to a transform fault and/or fracture zone. The result is a polyphased evolution in space and time, which might include even many post–rift tectonism (e.g., Faccenna et al., 2008). This is the instance of the South American passive margin, which might have sectors behaving as a typical passive margin that laterally coexist with sectors experiencing intense tectonism (Matos 2000; Bird, 2001). The latter is attributed to reactivation of fracture zones and transform faults, a process that might have continued during drifting (Greenroyd et al., 2008; Basile et al., 2013). A consequence of such complex tectonic setting is the creation of new space for sediment accumulation even in late stages of plate evolution (Yang and Escalona, 2011).

Taking the above into account, it is possible to postulate that the extensional and compressional deformation recorded during the post–rift stage of the Paraíba Basin may be linked to specific sectors of the South American passive margin with a dynamic evolution that

would have favored the reactivation of fracture zones. Indeed, the fact that this basin is located in a complex structural setting that represents the youngest rifted segment of the eastern Brazilian margin, and which records exceptionally very fast stretching in the order of 5 My (Matos, 1998), leads to consider the possibility that it may have experienced late tectonism. Therefore, it is reasonable to postulate the reactivation of at least some sectors of the southern Atlantic fracture zones, which would have propagated into the major shear zones that intercept the Paraíba Basin, and caused deformation of its sedimentary units along the geological time, even in the Late Pleistocene. An example of a major structural lineament from other area of northeastern Brazil that was reactivated in the Late Pleistocene is the Pirapemas Lineament (Almeida Filho et al., 2009). This feature was interpreted as a reflex of reactivations along a major deep-seated basement strike-slip fault with dextral displacement that are comparable in length and trend to the mega shear zones that underlie the Paraíba Basin. The shear zone associated with the Pirapemas Lineament prolongs offshore into a fracture zone that propagates into the Accra Fault in the western African continent (Almeida Filho et al., 2009). This example serves to illustrate that the dynamic evolution of major structures that cross the southern Atlantic Ocean includes reactivations in a relatively recent geological time that includes the Late Pleistocene. Therefore, it is possible that such dynamic behavior of fracture zones might have also propagated into intraplate areas of eastern South America. This would have influenced the evolution of deep-based strike-slip shear zones even up to the Late Pleistocene and, as a consequence, caused the pervasive extensional and compressional deformation documented in the Paraíba Basin. However, further investigation must be undertaken in this area to raise a larger data basis that can better demonstrate the linkage between these deformation events with the southern Atlantic fracture zones in order to better approach the post-rift evolution of the South American passive margin.

6.2.6 Conclusions

Although sea level fluctuations may have contributed to explain part of the erosional and depositional episodes reconstructed in the onshore Paraíba Basin, it is unquestionable that tectonic reactivation had the most significant contribution to define its sedimentary evolution. The present approach integrating surface and subsurface geological information enabled to characterize numerous tectonic structures in this basin. These include reverse, normal and strike-slip faults, as well as folds, which altogether were related to extensional and compressional deformation. The most likely is that such events result from multiple

reactivation phases of pre-existing E–W, NE–SW and NW–SE trending deep-based shear zones. However, the possible contribution of an independent E–W extensional stress field cannot be discarded. Successive stages of tectonic reactivation were responsible for generating space to accommodate new sedimentation through time. Thicker sedimentary units were formed overlying subsiding areas represented by grabens. Tectonic reactivation in this area gave rise to basin establishment in the late Cretaceous, and such dynamics remained active during the entire post-rift phase. Indeed, intense deformation of the Late Pleistocene deposits in the Paraíba Basin attests the recurrence of extensional and compressional deformation associated with the reactivation of strike-slip faults until a relatively recent geological time. Therefore, the Paraíba Basin is regarded as an area of the South American passive margin that remained tectonically active during most of its evolution, with significant extensional and compressional focal deformation even in the Late Pleistocene. For this reason, this basin, as well as its offshore extension, should continue being investigated in order to collect additional data that may contribute to better discuss the post-rift history of passive margins.

Acknowledgements

The financial support for this work was provided by FAPESP (Project #12/06010–5). Some authors had fellowships from FAPESP (Process # 2010–09684–1) and CNPq (Processes # 304301/2011–6 and 302189/2011–4). The Geological Survey of Brazil–CPRM provided access to the geophysical and borehole data used in this work. Aerial photographs have been provided by the Superintendência do Patrimônio da União no Estado da Paraíba (SPU–PB). The INCT–ET/CNPq and INCT–GP/CNPq contributed with part of the logistic support during field campaigns.

7 CONCLUSÕES

Esta tese de doutorado integrou informações geológicas de superfície e subsuperfície e reconheceu diferentes estágios de deposição sedimentar na porção central emersa da Bacia Paraíba.

Embora as flutuações do nível do mar possam ter contribuído para explicar parte dos episódios de erosão e deposição reconstruídos na Bacia do Paraíba, é inquestionável que a reativação tectônica teve a contribuição mais expressiva na sua evolução sedimentar. A abordagem integradora deste trabalho permitiu a caracterização de inúmeras estruturas tectônicas nesta bacia. Estas estruturas são rúpteis e dúcteis e incluem falhas normais, inversas, transcorrentes, e dobras. Estas feições estão associadas a eventos deformacionais de natureza extensional e compressional. O mais provável é que esses eventos resultam de múltiplas fases de reativação de zonas de cisalhamento pré-existentes com orientação E–W, NE–SW e NW–SE. No entanto, a possível contribuição de um campo de tensões extensional independente E–W não pode ser descartada. Sucessivas fases de reativação tectônica foram responsáveis pela geração de espaço para acomodar a sedimentação iniciada no final do Cretáceo e se estenderam durante toda a fase pós-rifte. A intensa deformação dos depósitos do Pleistoceno Superior na Bacia do Paraíba atesta a recorrência de deformação extensional e compressional até um tempo geológico relativamente recente. Portanto, a Bacia do Paraíba deve ser considerada uma área da margem passiva sul-americana que se manteve tectonicamente ativa durante a maior parte de sua evolução.

