



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO

# **Tectônica pós-rifte na Bacia Potiguar**

Autora:

*Elissandra Nascimento de Moura Lima*

Orientadores:

**Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (PPGG/UFRN)**

**Prof. Dr. David Lopes de Castro (PPGG/UFRN)**

Natal-RN, Março/2011.



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

TESE DE DOUTORADO



# Tectônica pós-rifte na Bacia Potiguar

Autora:

*Elissandra Nascimento de Moura Lima*

Tese de Doutorado, defendida em 08 de Fevereiro de 2011, pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte, para obtenção do título de DOUTORA em Geodinâmica e Geofísica

Comissão Examinadora:

**Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra (PPGG/UFRN) ☐ presidente/orientador**

**Prof. Dr. Francisco Pinheiro Lima Filho (PPGG/UFRN) ☐ examinador interno**

**Dr. Pedro Xavier Neto (PETROBRAS ☐ UNRN-CE) ☐ examinador externo**

**Dilce de Fátima Rossetti (INPE) ☐ examinador externo**

**Noberto Morales (UNESP) ☐ examinador externo**

Natal-RN, Março/2011.

*À minha pequenina Maria Luíza,  
cuja chegada coincidiu com o término do meu doutorado,  
sendo ela, portanto, minha principal companheira na edição da tese.*

## Agradecimentos

*Estou agora concretizando uma importante etapa do conjunto de planos que tracei para minha vida. Compreender um pouco da complexidade do planeta Terra nos proporciona um status que transcende os títulos que adquirimos na área acadêmica, ocasionando uma realização pessoal por fazermos parte de uma Ciência tão relevante. A pesquisa geológica, referindo-me em especial a que desenvolvi, passa por diversas etapas metodológicas, algumas com mais exigências físicas ou intelectuais do que outras, no entanto todas proporcionando satisfação em suas execuções, apesar de seus diferentes graus de dificuldades. E essas dificuldades foram sempre amenizadas pela colaboração de uma infinidade de pessoas que prestaram essenciais assistências ao longo do curso deste doutorado.*

*Josefa Nascimento (minha mãe), Elisaldo Moura (meu pai) e Leonardo Lima (meu esposo), cada um deles me deu mais que um sobrenome, mas o apoio que eu precisava para chegar até aqui. Meus pais proporcionaram a base de minha educação, sacrificando-se e acompanhado-me até que eu pudesse caminhar com minhas próprias pernas. Eles me deram o combustível para ir muito mais distante do que eles próprios tiveram a chance de ir. Meu esposo batalhou comigo na última década, ouvindo minhas lamentações, opinando nas minhas dúvidas, levando-me lanches enquanto eu virava a noite na universidade, alegrando-se com minhas conquistas, deixando nosso lar acolhedor para o meu retorno do campo, ajudando-me nas edições de trabalhos, enfim, torcendo por mim. Meus irmãos Elisângela, Elivânia e Ellyson, minha sogra Geni e meus cunhados Aline e Tiago, eles me prestaram vários favores ao longo dessa jornada; Elivânia, como a geóloga caçula da família, pode me ajudar ainda mais.*

*Entre 1994 e 1997 fui apresentada à Geologia pelos professores da Escola Técnica Federal do Rio Grande (ETFERN). A apresentação foi tão bem feita que despertou meu desejo de continuar na área. O estágio na empresa Mimoco, na Serra do Navio-AP, só deu cor a esse desejo; acampada à beira dos rios da Floresta Amazônica, com um duro trabalho de campo aos 18 anos, tive certeza do que queria ser quando crescer. Logo agradeço aos primeiros geólogos que conheci (na escola e na empresa), responsáveis por minha iniciação.*

*Na UFRN contei com os ensinamentos de excelentes professores: Arcanjo, Marcela, Pinheiro, Valéria, Fátima, Venerando, Hilário, Galindo, Jaziel, Zorano, Adalto, Ricardo Amaral, Sallet, Helenice, Raquel, Cordeiro, Augusto, Petta, Oliveira, Heitor, Laércio, Emanuel, Fernando César e Lins. De alguns lembrarei pela atenção, carinho e paciência extra em me explicar algo, dentre eles: Fátima, Fernando César, Galindo, Marcela, Pinheiro, Raquel, Salett, Valéria e Venerando. Este carinho a mais foi essencial quando o curso parecia muito pesado.*

*Ao professor Hilário, um obrigada especial. Meu orientador desde a graduação! Apostou em mim, confiou, investiu, promoveu, acompanhou, aconselhou, melhorou, compreendeu, atendeu, exigiu, retribuiu, desculpou, motivou... orientou. Não orientou somente as monografia, dissertação e tese, orientou caminhos em minha vida. As palavras nem sempre foram necessárias, afinal exemplos falam bem mais alto.*

*Estágio, missão religiosa e emprego foram responsáveis pelos intervalos que fiz desde que comecei a estudar Geologia aos 14 anos. Cada vez que eu retornava dessas viagens, tinha a chance de ingressar numa nova turma, assim pude estudar com um número maior de colegas. Uns foram mais próximos, viraram noites comigo estudando (e às vezes comemorando também), dividiram a tarefa, a conta, a carona, o lanche, a piada, o computador, a raiva dos*

professores, o quarto nas pousadas (cada uma!), as expectativas, os medos, as frustrações com algumas notas. Alguns literalmente já enxugaram minhas lágrimas. Também já riram comigo e já riram de mim. Já me protegeram dos terríveis monstros verdes (os sapos), já fugiram comigo de bichos no campo (vacas, jumentos, bodes, cachorros...), já desatolaram carros no meio do nada. E por aí vai a longa lista de coisas que amigos fazem juntos, principalmente amigos geólogos! E longa também é a lista dos nomes desses colegas. Cada um deles poderá se identificar ao ler essas palavras.