Considerando a efetividade da metodologia de mapeamento criada para discriminação de unidade neógenas e quaternárias comprovada neste trabalho, é importante destacar que as unidades Pós-Barreiras tem uma representação espacial maior que as demais unidades sedimentares na Bacia Paraíba e, possivelmente, esta expressiva ocorrência se estenda para outras áreas da costa nordeste. Por essa razão, dados devem continuar sendo coletados em outras bacias marginais do nordeste do Brasil de modo que a história pós-rifte de margens passivas, em particular a sul-americana, possa ser melhor discutida.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abdullah, A., Akhir, J. M., Abdullah, I., 2009. A Comparison of Landsat TM and SPOT Data for Lineament Mapping in Hulu Lepar Area, Pahang, Malaysia. **European Journal of Scientific Research**, 34(3), 406–415.
- Akman, A. Ü., Tüfekçi, K., 2004. Determination and characterization of fault systems and geomorphological features by RS and GIS techniques in the WSW part of Turkey. *In*: 20 ISPRS Congress, Istanbul, Turkey, p. 899–904.
- Alheiros, M. M., Lima Filho, F. M., Monteiro, F. A. J., Oliveira Filho, S. J., 1988. Sistemas deposicionais da Formação Barreiras no Nordeste Oriental. *In*: 35 Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, Brasil, p. 753–760.
- Ali, S. A., Pirasteh, S., 2004. Geological applications of Landsat Enhanced Thematic Mapper (ETM) data and geographic information system (GIS): mapping and structural interpretation in south–west Iran, Zagros Structural Belt. **International Journal of Remote Sensing**, 25(21), 4715–4727. DOI:10.1080/01431160410001688295.
- Allmendinger, R. W., Cardozo, C., Fisher, D., 2013. **Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors**. Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- Almeida, F. F. M., 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim da DGM/DNPM**, 241, 1–36.
- Almeida, F. F. M., Brito Neves, B. B., Carneiro, C. D. R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth–Science Reviews**, 50(1–2), 77–111. DOI: 10.1016/S0012–8252(99)00072–0.
- Almeida–Filho, R., Rossetti, D. F., Miranda, F. P., Ferreira, F. J., Silva, C., Beisl, C., 2009. Quaternary reactivation of a basement structure in the Barreirinhas Basin, Brazilian Equatorial Margin. **Quaternary Research**, 72(1), 103–110. DOI: 10.1016/j.yqres.2009.02.010.
- Andrades Filho, C. O., 2010. **Análise morfoestrutural da porção central da Bacia Paraíba (PB) a partir de dados MDE–SRTM e ALOS–PALSAR FBD**. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 173 pp. (INPE–16717–TDI/1655).
- Andrades Filho, C. O., Rossetti, D. F., 2012a. Caracterização morfoestrutural da parte central emersa da Bacia Paraíba (PB). **Geociências (UNESP)**, 31(1), 13–29.
- Andrades Filho, C. O., Rossetti, D. F., 2012b. Effectiveness of SRTM and ALOS–PALSAR data for identifying morphostructural lineaments in northeastern Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, 33(4), 1058–1077. DOI:10.1080/01431161.2010.549852.
- Andrades Filho, C. O., Rossetti, D. F., Bezerra, F. H. R., Cremon, É. H., Muñoz, V. A., 2013. Geomorfometria e geofísica aplicadas à discriminação de unidades sedimentares na Bacia Paraíba, nordeste do Brasil. *In*: 16 Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR), Foz do Iguaçu, Brasil, p. 3534–3541.

Andrades Filho, C. O., Rossetti, D. F., Zani, H., 2011. Hipsometria derivada de MDE–SRTM aplicada na distinção entre a Formação Barreiras e os Sedimentos Pós–Barreiras na Bacia Paraíba. *In*: 15 Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto – SBSR), Curitiba, Brasil, p. 3443–3450.

Andreas, M. A. A., Allan, A., 2007. Incorporating geology and geomorphology in land management decisions in developing countries: a case study in Southern Costa Rica. **Geomorphology**, 87(1–2), 68–89. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.06.043.

Antobreh, A. A., Faleide, J. I., Tsikalas, F., Planke, S., 2009. Rift–shear architecture and tectonic development of the Ghana margin deduced from multichannel seismic reflection and potential field data. **Marine and Petroleum Geology**, 26(3), 345–368. DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2008.04.005.

Arai, M., 2006. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP (Série Científica)**, 6(2), 1–6. DOI: <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300002>.

Araújo J. S., Vieira M. M., Bezerra F. H. R., 2009. Influence of Tectonic Stresses in the Permeability of Petroliferous Reservoir in Potiguar Basin, Brazil. *In*: Latin American and Caribbean Petroleum Engineering Conference, Cartagena, Colombia, p. 1–12.

Araújo, M. E., 1993. **Estudo geomorfológico do extremo sul do litoral da Paraíba**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 143 pp.

Araújo, D., Reyes–Peres, Y. A., Lima, R. O., Pelosi, A. M. R., Menezes, L., Córdoba, C., Lima–Filho, F. P., 2006. Fácies e Sistemas Depositionais da Formação Barreiras na Região da Barreira do Inferno, Litoral Oriental do Rio Grande do Norte. **Geologia USP (Série Científica)**, 6(2), 43–50. DOI: <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300006>.

Arlegui, L. E., Soriano, M. A., 1998. Characterizing lineaments from satellite images and field studies in the central Ebro basin (NE Spain). **International Journal of Remote Sensing**, 19(16), 3169–3185. DOI:10.1080/014311698214244.

Arlegui, L. E., Soriano, M. A., 2003. An example of a comparison between Thematic Mapper and radar images in the central Ebro basin. **International Journal of Remote Sensing**, 24(3), 457–474. DOI: 10.1080/01431160304996.

Autin, J., Bellahsen, N., Husson, L., Beslier, M. O., Leroy, S., d’Acremont, E., 2010. Analog models of oblique rifting in a cold lithosphere. **Tectonics**, 29(6), TC6016. DOI: 10.1029/2010TC002671.

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(5–6), 1–19. DOI: 10.1130/B30686.1.

Barbosa, J. A., 2004. **Evolução da Bacia Paraíba durante o Maastrichtiano–Paleoceno – formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 230 pp.

- Barbosa, J. A., Lima Filho, M. F., 2006. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife–Natal: observações em dados de poços. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, 14, 287–306.
- Barbosa, J. A., Neumann, H., Lima Filho, M. F., Souza, E. M., Moraes, M. A., 2007. Estratigrafia da faixa costeira Recife–Natal (Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal), NE Brasil. **Estudos Geológicos**, 17(2), 3–30.
- Barbosa, J. A., Souza, E. M., Lima Filho, M., Neumann, H., 2003. A estratigrafia da bacia Paraíba: uma reconsideração. **Estudos Geológicos**, 13(1), 89–108.
- Barbosa, M. E. F., Furrier, M., 2012. Técnicas de geoprocessamento e morfometria aplicados na detecção de atividades neotectônicas no Grupo Barreiras, estudo da bacia hidrográfica do rio Gurujá (PB). **Acta Geográfica (UFRR)**, 6(11), 117–131. DOI: 10.5654/actageo2012.0611.0008.
- Barreto, A. M. F., Bezerra, F. H. R., Suguio, K., Tatumi, S. H., Momose, E. F., Paiva, R. P., Munita, C. S., 2002. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 179(1–2), 57–69. DOI: 10.1016/S0031-0182(01)00408-4.
- Barreto, A. M. F., Suguio, K., Bezerra, F. H. R., Tatumi, S. H., Yee, M., Giannini, C., 2004. Geologia e Geomorfologia do Quaternário Costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. **Geologia USP (Série Científica)**, 4(2), 1–12. DOI: <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2004000200001>.
- Basile, C., Maillard, A., Patriat, M., Gaullier, V., Loncke, L., Roest, W., Lépinay, M. M., Pattier, F., 2013. Structure and evolution of the Demerara Plateau, offshore French Guiana: rifting tectonic inversion and post-rift tilting at transform–divergent margins intersection. **Tectonophysics**, 591, 16–29. DOI: 10.1016/j.tecto.2012.01.010.
- Batson, R. M., Edwards, K., Eliason, E. M., 1976. Synthetic Stereo and LANDSAT Pictures. **Photogrammetric Engineering and Remote Sensing**, 42(10), 1279–1284.
- Beurlen, K., 1967. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife – João Pessoa. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, 16(1), 43–53.
- Bezerra, F. H. R., 1998. **Neotectonics in Northeastern Brazil**. Doctoral Thesis, University College London, London, 208 pp.
- Bezerra, F. H. R., Amaro, 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(1), 61–75. DOI: 10.1016/S0895-9811(01)00009-8.
- 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(1–2), 73–89. DOI: 10.1016/S0025-3227(03)00044-6.