Obrigada aos funcionários da instituição. Aos secretários: Clodoaldo, Marcone, Nilda e Sônia. Aos motoristas: Fabiano, Fernando, Heleno, Pedro e Peter, grandes companheiros no campo. Outros companheiros nos trabalhos de campo foram: Janusa, Moacir, Rafaella, Rafael e Rubson.

Agradeço aos órgãos que financiaram minha pesquisa: ANP, CNPq, CPRM, INCT e PETROBRAS.

Esta tese é integrada por 3 artigos que foram publicados (ou estão em vias de publicação). A autoria principal dos artigos é minha, tendo eu desenvolvido, na sua maior parte, a coleta de dados de campo e interpretação dos resultados dos diversos métodos utilizados, recebendo colaboração de meus orientador e co-orientador em todas as etapas. A composição destes artigos só foi possível porque contei com as imprescindíveis ajudas de diversos colegas, co-autores destes trabalhos. Segue abaixo a lista dos co-autores e suas colaborações nos respectivos artigos.

No artigo da Geociências-USP - M<sup>a</sup> Osvaíde L. Sousa: geoprocessamento e edição do artigo; F<sup>co</sup> Hilário R. Bezerra: aquisição de dados em campo, Geologia Estrutural e edição do artigo; Milena R. Aquino: aquisição de dados em campo e geoprocessamento; Marcela M. Vieira: Sedimentologia, aquisição de dados em campo e edição do artigo; Vanildo P. Fonseca: aquisição de dados em campo; Ricardo Amaral: aquisição de dados em campo. Agradeço às contribuições dos revisores Cláudio Limeira e Cláudio Ricominni.

Artigo da Geociências: M<sup>a</sup> Osvaíde L. Sousa: geoprocessamento e edição do artigo; F<sup>co</sup> Hilário R. Bezerra: aquisição de dados em campo, Geologia Estrutural e edição do artigo; David L. de Castro: levantamento geofísico (GPR) e edição do artigo; Rafaella V. C. Damascena: petrografia; Marcela M. Vieira: Sedimentologia, petrografia e edição do artigo; Jean M. Legrand: petrografia e Geoquímica. Obrigada ao revisor anônimo pelas sugestões.

Artigo da Sedimentary Geology - F<sup>co</sup> Hilário R. Bezerra: aquisição de dados em campo, edição e tradução do artigo; F<sup>co</sup> Pinheiro Lima-Filho: Sedimentologia, levantamento geofísico (GPR) e edição do artigo; David L. de Castro: levantamento geofísico (GPR) e edição do artigo; M<sup>a</sup> Osvaíde L. Sousa: geoprocessamento; Vanildo P. Fonseca: aquisição de dados em campo; Milena R. Aquino: aquisição de dados em campo e geoprocessamento. Contribuíram com discussões sobre esse artigo o revisor Pedro Alfaro e mais um revisor anônimo.

Sou grata ao Senhor Deus, Nosso Pai Celestial, por ter me ajudado através de cada uma dessas pessoas que Ele colocou em meu caminho. □ Quando estais a serviço de vosso próximo, estais somente a serviço de vosso Deus □ (Livro de Mórmon □ Mosias 2:17).

## Resumo

Os estudos sobre as bacias sedimentares brasileiras se concentram em sua fase rifte, enquanto a fase pós-rifte tem sido considerada um período de pouca atividade. A sequência pós-rifte da Bacia Potiguar, no extremo nordeste brasileiro, já foi considerada pouco deformada, contudo, inúmeros trabalhos vêm demonstrando como ela é afetada por importantes sistemas de falhas. A finalidade geral desta tese é caracterizar a tectônica pós-rifte na Bacia Potiguar. Os objetivos específicos são: caracterizar as unidades sedimentares cenozoicas aflorantes e a tectônica associada; evidenciar como o Sistema de Falhas de Afonso Bezerra deformou rochas aflorantes da Bacia; descrever deformação em sedimentos inconsolidados nos conglomerados dos Depósitos Aluviais quaternários do Rio Açu. Análises de fácies, estudos granulométricos, datação por luminescência, sensoriamento remoto, mapeamento estrutural, geofísica rasa (georadar), análises de paleotensões e petrografia foram realizados. O mapeamento estrutural e as secções de georadar indicaram que os sistemas de falhas Carnaubais e Afonso Bezerra formaram juntas, falhas silicificadas e não-silicificadas e bandas de deformação, afetando principalmente as formações Açu, Jandaíra e Barreiras. Os dados petrográficos indicam que a forte silicificação deu às falhas um caráter selante. O estudo de paleotensões indica dois campos de tensões afetando a Bacia: o primeiro, com compressão N-S, atuou do Neocretáceo ao Mioceno; o segundo, com compressão E-W, atua do Mioceno ao presente. Constatou-se que o Sistema de Falhas de Afonso Bezerra foi reativado em períodos pós-campanianos e afeta todas as unidades litoestratigráficas pós-rifte da Bacia Potiguar, inclusive as coberturas quaternárias. O estudo sobre deformação em sedimentos inconsolidados indica que esta é similar na morfologia e no tamanho aos exemplos modernos de estruturas de deformação sismicamente induzida em sedimentos grossos. Idades por TL e LOE indicam que a deposição dos sedimentos e a deformação associada ocorreram pelo menos em seis eventos entre aproximadamente 352 Ka e 9 Ka. Enfim estes estudos demonstram quão recente é a tectônica na Bacia Potiguar.