Bezerra, F. H. R., do Nascimento, A. F., Ferreira, J. M., Nogueira, F. C., Fuck, R. A., Neves, B. B., Sousa, M. O. L., 2011. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America Integration of seismological and paleoseismological data. **Tectonophysics**, 510(3–4), 269–290. DOI: 10.1016/j.tecto.2011.08.005.

Bezerra, F. H. R., Ferreira, J. M., Sousa, M. O. L., 2006. Review of Seismicity and Neogene tectonics in northeastern Brazil. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, 61(4), 525–535.

Bezerra, F. H. R., Fonseca, P., Vita-Finzi, C., Lima Filho, F. P., Saadi, A., 2005. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravels sediments, NE Brazil. Paleoliquefaction and Appraisal of Seismic Hazards. **Engineering Geology**, 76(3–4), 191–208. DOI: 10.1016/j.enggeo.2004.07.007.

Bezerra, F. H. R., Lima Filho, F. P., Amaral, R. F., Caldas, L. H. O., Costa Neto, L. X., 1998. **Holocene coastal tectonics in NE Brazil**. In: Stewart, I. S., Vita-Finzi, C. (Eds.), Coastal Tectonics. London, Geological Society of London. Publicação Especial, 146, 279–293.

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(3–4), 555–582. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.09.008.

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., 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. DOI: 10.1016/j.tecto.2013.12.021.

Bezerra, F. H. R., Vita-Finzi, C., 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. **Geology**, 28(7), 591–594. DOI: doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<591:HAIAPM>2.0.CO;2.

Bird, D., 2001. Shear margins: continent–ocean transform and fracture zone boundaries. **The Leading Edge**, February, 150–159.

Blum, M. L., 1999. **Processamento e interpretação de dados de geofísica aérea no Brasil central e sua aplicação à geologia regional e à prospecção mineral**. Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília, 229 pp.

Brito Neves, B. B., 1984. **A Província Borborema**. In: Almeida, F. F. M., Hasui, Y. (Orgs.), O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgar Blucher, 123–186.

Brito Neves, B. B., Albuquerque, J. 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(2), 63–87. DOI: <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2009000600004>.

Brito Neves, B. B., Campos Neto, M. C., Van Schmus, W. R., Fernandes, T. M. G., Souza, S., 2001. O Terreno Alto Moxotó no Leste da Paraíba (“Maciço Caldas Brandão”). **Revista Brasileira de Geociências**, 31(2), 185–194.

Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. *In*: 35 International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p. 151–182.

Brito-Neves, B. B., Riccomini, C., Fernandes, T. M. G., Sant’Anna, L. G., 2004. O sistema tafrogênico terciário do saliente oriental nordestino na Paraíba: um legado Proterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, 34(1), 127–134.

Brown, R. D., Gallagher, K., Gleadow, A. J. W., Summerfield, M. A., 2000. **Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America**. *In*: Summerfield, M. A. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. New York, John Wiley & Sons Ltd., 367 pp. ISBN: 9780471971931.

Buylaert, J. P., Murray, A. S., Vandenberghe, D., Vriend, M. D. E., Corte, F., 2008. Optical dating of Chinese loess using sand-sized quartz: establishing a time frame for Late Pleistocene climate changes in the western part of the Chinese loess plateau. **Quaternary Geochronology**, 3(1–2), 99–113. DOI: 10.1016/j.quageo.2007.05.003.

Cainzos, R. L. P., Pascholati, E. M., Souza Filho, C. R., 2002. Utilização da classificação não-supervisionada na integração e interpretação de dados geofísicos em Cuba centro-oriental. **Revista Brasileira de Geofísica**, 20(3), 151–161. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2002000300001>.

Carrino, T. A., Souza Filho, C. R., Leite, E. P., 2007. Avaliação do uso de dados aerogeofísicos para mapeamento geológico e prospecção mineral em terrenos intemperizados: o exemplo de Serra Leste, província mineral de Carajás. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, 25(3), DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2007000300007>.

Castro, D. L., Bezerra, F. H. R., Castelo Branco, R. M. G., 2008. Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control of fault growth in the neocomian Iguatu Basin, NE, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 26(3), 271–285. DOI: 10.1016/j.jsames.2008.07.002.

Castro, D. L., Bezerra, F. H. R., Sousa, M. O. L., Fuck, R. A., 2012. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on Gravity and Magnetic Data. **Journal of Geodynamics**, 52, 29–42. DOI: 10.1016/j.jog.2011.09.002.

Castro, D. L., Oliveira, D. C., Castelo Branco, R. M. G., 2007. On the tectonics of the Neocomian Rio do Peixe rift basin, ne Brazil: lessons from gravity, magnetism and radiometric data. **Journal of South American Earth Sciences**, 24(2–4), 184–202. DOI: 10.1016/j.jsames.2007.04.001.

Chorley, R. J., Shumm, S. A., Sudgen, D. E., 1984. **Geomorphology**. London: Methuen, 606 p. ISBN: 9780416325805.

Chorowicz, J., Kim J., Manoussis, S., Rudant, J., Foin, P., Veillet, I., 1989. A new technique for recognition of geological and geomorphological patterns in digital terrain models. **Remote Sensing of Environment**, 29(3), 229–239. DOI: 10.1016/0034-4257(89)90002-3.

Christie-Blick, N., Biddle, K. T., 1985. Deformation and Basin Formation Along Strike-Slip Faults. **SEPM – Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication**, 37, 1–34.

Concha-Dimasa, A., Cerca, M., Rodriguez, S. R., Watters, R. J., 2005. Geomorphological evidence of the influence of pre-volcanic basement structure on emplacement and deformation of volcanic edifices at the Cofre de Perote–Pico de Orizaba chain and implications for avalanche generation. **Geomorphology**, 72(1–4), 19–39. DOI: 10.1016/j.geomorph.2005.05.004.

Cortés, A. L., Maestro, A., Soriano, M. A., Casas, A. M., 1998. Lineaments and fracturing in the Neogene rocks of the Almazán Basin, northern Spain. **Geological Magazine**, 135(2), 255–268.

Cotton, C. A., 1949. Tectonic scarps and fault valleys. *In*: 2 Comptes Rendus Congress International Of Geography, Lisbon, Portugal, p. 191–200.

CPRM – Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais, 2001. **Fosfato de Miriri – estados de Pernambuco e Paraíba**. *In*: Barbosa, A. J., Lemos, L. B. S. G. (Orgs.), Informe de Recursos Minerais. Série Oportunidades Minerais – Exame Atualizado de Projeto, 11. Recife: CPRM, 17 pp.

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. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**. 38, 110–122. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.06.008.

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 Austral. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, 66(3), 406–417.

Das, J. D., Saraf A. K., Yazdana, S., 2010. A remote sensing technique for identifying geometry and geomorphological features of the Indo–Burman frontal fold belt. **International Journal of Remote Sensing**, 31(16), 4481–4503. DOI:10.1080/01431160903154366.

Daoud, M. A., Le Gall, B., Maury, R. C., Rolet, J., Huchon, P., Guillou, H., 2011. Young rift kinematics in the Tadjoura rift, western Gulf of Aden, Republic of Djibouti. **Tectonics**, 30(1), TC1002. DOI:10.1029/2009TC002614.