**Palavras-chave:** Tectônica, Bacia Potiguar, Mesozoico e Cenozoico.

## Abstract

*The study of Brazilian sedimentary basins concentrates on their rift phase, whereas the Post-rift phase has been considered a tectonic quiescent period. The post-rift sequence of the Potiguar Basin, in the far northeastern Brazil, was once considered little deformed, however several studies have shown how that it was affected by major fault systems. The purpose of this thesis is to characterize the post-rift tectonic. The specific objectives are: to characterize the Neogene and Quaternary sedimentary units that outcrop of the Potiguar Basin; to show how the NW-SE-trending Afonso Bezerra Faults System deformed outcrop rocks in the Basin; to describe soft-sediment deformation in gravels of the Quaternary Alluvial Deposits from Açú River. Facies analyses, grain-size studies, luminescence dating, remote sensing, structural mapping, shallow geophysics (georadar), paleostress and petrography were carried out. The structural mapping and the georadar sections indicated that the Carnaubais and Afonso Bezerra fault systems formed fractures, silicified and non-silicified faults or deformation bands, affecting mainly the Açú, Jandaíra and Barreiras formations. The petrographic data indicate that the strong silicification resulted in a sealant character of the faults. Paleostress analysis indicates that two stress fields affected the Basin: the first presented N-S-trending compression, occurred from the Neocretaceous to the Miocene; the second stress field presents E-W-trending compression, acts from the Miocene to the present. It was verified once the Afonso Bezerra System Faults was reactivated in periods post-Campanian and affects all post-rift lithostratigraphic units of Potiguar Basin, including Quaternary sedimentary covers. The study about soft-sediment deformation structures indicates that they are similar in morphology and size to modern examples of seismically-induced deformation structures in coarse sediments. TL and OSL ages indicate that sediment deposition and associated soft-sediment deformation occurred at least six times from ~352 Ka to ~9 Ka. Finally these studies demonstrate how recent is tectonics in the Basin Potiguar.*

**Keywords:** *Tectonics, Potiguar Basin, Mesozoic and Cenozoic.*

## Índice

DEDICATÓRIA.....	iii
AGRADECIMENTOS .....	iv
RESUMO .....	vi
ABSTRACT .....	vii
ÍNDICE .....	viii
LISTA DE FIGURAS .....	ix
I- INTRODUÇÃO .....	10
1.1- Apresentação.....	11
1.2- Conceitos importantes.....	12
1.3- Relevância do tema .....	13
1.4- Objetivos .....	14
1.5- Metodologia.....	15
1.5- Localização da área de estudo .....	15
II- GEOLOGIA REGIONAL.....	17
2.1- Generalidades.....	18
2.2- Embasamento Cristalino .....	18
2.3- Litoestratigrafia da Bacia Potiguar .....	20
2.3.1- Grupo Areia Branca.....	23
2.3.2- Grupo Apodi.....	24
2.3.3- Grupo Agulha .....	25
2.3.4- Magmatismos.....	26
2.4- Arcabouço Estrutural.....	27
2.5- Evolução tectono-sedimentar.....	29
2.6- Principais sistemas de falhas .....	33
III- 1º artigo: Sedimentação e deformação tectônica cenozoicas na porção central da Bacia Potiguar.....	36
IV- 2º artigo: Reativação Cenozoica do Sistema de falhas de Afonso Bezerra, Bacia Potiguar.....	51
V- 3º artigo: 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil.....	83
VI- Discussões e Conclusões Gerais .....	96
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	104
ANEXO 1 (Artigo na revista Pesquisa FAPESP) .....	114
ANEXO 2 (Perfis de GPR).....	119
ANEXO 3 (Fotos de lâminas delgadas) .....	127
ANEXO 4 (Secções colunares correspondentes a amostras datadas) .....	139
ANEXO 5 (Datações por luminescência) .....	142

## Lista de Figuras

Figura 1- Mapa de localização das áreas de estudo.....	16
Figura 2- Localização da Bacia Potiguar no contexto geológico da Província Borborema.....	19
Figura 3- Carta estratigráfica e evolução tectono-sedimentar da Bacia Potiguar (PESSOA NETO et al., 2007).....	22
Figura 4- Mapa simplificado da Bacia Potiguar.....	23
Figura 5- Mapa simplificado dos principais elementos do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar.....	29
Figura 6- Perfil Esquemático da Bacia Potiguar (Modificado de BERTANI et al., 1990).....	29
Figura 7- Topografia regional com superposição das Falhas de Carnaubais e Afonso Bezerra. A linha em azul representa o litoral e, em verde, a paleolinha da costa de ~5000 anos atrás (Fonseca 1996). A e B são blocos topográficos (CALDAS, 1998).....	35
Figura 8- Topografia residual com superposição das falhas de Carnaubais e Afonso Bezerra. A linha em azul representa o litoral e, em verde, os vales (CALDAS, 1998).....	35

# CAPITULO I- INTRODUÇÃO

## I- INTRODUÇÃO

### 1.1- Apresentação

Este trabalho, denominado “Tectônica pós-rifte na Bacia Potiguar”, corresponde à tese de doutorado da geóloga Elissandra Nascimento de Moura Lima, aluna do Programa de Pesquisa e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG), Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN).

A doutoranda contou com a orientação do Prof. Dr. Francisco Hilário Rego Bezerra e co-orientação do Prof. Dr. David Lopes de Castro, ambos do PPGG/UFRN.

Este doutorado foi executado no âmbito do Projeto Poti-Falhas (“Mapeamento de sistemas de falhas pós-rifte na Bacia Potiguar” - Financiamento PETROBRAS), coordenado pelo orientador da doutoranda, e dos projetos Institutos do Milênio (“Estudos Tectônicos e Geofísicos na Província Borborema” - Financiamento CNPq) e Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Estudos Tectônicos, dos quais os orientadores são participantes. No primeiro ano, esta tese também contou com o financiamento do Projeto CNPq/CTPETRO nº 550201/2005-0, coordenado pelo orientador.

A tese foi desenvolvida na forma de três artigos, apresentados nos capítulos seguintes. O primeiro artigo foi publicado pela revista “Geologia USP” (ISSN = 1519-874X), com o título “Sedimentação e deformação tectônica cenozoicas na porção central da Bacia Potiguar”, que se restringe à deformação cenozoica no centro da Bacia. O segundo artigo está em vias de impressão pela revista “Geociências” (ISSN 1980-900X), com o título “Reativação Cenozoica do Sistema de Falhas de Afonso Bezerra, Bacia Potiguar” e aborda a deformação pós-campaniana resultante da reativação do referido sistema. O terceiro artigo foi publicado pela revista “*Sedimentary Geology*” (ISSN: 0037-0738), com o título “*3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil*”, tratando mais especificamente das estruturas de liquefação, importantes testemunhos da deformação neotectônica na Bacia Potiguar.

## 1.2- Conceitos importantes

A Neotectônica é um termo que se relaciona ao estudo de eventos tectônicos mais recentes. Entretanto não há um consenso na aplicação global desse conceito, no que se refere à delimitação temporal. O termo foi usado primeiramente em 1948 pelo geólogo russo V. A. Obruchev para delimitar eventos tectônicos do Terciário Superior ao Quaternário (SAADI, 1993). Hancock (1986) considerou que o início da atual configuração tectônica em certas regiões marcaria o início do período neotectônico. Becker (1993) seguiu essa mesma linha de pensamento, defendendo que o período neotectônico se iniciou na época da última grande reorganização tectônica ocorrida na área de interesse, incluindo a idade de estabelecimento do campo de tensão atual. A *International Union for Quaternary Research* (INQUA) considerou neotectônicos os eventos sísmicos atuais até aqueles superiores a  $10^7$  anos, segundo a necessidade de compreensão da origem do evento (SAADI, 1993). Stewart & Hancock (1994) simplificaram como neotectônicos os movimentos terrestres que iniciaram no passado e que agem até os dias atuais.

Segundo Hasui (1990), no Brasil, o início do período neotectônico pode ser relacionado à migração do continente sul-americano e consequente abertura do Atlântico Sul, iniciada no Cenozoico Médio, considerando que essas movimentações ocorrem até os dias atuais. O marco desses eventos seria o início da deposição da Formação Barreiras e do último pacote das bacias costeiras, e o término do magmatismo em território brasileiro, há cerca de 12 Ma no Nordeste, datando, portanto, do Mioceno Médio.

Outro importante conceito a ser introduzido é o de tectônica intraplaca, que vem sendo relacionada aos mecanismos de desenvolvimento *post-breakup* de bacias sedimentares ao longo de margens passivas. Comumente a literatura afirma que estas margens foram soerguidas e mantiveram-se elevadas desde a sua fase rifte (e.g., LIDMAR-BERGSTRÖM et al., 2000; JAPSEN et al., 2006). Entretanto as observações de muitas margens passivas indicam soerguimentos e subsidência em uma escala local e que envolve mecanismos que não se aplicam à margem inteira (RIIS, 1996; LISKER, 2002; JAPSEN et al., 2006; BONOW et al., 2006). Exemplos de evidências de vários fatores determinantes na bacia sedimentar e na evolução do relevo estão nas margens passivas do leste da América do Sul e do oeste africano. No entanto, mesmo que se considere que mecanismos locais de soerguimento e subsidência operam na evolução da paisagem e, consequentemente, no

desenvolvimento geomorfológico, uma parte significativa da literatura relaciona a evolução do relevo exclusivamente à interação entre a denudação de longo prazo e o soerguimento regional como proposto por King (e.g., 1956, 1967). Este modelo tem desempenhado um papel significativo para explicar tanto a tectônica (ou sua ausência) e o clima como os mecanismos de condução da morfogênese nestas margens passivas.

### 1.3- Relevância do tema

Na margem passiva brasileira, estudos anteriores enfatizaram principalmente a fase rifte das bacias sedimentares. A pouca investigação de movimentos pós-rifte e o uso de modelos simplistas de aplainamento regional ou mundial levaram ao paradigma de áreas estáveis. Além disso, o período pós-rifte tem sido considerado como um período de poucas falhas ativas, sem expressão topográfica ou sedimentar. Poucos estudos têm investigado o papel das falhas neogênicas no fornecimento de sedimentos para as bacias sedimentares, descrevendo-os apenas como produto de processos controlados pelo clima.

Outra idéia comum resultante da simplificação destes modelos é o agrupamento das coberturas sedimentares neogênicas ao longo da costa como uma unidade estratigráfica única, a Formação Barreiras. Pouco esforço foi feito para diferenciar as propriedades dos sedimentos, os possíveis controles locais sobre as áreas de origem, ambientes deposicionais, ou para obter uma cronologia absoluta (BEZERRA et. al., 2008).

Na Bacia Potiguar (BP) as observações acima são também pertinentes. Por muitos anos foi dada pouca importância ao seu padrão deformacional de superfície. Era comum apenas a identificação em escala regional de alguns lineamentos bem marcados em fotografias aéreas. Em geral, muitos dos lineamentos traçados no embasamento cristalino eram interrompidos e desapareciam no contato com a Bacia, sugerindo que certas estruturas não a afetavam. Nos últimos anos, observa-se um crescimento acentuado do estudo do padrão estrutural em bacias sedimentares, inclusive na BP, demonstrando que as rochas aparentemente não deformadas, na verdade apresentam um complexo padrão estrutural em todas as escalas de observação. Esta porção do extremo nordeste brasileiro, inclusive, vem se apresentando como uma importante região sismologicamente ativa, com frequentes terremotos que chegaram à magnitude ( $m_b$ ) de 5,2 (FERREIRA et al.,

2008; de CASTRO et al., 2010). Guimarães (2010) é um exemplo de divulgação que já populariza a discussão desse tema e, inclusive, citou o artigo da *Sedimentary Geology* que integra essa tese (Anexo 1).