Demirkesen, A. C., 2008. Digital terrain analysis using Landsat–7 ETM+ imagery and SRTM DEM: a case study of Nevsehir province (Cappadocia), Turkey. **International Journal of Remote Sensing**, 29(14), 4173–4188. DOI:10.1080/01431160801891812.

Dickson, B. L., Scott, K. M., 1997. Interpretation of aerial gamma ray surveys–adding the geochemical factors. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, 17, 187–200.

Dobrin, M. B., Savit, C. H., 1988. **Introduction to Geophysical Prospecting**. 4ª edição. New York, McGraw–Hill, 467 pp. ISBN: 9780070171961.

Domingues, A. J. P., 1959. Tectônica. **Boletim Geográfico IBGE**. 18(152), 504–514.

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(4), TC4015. DOI: 10.1029/2007TC002197.

Ferrandini, J., Cornee, J.J., Simon, B., 1993. Etude linéamentaire sur images Landsat 2 du Haut Atlas occidental (Maroc): conséquences. **Geodinamica Acta**, 6(3), 161–173.

Ferreira, J. M., Bezerra, F. H. R., Sousa, M. O. L., Nascimento, A. F., Sa, J. M., Franca, 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(3–4), 111–126. DOI: 10.1016/j.tecto.2008.01.009

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(2), 341–355. doi: 10.1046/j.1365–246x.1998.00563.x.

Ferrill, D. A., Morris, A. P., Stamatakis, J. A., Sims, D., 2000. Crossing conjugate normal faults. **AAPG – American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 84(10), 1543–1559. DOI: 10.1306/8626BEF7–173B–11D7–8645000102C1865D.

Françolin, J. B. L., Cobbold, 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(5), 647–661. DOI: 10.1016/0191–8141(94)90116–3.

Frassinetti, D., Covacevich, V., 1999. Invertebrados fósiles marinos de la Formación Guadal (Oligoceno superior – Mioceno inferior) en Pampa Castillo, Región de Aisén, Chile. **Boletín del Servicio Nacional de Geología y Minería**, 51, 1–96.

Furrier, M., Araujo, M. E., Meneses, L. F., 2006. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba. **Geologia USP (Série Científica)**, 6(2), 61–70. DOI: <http://dx.doi.org/10.5327/S1519–874X2006000300008>.

Galbraith, R., Roberts, R. G., Laslett, G., Yoshida, H., Olley, J., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, Northern Australia. Part I: Experimental Design and Statistical Models. **Archaeometry**, 41(2), 339–364. DOI: 10.1111/j.1475–4754.1999.tb00987.x.

Gallant, J. C., Wilson, D. J., 2000. **Primary topographic attributes**. In: Wilson, D. J., Gallant, J. C. (Eds.), *Terrain Analysis: Principles and Applications*. New York, John Wiley & Sons INC, 51–85. 520 pp. ISBN: 9780471321880.

Gomez, C., Delacourt, C., Allemand, P., Ledru, P., Wackerle, R., 2005. Using ASTER remote sensing data set for geological mapping, in Namibia. **Physics and Chemistry of the Earth**, 30(1–3), 97–108. DOI: 10.1016/j.pce.2004.08.042.

Graham, D. F., Bonham-Carter, G. F., 1983. Airborne radiometric data a tool for reconnaissance geological mapping using a GIS. In: *9 Geological Remote Sensing*, Pasadena, United States of America, p. 43–54.

- Greenroyd, C.J., Peirce, C., Rodger, M., Watts, A. B., Hobbs, R. W., 2008. Do fracture zones define continental margin segmentation? Evidence from the French Guiana margin. **Earth and Planetary Science Letters**, 272(3–4), 553–566. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.05.022.
- Grohmann, C. H., Smith, M. J., Riccomini, C., 2011. Multiscale Analysis of Topographic Surface Roughness in the Midland Valley, Scotland. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 49(4), 1200–1213. DOI: 10.1109/TGRS.2010.2053546.
- Guimarães, I. P., Almeida, C. N., Santos, E. J., Bittar, S. M. B., 2011. **Mapeamento geológico da Folha SC.25–Y–C–II Sapé**. Escala 1:100.000. Serviço Geológico do Brasil – CPRM.
- Gunn, J., 1998. **Interpretation of airborne magnetic and radiometric surveys**. Canberra, Airborne geophysics group, Australian Geological Survey Organization – AGSO, 150 pp.
- Gurgel, S. P. P., Bezerra, F. H. R., Corrêa, A. C. B., Marques, F. O., Maia, R. P., 2013. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, 186, 68–84. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.12.023.
- Gustafsson, P., 1994. Spot Satellite Data for Exploration of Fractured Aquifers in a Semi-Arid Area in Southeastern Botswana. **Hydrogeology Journal**, 2(2), 9–18. DOI: 10.1007/s100400050246.
- Haq, B. U., Al-Qahtani, A. M., 2005. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. **GeoArabia**, 10(2), 127–160.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., Vail, R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. **Science**, 235, 1156–1167.
- Harlin, J. M., 1978. Statistical moments of the hypsometric curve and its density function. **Mathematical Geology**, 10(1), 59–72. DOI: 10.1007/BF01033300.
- Harris, H. R., Bowie, C., Rencz, A. N., Graham, D., 1994. Computer enhancement techniques for the integration of remotely sensed, geophysical, and thematic data for the geosciences. **Canadian Journal of Remote Sensing**, 20(3), 210–221.
- Hilgers, A., Murray, A. S., Schlaak, N., Radtke, U., 2001. Comparison of quartz OSL protocols using Lateglacial and Holocene dune sands from Brandenburg, Germany. **Quaternary Science Reviews**, 20(5–9), 731–736. DOI: 10.1016/S0277–3791(00)00050–0.
- Hobbs, B. E., Means, W. D., Williams, F., 1976. **An Outline of Structural Geology**. New York: John Wiley & Sons, 571 pp. ISBN: 9780471401568.
- Hobbs, W. H., 1912. **Earth Features and Their Meaning: An Introduction to Geology for the Student and General Reader**. New York, Macmillan Co., 347 pp.
- Howard, A. D., 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: A summation. **AAPG – American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 51(11), 2246–2259.

Hung, L. Q., Batelaan, O., Smedt, F., 2005. Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam. *In: 5 Remote Sensing for Environmental Monitoring, GIS Applications, and Geology*, Brugges, Belgium, p. 1–12.

IAEA – International Atomic Energy Agency, 1991. **Airborne Gamma Ray Spectrometer Surveying**. Technical Report Series, 323. Vienna, Austria, International Atomic Energy Agency. ISBN: 9201252919.

IAEA – International Atomic Energy Agency, 2003. **Guidelines for Radioelement Mapping Using Gamma Ray Spectrometry Data**. Technical Report Series, 1363. Vienna, Austria, International Atomic Energy Agency, 173 pp. ISBN: 9201083033.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1993. **Mapa de Unidades de Relevo do Brasil**. Escala 1: 5.000.000. Rio de Janeiro, IBGE.

Jacques, D., Machado, R., Oliveira, R. G., Ferreira, F. J. F., Castro, L. G., Nummer, A. R., 2014. Correlation of lineaments (magnetic and topographic) and Phanerozoic brittle structures with Precambrian shear zones from the basement of the Paraná Basin, Santa Catarina State, Brazil. **Brazilian Journal of Geology**, 44(1), 39–64. DOI: 10.5327/Z2317-4889201400010005.