A deformação tectônica que atinge as rochas aflorantes na Bacia Potiguar pode ser caracterizada a partir do estudo de diferentes tipos de estruturas, enfocando de mega à microescala. A identificação e o significado das feições de maior porte são normalmente difíceis, sobretudo em áreas cuja intensidade da estruturação é baixa. Com efeito, em muitos casos, o reconhecimento é obtido através da análise estrutural de mesoestruturas, que em geral correspondem à impressão do tectonismo regional em afloramento.

Os grandes lineamentos são marcados em superfície por feixes de fraturas e/ou alinhamentos geomorfológicos bem delineados em imagens de satélite e fotografias aéreas. As reativações tectônicas são, em geral, de caráter recorrente, ao longo de todo o desenvolvimento da BP, desde a estruturação do Rifte Potiguar (e.g., BORGES, 1993) até a configuração atual das formações Açú e Jandaíra, além da Formação Barreiras (LIMA et al., 1990; OLIVEIRA et al., 1993; BEZERRA, 2000; BEZERRA & VITA-FINZI, 2000; BEZERRA et al., 2001).

Alguns aspectos são discutíveis no que se refere à evolução das estruturas rasas da BP. Seu posicionamento temporal ainda é incerto. Sabe-se que são pós-campaniana, porém a interação de várias gerações de estruturas é bastante plausível. A evolução geodinâmica dessas estruturas também não é clara, uma vez que algumas se encontram apagadas em virtude do caráter polifásico das reativações.

Estas questões voltam a ser introduzidas no início de cada um dos três respectivos artigos que integram essa tese.

#### **1.4- Objetivos**

O objetivo principal deste doutorado foi caracterizar a deformação pós-campaniana na Bacia Potiguar, originada principalmente por reativações de grandes sistemas de falhas, que afetam as unidades lito-estratigráficas pós-rifte.

Considerando os estudos referentes a cada um dos artigos que compõem esta tese, podem ser listados especificamente os seguintes objetivos:

- Caracterizar as unidades sedimentares cenozoicas aflorantes na porção central da Bacia Potiguar e, ainda, a tectônica associada.

- Evidenciar como o Sistema de Falhas de Afonso Bezerra (NW-SE) deformou rochas aflorantes da Bacia Potiguar.

- Descrever estruturas de paleo-sismicidade, ratificando quão recente é a tectônica atuante na Bacia Potiguar.

### **1.5- Metodologia**

Os estudos desenvolvidos durante o doutorado, que resultaram em três artigos, envolveram análises de fácies, estudos granulométricos, datação por luminescência, sensoriamento remoto, mapeamento estrutural, geofísica rasa (georadar), análises de paleotensões e petrografia. Os artigos descrevem como cada uma dessas ferramentas foi utilizada.

Grande parte dos resultados obtidos a partir desses métodos foi aproveitada e pode ser apreciada ao longo dos artigos. Parte dos materiais com pouco ou nenhum tratamento, que foi ou não incluída nos artigos, está anexada a esta tese (anexos 2 a 4).

### **1.6- Localização da área de estudo**

A Bacia Potiguar se localiza no extremo nordeste brasileiro. As áreas selecionadas para os estudos apresentados nos artigos seguintes estão situadas no centro da Bacia e também na sua porção ocidental, no estado do Rio Grande do Norte (Figura 1).

A área contemplada pelos dois artigos sobre tectônica cenozoica e liquefação, respectivamente, corresponde à faixa central da Bacia Potiguar, onde o Rio Açu intercepta a mesma. A área abordada no artigo sobre o Sistema de Falhas de Afonso Bezerra corresponde a um polígono alongado na direção NW-SE, englobado os municípios de Pedro Avelino a Tibau.



Figura 1- Mapa de localização das áreas de estudo.

# **CAPITULO II- GEOLOGIA REGIONAL**

## II- GEOLOGIA REGIONAL

### **2.1- Generalidades**

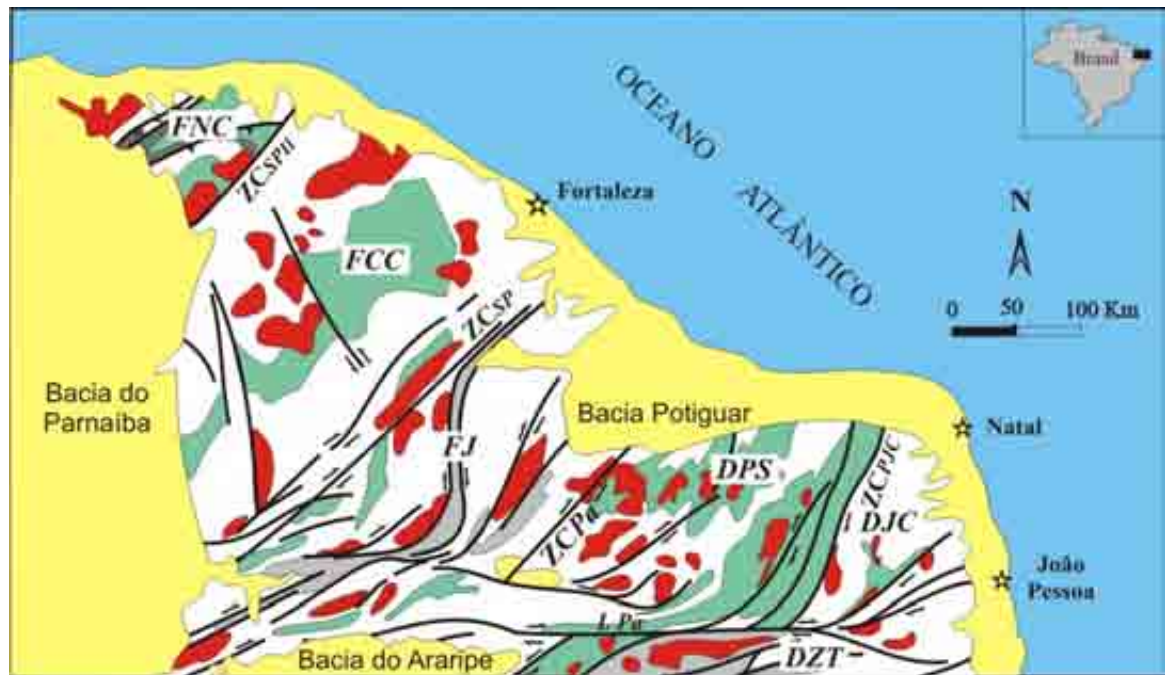
A área estudada se encontra inserida na Bacia Potiguar (BP), que está situada no extremo nordeste brasileiro, quase totalmente no Estado do Rio Grande do Norte, com uma pequena porção mais ocidental no Estado do Ceará. A Bacia é limitada a norte e leste pelo oceano Atlântico até a cota batimétrica de -2.000 m, a sul e oeste pelo embasamento cristalino e a noroeste pelo Alto de Fortaleza – com a Bacia do Ceará. Pessoa Neto et al. (2007) inferem uma área de aproximadamente 48.000 km<sup>2</sup>, sendo que 21.500 km<sup>2</sup> (45%) encontram-se emersos e 26.500 km<sup>2</sup> (55%) submersos.