JAXA – Japan Aerospace Exploration Agency, 2007. **Earth Observation Research Center**. ALOS user handbook. NDX–070015. 146 pp. Disponível em: <<http://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/doc/handbk.htm>>. Acesso em 2010.

Japsen, P., Bonow, J. M., Green, F., Cobbold, R., Chiossi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L. P., Pedreira, A., 2012. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. **Geological Society of America Bulletin**, 124(5–6), 800–816. DOI: 10.1130/B30515.1.

Japsen, P., Bonow, J. M., Green, 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(1–2), 330–339. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.05.036.

Jarvis, A., Reuter, H. I., Nelson, A., Guevara, E., 2008. **Hole–Filled SRTM For The Globe Version 4**. Cgiar–Csi SRTM 90m Database. Disponível em: <<http://SRTM.csi.cgiar.org>>.

Kavak, K. S., 2005. Determination of Palaeotectonic and Neotectonic features around the Menderes Massif and the Gediz Graben (western Turkey) using Landsat TM image. **International Journal of Remote Sensing**, 26(1), 59–78. DOI: 10.1080/01431160410001709994.

Kavak, K. S., Tatar, O., Piper, J., Kocbulut, F., Mesci, L., 2009. Determination of neotectonic features of the Karasu Basin (SE Turkey) and their relationship with Quaternary volcanic activity using Landsat ETM+ imagery. **International Journal of Remote Sensing**, 30(17), 4507–4524. DOI: 10.1080/01431160802578004.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2009. **An Introduction to Geophysical Exploration**. 3ª edição. Hoboken, NJ: Wiley–Blackwell, 272 pp. ISBN: 9781444312287.

Kegel, W., 1955. Geologia do fosfato de Pernambuco. **Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM**, 157, 1–54.

King, L. C., 1956. A Geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Geográfica Brasileira**, 18(2), 147–265.

King, L.C. **The Morphology of the Earth**. Edinburgh, Oliver and Boyd, 1967. 699 pp.

Kovarch, A., Flood, G., Tyne, E., 1994. Geographical information systems for regional scale geological analysis: the Manilla 1:250,000 map area, a case study. *In*: 7 Australian Remote Sensing Conference, Melbourne, Australia, p. 1076–1083.

Landim, P. M. B., 2002. **Introdução aos métodos de estimação espacial para confecção de mapas**. Texto Didático. Rio Claro, UNESP, 20 pp.

LASA Engenharia e Prospecções S. A., Prospectors Aerolevantamentos e Sistemas Ltda, 2008. **Projeto levantamento aerogeofísico borda leste do Planalto da Borborema**. Rio de Janeiro, Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 401 pp.

Lima Filho, M. F., 1998. **Análise estrutural e estratigráficas da Bacia Pernambuco**. Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139 pp.

Lima Filho, M. F., Barbosa, J. A., Souza, E. M., 2006. Eventos tectônicos e sedimentares nas Bacias de Pernambuco e da Paraíba: Implicações no Quebramento do Gondwana e Correlação com a Bacia do Rio Muni. **Geociências (UNESP)**, 25(1), 117–126.

Lima Filho, M. F., Souza, E. M., 2001. Marco estratigráfico em arenitos calcíferos do Campaniano da Bacia Paraíba: estratigrafia e significado paleoambiental. *In*: 19 Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, Brasil, p. 87–88.

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, 71–80. DOI: <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300009>.

Lin, C. W., Hsu, C. Y., Yu, T. D., 2007. The Chiuhsungken fault: A candidate to trigger a hazardous earthquake in western Taiwan. **Journal of Asian Earth Sciences**, 30(2), 390–402. DOI: 10.1016/j.jseaes.2006.07.021.

Loczy, L., Ladeira, E. A., 1976. **Geologia Estrutural e Introdução a Geotectônica**. São Paulo: Edgar Blucher em co-edição com CNPq, 528 pp.

Mabesoone, J. M., 1994. **Sedimentary Basins of Northeast Brazil**. Recife, Editora Universitária, UFPE, 308 pp.

Mabesoone, J. M., Alheiros, M. M., 1991. **Nota explicativa dos mapas**. *In*: Estudos Geológicos: Revisão Geológica da Faixa Costeira de Pernambuco, Paraíba e Parte do Rio Grande do Norte. Recife, UFPE, Série B, 10, 21–31.

Mabesoone, J. M., Castro, C., 1976. Desenvolvimento Geomorfológico do Nordeste Brasileiro. **Boletim do Núcleo Nordeste da Sociedade Brasileira de Geologia (Recife)**, 3, 5–35.

Maia, R. P., Bezerra, F. H. R., 2011. Neotectônica, Geomorfologia e Sistemas Fluviais: Uma análise preliminar do contexto Nordeste. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, 12, 32–42.

Marengo, H. G., 2006. **Micropaleontologia, y estratigrafia del Mioceno marino de La Argentina: las transgresiones de Laguna Paiva y del “Entrerriense –Paranense”**. Tesis Doctoral, Buenos Aires, Argentina.

Mark, D. M., 1975. Geomorphometric parameters: a review and evaluation. **Geografiska Annaler**, 57(3–4), 165–177.

Martelet, G., Truffert, C., Tourlière, B., Ledru, P., Perrin, J., 2006. Classifying airborne radiometry data with Agglomerative Hierarchical Clustering: A tool for geological mapping in context of rainforest (French Guiana). **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, 8(3), 208–223. DOI: 10.1016/j.jag.2005.09.003.

Masoud, A., Koike, K., 2006. Tectonic architecture through Landsat-7 ETM+/SRTM DEM-derived lineaments and relationship to the hydrogeologic setting in Siwa region, NW Egypt. **Journal of African Earth Sciences**, 45(4–5), 467–477. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2006.04.005.

Matolin, M., 1984. **Radiometric methods and methods of nuclear geophysics**. In: Mares, S. (Ed.), Introduction to applied geophysics. Dordrecht, Holanda, Kluwer Academic Publishers, 592 pp. 154–231.

Matos, R. M. D., 1992. The northeastern Brazilian Rift System. **Tectonics**, 11(4), 766–791. DOI: 10.1029/91TC03092.

Matos, R. M. D., 1998. The Transversal Zone: a key feature between NE Brazil and W Africa. In: AAPG – American Association of Petroleum Geologists International Conference and Exhibition, Rio Janeiro, Brazil, p. 426–427.

Matos, R. M. D., 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. **Geological Society of London Special Publications**, 153, 55–73. DOI: 10.1144/GSL.SP.1999.153.01.04.

Matos, R. M. D., 2000. Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic. In Atlantic rifts and continental margins. **Geophysical Monograph**, 115(3–4), 331–354. DOI: 10.1029/GM115p0331.

Medeiros, C., Medeiros, W. E., E. F., Jardim de Sá., 2011. Utilização de imagens aerogamaespectrométricas, Landsat 7 ETM+ e aeromagnéticas no estudo da arquitetura crustal da porção central do Domínio da Zona Transversal, Província Borborema, NE do Brasil. **Revista Brasileira de Geofísica**, 29(1), 83–97. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2011000100006>.

Miliaresis, G., 2008. **Quantification of Terrain Processes**. Lecture Notes in Geoinformation & Cartography. In: Zhou, Q., Lees, B., Tang, G. (Eds.), Advances in digital terrain analysis. New York, Springer, 462 pp. 13–28. ISBN: 9783540778004.

Miliaresis, C. G., Ventura, G., Vilardo, G., 2009. Terrain modelling of the complex volcanic terrain of Ischia Island, Italy. **Canadian Journal of Remote Sensing**, 35(4), 385–398. DOI: 10.5589/m09-027.

Miller, K. G., Kominz, M. A., Browning, J. V., Weight, J. D., Mountain, 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(5752), 1293–1298. DOI: 10.1126/science.1116412.

Minty, B. R. S., 1997. Fundamentals of airborne gamma-ray spectrometry. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, 17(2), 39–50.

Minty, B. R. S., Luyendyk, A. J., Brodie, R. C., 1997. Calibration and data processing for airborne gamma-ray spectrometry. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, 17(2), 51–62.

Morais Neto, J. M., Alkmin, F. F., 2001. A deformação das coberturas terciárias do Planalto da Borborema (PB–RN) e seu significado tectônico. **Revista Brasileira de Geociências**, 31(1), 95–106.

Morais, R. M. O., Mello, C. L., Costa, F. O., Santos, F., 2006. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no Estado do Rio de Janeiro. **Geologia USP (Série Científica)**, 6(2), 19–30. DOI: <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300004>.

Morelli, M., Piana, F., 2006. Comparison between remote sensed lineaments and geological structures in intensively cultivated hills (Monferrato and Langhe domains, NW Italy). **International Journal of Remote Sensing**, 27(20), 4471–4493. DOI: 10.1080/01431160600784200.

Mörner, N. –A., 1991. The Patagonian glaciations and the onset of general Quaternary-type glaciations on the globe. **Boletim IG-USP, Publicação Especial**, 8, 109–115.

Mörner, N. –A., 2009. Open letter to the President of the Maldives. **New Concepts in Global Tectonics Newsletter**, 53, 80–83.

Moura-Lima, E. N., Bezerra, F. H. R., Lima-Filho, F. P., Castro, D. L., Sousa, Maria O. L., Fonseca, P., Aquino, M. R., 2011. 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. **Sedimentary Geology**, 235(3–4), 160–171. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2010.09.016.

Moura-Lima, E., Sousa, M. O. L., Bezerra, F. H. R., Aquino, M. R., Vieira, M. M., Lima Filho, F. P., Fonseca, P., Amaral, R. F., 2010. Sedimentação e deformação tectônica cenozóicas na porção central da Bacia Potiguar. **Geologia USP (Série Científica)**, 10(1), 15–28. DOI: <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2010000100002>.

Muniz, G. C. B., 1993. **Novos moluscos da Formação Gramame, Cretáceo Superior dos Estados da Paraíba e de Pernambuco**, Nordeste do Brasil. Recife, DGEO–UFPE, Publicação Especial, 1, 202 pp.

Muñoz, A., Valeriano, M. M., 2009. Modelagem da dissecação por geoprocessamento para delineamento de manchas de solo. *In: 14 Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Natal, Brasil, p. 7741–7748.

Muñoz, A., Valeriano, M. M., 2013. Mapping of flood–plain by processing of elevation data from Remote Sensing. *In: 15 Annual Conference of the International Association for Mathematical Geosciences*. Madrid, Spain, p. 481–484.

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.

Murray, A. S., Wintle, A. G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single–aliquot regenerative–dose protocol. **Radiation Measurements**, 32(1), 57–73. DOI: 10.1016/S1350–4487(99)00253–X.

Neves, S. P., Vauchez, A., Feraud, G., 2000. Tectono–thermal evolution, magma emplacement, and shear zone development in the Caruaru area (Borborema province, northeast Brazil). **Precambrian Research**, 99(1–2), 1–32. DOI: 10.1016/S0301–9268(99)00026–1.

Nóbrega, M. A., Sá, J. M., Bezerra, F. H. R., Hadler Neto J. C., Iunes, J., Guedes, S., Tello Saenz C. A., Hackspacher, C., Lima–Filho F. P., 2005. The use of apatite fission track thermochronology to constrain fault movements and sedimentary basin evolution in northeastern Brazil. **Radiation Measurements**, 39(6), 627–633. DOI: 10.1016/j.radmeas.2004.12.006.

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(2), 51–59. DOI: <http://dx.doi.org/10.5327/S1519–874X2006000300007>.

Nogueira, F. C., Bezerra, F. H. R., Fuck, R. A., 2010. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. **Journal of Geodynamics**, 49(2), 79–91. DOI: 10.1016/j.jog.2009.11.002.

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.

Ochoa, F., 2010. **Análise de minerais pesados aplicada ao mapeamento geológico na Bacia Paraíba**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 186 pp.

Ochoa, F., Góes, A. M., Rossetti, D. F., Sawakuchi, A. O., Coutinho, J. M. V., 2013. Discriminação dos depósitos cenozoicos da parte emersa da Bacia Paraíba (NE, Brasil) por meio de minerais pesados e granulometria. **Brazilian Journal of Geology**, 43(3), 550–570. DOI: 10.5327/Z2317–48892013000300010.

Oguchi, T., Aokib, T., Matsuta, N., 2003. Identification of an active fault in the Japanese Alps from DEM–based hill shading. **Computers & Geosciences**, 29(7), 885–891. DOI: 10.1016/S0098–3004(03)00083–9.

Ohmori, H., 1993. Changes in the hypsometric curve through mountain building resulting from concurrent tectonics and denudation. **Geomorphology**, 8(4), 263–277. DOI: 10.1016/0169-555X(93)90023-U.

O’Leary, D. W., Friedman, J. D., Pohn, H. A., 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bulletin**, 87(10), 1463–1469. DOI: doi: 10.1130/0016-7606(1976)87<1463:LLLSPN>2.0.CO;2.

Oliveira, D. C., Gomes, C. J. S., 1996. A expressão de reativações pós-intrusão do enxame de diques Rio Ceará–Mirim (Mesozoico): Implicações na evolução tectônica da região. **Boletim de Geociências da Petrobras**, 10 (1–4), 121–145.

Oliveira, E., 1940. **História da pesquisa do Petróleo no Brasil**. Rio de Janeiro, Oficinas Gráficas do Serviço de Publicidade Agrícola, 208 pp.

Oliveira, R. G., 2008. **Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 413 pp.

Oliveira, R. G., Medeiros, W. E., 2012. Evidences of buried loads in the base of the crust of Borborema Plateau (NE Brazil) from Bouguer admittance estimates. **Journal of South American Earth Sciences**, 37, 60–76. DOI: 10.1016/j.jsames.2012.02.004.

Pal, S. K., Majumdar, T. J., Bhattacharya, A. K., 2006. Extraction of linear and anomalous features using ERS SAR data over Singhbhum Shear Zone, Jharkhand using fast Fourier transform. **International Journal of Remote Sensing**, 27(20), 4513–4528. DOI: 10.1080/01431160600658172.

Paradella, W. R., Santos, A. R., Paulo, V., Cunha, E. S. P., 2005. Radares Imageadores nas Geociências: Estado da Arte e Perspectivas. **Revista Brasileira de Cartografia**, 57(1), 50–62.

Pedroja, K., Husson, L., Regard, V., Cobbold, 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(1–2), 1–15. DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.05.002.