A seguir, tem-se uma sucinta revisão bibliográfica de elementos da Bacia Potiguar, incluindo seu embasamento, litoestratigrafia, arcabouço estrutural e evolução tectono-sedimentar.








### **2.2- Embasamento Cristalino**

A BP constitui a parte mais setentrional da faixa de coberturas fanerozoicas da Província Costeira e Margem Continental que recobrem as rochas precambrianas da Província Borborema (Figura 2). Tal província é constituída por sequências metassedimentares e metavulcânicas de idades meso e neoproterozóicas, com blocos de embasamento de idade paleoproterozóica, com alguns remanescentes do Arqueano, configurando um cinturão orogênico meso-neoproterozoico, envolvendo microplacas e terrenos/domínios mais antigos. Sua evolução brasileira/panafricana foi acompanhada de um importante plutonismo granítico (ANGELIM, 2007).

O embasamento da BP pode ser simplificada em três domínios: Domínio Jaguaribeano ou Faixa Jaguaribeano (no extremo oeste), Domínio Rio Piranhas–Seridó (porção central) e Domínio São José do Campestre (a leste) (ANGELIM, 2007).



## LEGENDA

	Coberturas Fanerozóicas	<i>DPS</i>	Domínio Rio Piranhas-Seridó
	Granitóides Neoproterozóicos	<i>DZT</i>	Domínio da Zona Transversal
	Supracrustais Neoproterozóicos	<i>DJC</i>	Domínio São José do Campestre
	Supracrustais Mesoproterozóicos	<i>FJ</i>	Faixa Jaguaribeana
	Complexo gnáissico-migmatítico de idade Paleoproterozóica a Arqueana	<i>FCC</i>	Faixa Ceará Central
	Falha Transcorrente	<i>FNC</i>	Faixa Noroeste do Ceará
	Falha de Empurrão	<i>LPa</i>	Lineamento Patos
		<i>ZCSP II</i>	Zona de Cisalhamento Sobral-Pedro II
		<i>ZCSP</i>	Zona de Cisalhamento Senador Pompeu
		<i>ZCSPa</i>	Zona de Cisalhamento Portalegre
		<i>ZCPJC</i>	Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara
		☆	Localidade

2- Localização da Bacia Potiguar no contexto geológico da Província Borborema (modificado de JARSIM DE SÁ et al., 1999).

O Domínio Jaguaribeano é paleoproterozoico, representado por ortognaisses do Complexo Jaguaretama, incluindo faixas estreitas da sequência metavulcanossedimentar do Grupo Serra de São José e corpos de ortognaisses da Suíte Serra do Deserto.

O Domínio Rio Piranhas-Seridó é composto pelo Complexo Caicó e o Grupo Seridó, além de granitóides intrusivos. O Complexo Caicó é formado por rochas gnáissicas-migmatíticas paleoproterozóicas (HACKSPACHER et al., 1990; MACEDO et al., 1991; JARDIM DE SÁ, 1994) com porções arqueanas (DANTAS et al., 1996). Superpondo o Complexo Caicó estão as rochas supracrustais do Grupo Seridó, que é subdividido em três unidades, respectivamente da base para o topo: Formação Jucurutu, composta predominantemente por paragnaisses e mármore; Formação

Equador, formada principalmente por quartzitos e metaconglomerados e Formação Seridó, composta essencialmente por micaxistos diversos (JARDIM DE SÁ, 1994). Van Schumus et al. (1996) indicaram que este conjunto de rochas foi depositado no Meso-Neoproterozoico.

O Domínio São José do Campestre comporta um domo arqueano com cerca de 6.000 km<sup>2</sup>, denominado de Núcleo Bom Jesus-Presidente Juscelino (BIZZI et al., 2001), em torno do qual estão amalgamados segmentos crustais paleoproterozoicos. O Núcleo Bom Jesus-Presidente Juscelino é formado por rochas de idades paleo, meso e neoarqueana. No entorno do núcleo arqueano estão dispostos os complexos paleoproterozoicos de idade riaciana. As rochas do núcleo arqueano e dos complexos paleoproterozoicos são intrudidas por enxame de diques máficos do Riaciono-Orosiriano (DANTAS, 1997).