Peña, S. A., Abdelsalam, M. G., 2006. Orbital remote sensing for geological mapping in southern Tunisia: implication for oil and gas exploration. **Journal of African Earth Sciences**, 44(2), 203–219. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2005.10.011.

Pérez Peña, J. V., Azañón, J. M., Azor, A., 2009. CalHypso: an ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. **Computers & Geosciences**, 35(6), 1214–1223. DOI: 10.1016/j.cageo.2008.06.006.

Pires, A. C. B., Harthill, N., 1989. Statistical analysis of airborne gamma-ray data for geological mapping purposes: Crixas–Itapaci area, Goiás, Brazil. **Geophysics**, 54(10), 1326 – 1332. DOI: 10.1190/1.1442592.

- Pontius Jr., R. G., Millones, M., 2011. Death to Kappa: Birth of Quantity Disagreement and Allocation Disagreement for Accuracy Assessment. **International Journal of Remote Sensing**, 32(15), 4407–4429. DOI:10.1080/01431161.2011.552923.
- Prima, O. D. A., Yoshida, T., 2010. Characterization of volcanic geomorphology and geology by slope and topographic openness. **Geomorphology**, 118(1–2), 22–32. DOI: 10.1016/j.geomorph.2009.12.005.
- Qari, M. H. T., 2010. Lineament extraction from multi-resolution satellite imagery: a pilot study on Wadi Bani Malik, Jeddah, Kingdom of Saudi Arabia. **Arabian Journal of Geosciences**, 4(7–8), 1363–1371. DOI: 10.1007/s12517-009-0116-3.
- Rabus, B., Eineder, M., Roty, A., Bamler, R., 2003. The Shuttle Radar Topographic Mission: a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. **ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing**, 57(4), 241–262. DOI: 10.1016/S0924-2716(02)00124-7.
- RADAM Brasil, 1981. **Folhas SB-24/25 Jaguaribe/Natal: Geologia e mapeamento geológico, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, 774 pp. (Levantamento de recursos naturais, 23).
- Ramli, M. F., Yusof, N., Yusof, M. K., Juahir, H. and Shafri, H. Z. M., 2010. Lineament mapping and its application in landslide hazard assessment: a review. **Bulletin of Engineering Geology and the Environment**, 69(2), 215–233. DOI: 10.1007/s10064-009-0255-5.
- 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.
- Reiller, P., Moulin, V., Casanova, F., Dautel, C., 2002. Retention behavior of humic substances onto mineral surfaces and consequences upon thorium (IV) mobility: case of iron oxides. **Applied Geochemistry**, 17(12), 1551–1562. DOI: 10.1016/S0883-2927(02)00045-8.
- Reis, A. F. C., Bezerra, F. H. R., Ferreira, J. M., do Nascimento, A. F., Lima, C. C., 2013. Stressmagnitude and orientation in the Potiguar Basin, Brazil: implications on faulting style and reactivation. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, 118(10), 1–14. DOI: 10.1002/2012JB009953.
- Reuter, H. I., Nelson, A., Jarvis, A., 2007. An evaluation of void filling interpolation methods for SRTM data. **International Journal of Geographic Information Science**, 21(9), 983–1008. DOI: 10.1080/13658810601169899.
- Reyment, R. A., & Dingle, R., 1987. Paleogeography of Africa during the Cretaceous Period. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 59, 93–116. DOI: 10.1016/0031-0182(87)90076-9.
- Roberts, H. M., Duller, G. A. T., 2004. Standardised growth curves for optical dating of sediment using multiple grain aliquots. **Radiation Measurement**, 38(2), 241–252. DOI: 10.1016/j.radmeas.2003.10.001.

Rosa, J. W. C., Rosa, J. W. C., Fuck, R. A., 2014. Geophysical structures and tectonic evolution of the southern Guyana shield, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 52, 57–71. DOI: 10.1016/j.jsames.2014.02.006.

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(3–4), 295–324. DOI: 10.1016/S0037-0738(00)00046-4.

Rossetti, D. F., 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, 169(3–4), 151–174. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2004.05.003.

Rossetti, D. F., 2006. Evolução sedimentar miocênica nos Estados do Pará e Maranhão. **Geologia USP (Série Científica)**, 6(2), 7–18. DOI: <http://dx.doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300003>.

Rossetti, D. F., Bezerra, F. H., Dominguez, J. M. L., 2013. Late Oligocene–Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. **Earth–Science Reviews**, 123, 87–112. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.04.005.

Rossetti, D. F., Bezerra, F. H., Góes, A. M., Brito Neves, 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., Andrade 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(1–4), 191–204. DOI: 10.1016/j.palaeo.2010.12.026.

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(4), 741–745. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652009000400012>.

Rossetti, D. F., Góes, A. M., Bezerra, F. H., 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), 313–334. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652012005000026>.

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., Valeriano, M. M., 2007. Correlação estratigráfica da “Formação Barreiras” no nordeste e norte do Brasil. In: 11 Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA, Belém, Brasil, p. 1–3.

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., 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.
- Rykkelid, E., Fossen, H., 2002. Layer rotation around vertical fault overlap zones: Observations from seismic data, field examples, and physical experiments. **Marine and Petroleum Geology**, 19(2), 181–192. DOI: 10.1016/S0264–8172(02)00007–7.
- Saadi, A., Torquato, J. R., 1992. Contribuição à Neotectônica do Estado do Ceará. **Revista Geologia UFC**, 5, 5–38.
- Sabins, J. F. F., (1978) 1986. **Remote Sensing. Principles and Interpretation**. 2ª edição. New York, Oxford: W. H. Freeman & Co., 449 pp. ISBN: 071671793X.
- Sallun, A. E. M., Suguio, K., Tatum, 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), 402–413.
- Santos, E. J., Ferreira, C. A., 2002. **Geologia e recursos minerais do Estado da Paraíba**. Brasília, Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 110 pp.
- 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(5), 471–487. DOI: 10.1016/S0895–9811(99)00035–8.
- Schumm, S. A., 1981. Evolution and response of the fluvial system: Sedimentologic implications. **SEPM Special Publication**, 31, 19–29.
- Schumm, S. A., 1956. Evolution of drainage systems and slopes badlands or Perth Amboy. **Geological Society of America Bulletin**, 67(5), 597–646. DOI: 10.1130/0016–7606(1956)67[597:EODSAS]2.0.CO;2.
- Shimada, M., Isoguchi, O., Tadono, T., Isono, K., 2009. PALSAR: Radiometric and Geometric Calibration. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, 47(12), 3915–3932. DOI: 10.1109/TGRS.2009.2023909.
- Sikder, R. M., Alam, M. M., 2003. 2–D modelling of the anticlinal structures and structural development of the eastern fold belt of the Bengal Basin, Bangladesh. **Sedimentary Geology**, 155(3–4), 209–226. DOI: 10.1016/S0037–0738(02)00181–1.
- Singh, A. K., Parkash, B., Choudhury, R., 2007. Integrated use of SRM, Landsat ETM+ data and 3D perspective views to identify the tectonic geomorphology of Dehradun valley, India. **International Journal of Remote Sensing**, 28(11), 2403–2414. DOI:10.1080/01431160600993397.
- Soares, C., Fiori, A. P., 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícia Geomorfológica**, 16(32), 71–104.