As unidades supracitadas são cortadas por corpos graníticos essencialmente de duas gerações, afetadas por deformações do tipo dúctil e dúctil-frágil a frágil (JARDIM DE SÁ, 1994). A geração mais antiga, segundo Brito Neves et al. (2000), é meso-neoproterozóica, enquanto a geração mais nova seria a expressão de um intenso retrabalhamento e acresção crustal ocorridos durante a orogênese Brasileira. Também se tem a presença pouco expressiva de magmatismo anorogênico, o Granito Flores, no centro-norte do Domínio Rio Piranhas-Seridó.

### 2.3- Litoestratigrafia da Bacia Potiguar

Araripe e Feijó (1994) dividiram as rochas sedimentares da BP em três unidades litoestratigráficas: grupos Areia Branca, Apodi e Agulha. A coluna litoestratigráfica mais atualizada da Bacia foi elaborada por Pessoa Neto et al. (2007) (Figura 3). Eles dividiram o registro estratigráfico da bacia em três superseqüências: uma Superseqüência Rife, depositada no Cretáceo Inferior; uma Superseqüência Pós-rifte, depositada durante o Andar Alagoas; e uma Superseqüência Drifte, depositada entre o Albiano e o Recente.

A Superseqüência Rife é representada pelos depósitos flúvio-deltaicos e lacustres das Formações Pendência e Pescada (Berriasiano/Eo-Aptiano). A Superseqüência Pós-rifte é caracterizada pela deposição de uma Seqüência flúviodeltaica, com os primeiros registros de ingressão marinha (Formação Alagamar). A Superseqüência Drifte é caracterizada por uma seqüência flúvio-marinha transgressiva (Formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra e

Ubarana), recoberta por uma seqüência clástica e carbonática regressiva (Formações Ubarana, Tibau e Guamaré). Rochas vulcânicas associadas à Formação Macau foram depositadas entre o Eoceno e o Oligoceno na bacia. Associados a esta seção litológica, ocorreram eventos magmáticos.

Na BP, afloram basicamente as unidades mesozoicas e cenozoicas (Figura 4).

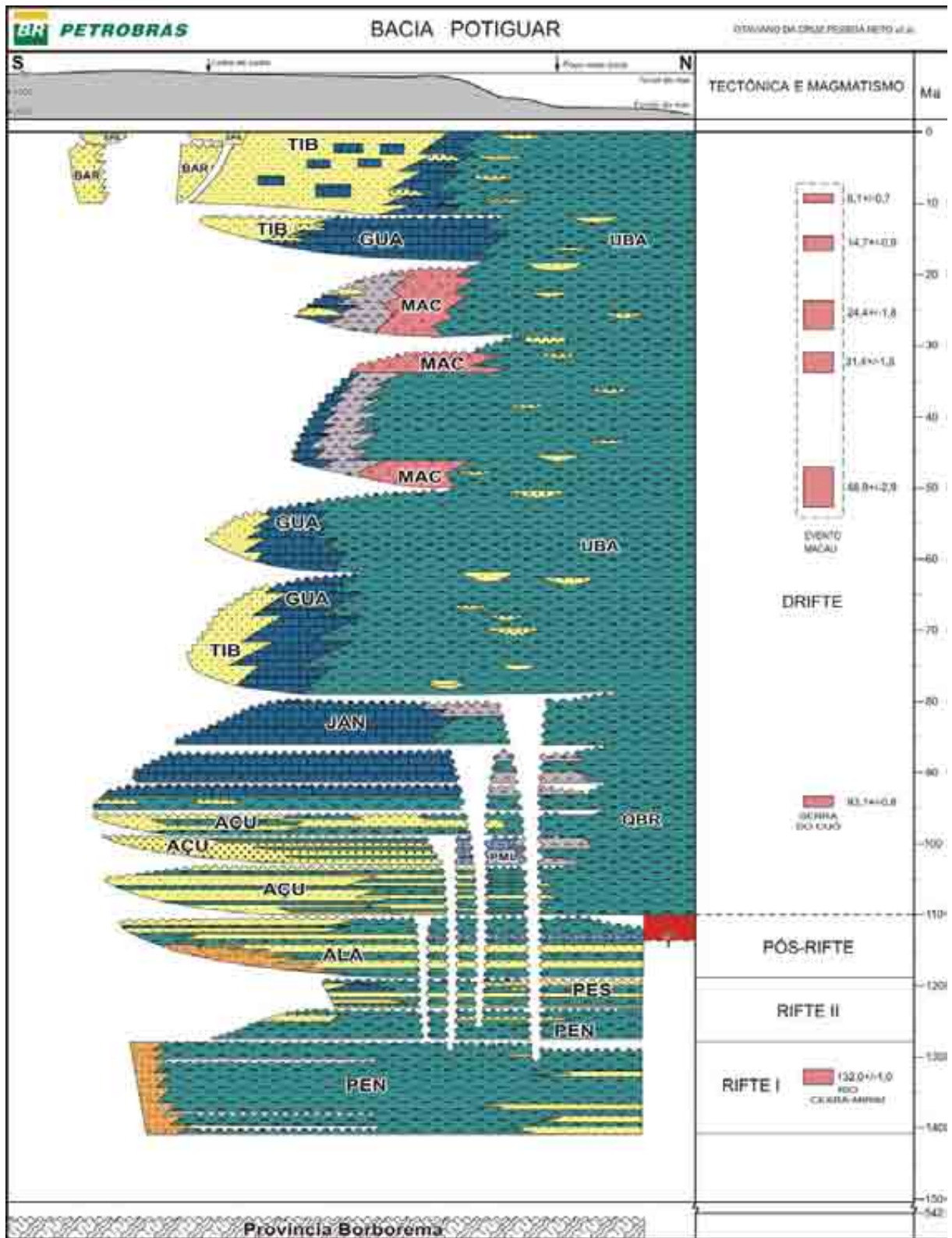


Figura 3- Carta estratigráfica e evolução tectono-sedimentar da Bacia Potiguar. SPA= Sedimentos de praia e aluviões, BAR= Barreiras, TIB= Tibau, GUA= Guararé, UBA= Ubarana, MAC= Macau, JAN= Jandaíra, QBR= Quebradas, AÇU=Açu, PML= Ponta do Mel, ALA= Alagamar, PES= Pescada, PEN= Pendências (PESSOA NETO et al., 2007).