Solomon, S., Ghebreab, W., 2006. Lineament characterization and their tectonic significance using Landsat TM data and field studies in the central highlands of Eritrea. **Journal of African Earth Sciences**, 46(4), 371–378. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2006.06.007.

Sordi, D. A., 2007. **Aerogeofísica aplicada a compreensão do sistema de empurrões da sequência Santa Terezinha de Goiás, Brasil, Central**. Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília, Brasília, 130 pp.

Spector, A., Grant, F. S., 1970. Statistical model for interpreting aeromagnetic data. **Geophysics**, 2(35), 293–302. DOI: 10.1190/1.1440092.

Strahler, A. N., 1952. Hypsometric (area–altitude) analysis and erosional topography. **Geological Society of America Bulletin**, 63(10), 1117–1142.

Suertegaray, D. M. A., Rossato, M. S., Bellanca, E. T., Fachinello, A., Cândido, L. A., Silva, C. R., 2003. **Terra: Feições Ilustradas**. Porto Alegre, Editora da UFRGS, 263 pp. ISBN: 8570256795.

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. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/S0001-37652011005000010>.

Süzen, M. L., Toprak, V., 1998. Filtering of satellite images in geological lineament analyses: an application to a Fault Zone in Central Turkey. **International Journal of Remote Sensing**, 19(6), 1101–1114. DOI:10.1080/014311698215621.

Sylvester, A. G., 1988. Strike–slip faults. **Geological Society of America Bulletin**, 100(11), 1666–1703. DOI: 10.1130/0016-7606(1988)100<1666:SSF>2.3.CO;2.

Szatmari, P., Françolin, J. B. L., Zanotto, O., Wolff, S., 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, 17(2), 180–188.

Tae, H. L., Moon, W. M., 2002. Lineament extraction from Landsat TM, JERS–1 SAR, and DEM for geological applications. *In*: International Geoscience and Remote Sensing Symposium – IGARSS, Toronto, Canada, p. 3276–3278.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., 1990. **Applied Geophysics**. 2ª edição. Cambridge, University Press, 792 pp. ISBN: 9780521339384.

Teruiya, R. K., Paradella W. R., Santos, A. R., Dall’Agnol, R., Veneziani, P., 2008. Integrating airborne SAR, Landsat TM and airborne geophysics data for improving geological mapping in the Amazon region: the Cigano granite, Carajás Province, Brazil. **International Journal of Remote Sensing**, 29(13), 3957–3974. DOI: 10.1080/01431160801891838.

Umhoefer, P. J., Schiarizza, P., Robinson, M., 2002. Relay Mountain Group, Tyaughton–Methow basin, southwest British Columbia: a major Middle Jurassic to Early Cretaceous terrain overlap assemblage. **Canadian Journal of Earth Sciences**, 39(7), 1143–1167. DOI: 10.1139/e02-031.

Valeriano, M. M., 2008. **TOPODATA: guia de utilização de dados geomorfométricos locais**. São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, 75 pp. (INPE–15318–RPQ/818).

Valeriano, M. M., Albuquerque, C. G., 2010. **Topodata: Processamento dos dados SRTM**. São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, 79 pp. (INPE–16702–RPQ/854).

Valeriano, M. M., Rossetti, D. F., 2008. **TOPODATA: seleção de coeficientes geoestatísticos para o refinamento unificado de dados SRTM**. São José dos Campos, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, 74 pp. (INPE–16701–RPQ/853).

Valeriano, M. M., Rossetti, D. F., 2011. Análise digital do padrão de coerência da orientação de vertentes em terrenos planos. *In*: 8 Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA, Armação de Búzios, Brasil, p. 1–5.

Valeriano, M. M., Rossetti, D. F., 2012. Topodata: Brazilian full coverage refinement of SRTM data. **Applied Geography**, 32(2), 300–309. DOI: 10.1016/j.apgeog.2011.05.004.

Viegas, L. G. F., 2013. **Mecanismos de deformação e cronologia de eventos na zona de cisalhamento Patos (Província Borborema), nordeste do Brasil**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Virdi, S., Philip, G., Bhattacharya, S., 2006. Neotectonic activity in the Markanda and Bata river basins, Himachal Pradesh, NW Himalaya: a morphotectonic approach. **International Journal of Remote Sensing**, 27(10), 2093–2099. DOI:10.1080/01431160500445316.

Walker, T. W., 2006. A remote sensing study of active folding and faulting in southern Kerman province, S. E. Iran. **Journal of Structural Geology**, 28(4), 654–668. DOI: 10.1016/j.jsg.2005.12.014.

Weinberg, R. F., Sial, A. N., Mariano, G., 2004. Close spatial relationship between plutons and shear zones. **Geology**, 32(5), 377–380. DOI: 10.1130/G20290.1

Wilford, J., 2009. Using airborne geophysics to define the 3D distribution and landscape evolution of Quaternary valley–fill deposits around the Jamestown area, South Australia. **Australian Journal of Earth Sciences**, 56(1), 67–82. DOI: 10.1080/08120090902871119.

Wilford, J. R., Bierwirth, N., Craig, M. A., 1997. Application of airborne gamma ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology. **AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics**, 17(2), 201–216.

Yamaguchi, Y., Fujisada, H., Kudo, M., Kawakami, T., Tsu, H., Kahle, A. B., Pnief, M., 1999. ASTER instrument characterization and operation scenario. **Advances in Space Research**, 23(8), 1415–1424. DOI: 10.1016/S0273-1177(99)00293-8.

Yang, W., Escalona, A., 2011. Tectonostratigraphic evolution of Guyana Basin. **AAPG – American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 95(8), 1339–1368. DOI: 10.1306/01031110106.

Youssef, M. A. S., Elkhodary, S. T., 2013. Utilization of airborne gamma ray spectrometric data for geological mapping, radioactive mineral exploration and environmental monitoring of southeastern Aswan city, South Eastern Desert Egypt. **International Journal of Geophysics**, 195(3), 1689–1700. DOI: 10.1093/gji/ggt375.

ANEXO 1

Comprovante de submissão do artigo intitulado “*Mapping Neogene and Quaternary sedimentary deposits in northeastern Brazil by integrating geophysics, remote sensing and geological field data*” ao periódico *Journal of South American Earth Sciences*.

Clódis Andrades Filho <clodisfilho@gmail.com>

Editor handles SAMES-D-14-00124

Journal of South American Earth Sciences <kellogg@geol.sc.edu>
Para: clodisfilho@gmail.com, clodis-filho@uergs.edu.br

27 de junho de 2014 12:28

Ms. Ref. No.: SAMES-D-14-00124
Title: Mapping Neogene and Quaternary sedimentary deposits in northeastern Brazil by integrating geophysics, remote sensing and geological field data
Journal of South American Earth Sciences

Dear clodisfilho,

Your submission "Mapping Neogene and Quaternary sedimentary deposits in northeastern Brazil by integrating geophysics, remote sensing and geological field data" will be handled by Editor-in-Chief James Nelson Kellogg, PhD.

You may check the progress of your paper by logging into the Elsevier Editorial System as an author at <http://ees.elsevier.com/sames/>.

Your username is: clodisfilho@gmail.com
If you need to retrieve password details, please go to:
http://ees.elsevier.com/sames/automail_query.asp

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Journal of South American Earth Sciences

For further assistance, please visit our customer support site at <http://help.elsevier.com/app/answers/list/p/7923>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EES via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need any further assistance from one of our customer support representatives.