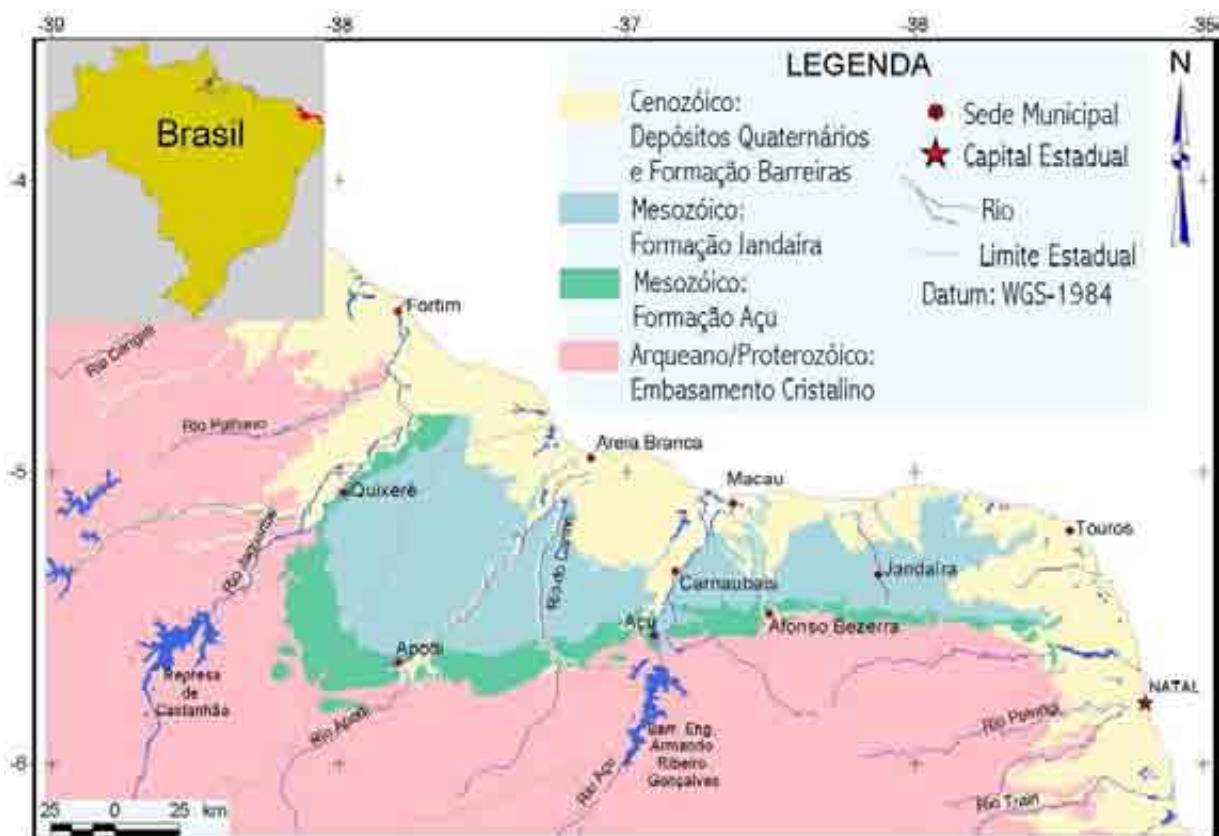


Figura 4- Mapa simplificado da Bacia Potiguar (modificado de Angelim et al., 2007).

### 2.3.1- Grupo Areia Branca

Este grupo possui conteúdo predominantemente clástico, sobreposto ao embasamento cristalino de forma discordante, reunindo as seguintes formações:

- Formação Pendência: caracteriza-se por arenito médio a grosso, cinza-esbranquiçado, com intercalações de folhelho e siltito cinzento. Esta unidade ocorre preferencialmente preenchendo os baixos estruturais de grande porte, sincrônicos a sua deposição. Os sistemas deposicionais interpretados para esta formação apontam para leques aluviais associados a falhamentos e sistemas flúvio-deltáicos progredindo sobre pelitos lacustres, entremeados por frequentes turbiditos (Della Fávera 1992).

- Formação Pescada: é constituída por arenito branco médio e arenito cinzento fino, com intercalações de folhelho e siltito cinzento. O principal sistema deposicional associado a estes sedimentos é o de leques aluviais coalescentes, todavia há sistemas flúvio-deltáicos com pelitos lacustres entremeados por turbiditos (ARARIPE & FEIJÓ, 1994).

- Formação Alagamar: representa uma seção areno-carbonática sotoposta em discordância à Formação Açú. Esta unidade é constituída por dois membros

separados por uma seção pelítica informalmente denominada de Camadas Ponta do Tubarão. O Membro Upanema, basal, caracteriza-se por arenito fino e grosso e folhelho, enquanto que o Membro Galinhos é predominantemente pelítico, com folhelhos e calcilitos. As camadas Ponta do Tubarão são formadas por calcarenito e calcilito ostracoidais e folhelhos. Os sistemas deposicionais interpretados são flúvio-deltáico (Membro Upanema), lagunar (Ponta do Tubarão) e nerítico (Membro Galinhos) (SOUZA, 1982).

### 2.3.2- Grupo Apodi

Grupo formado por sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, constituído das seguintes formações:

- Formação Açú: é dividida em quatro unidades litológicas informais, havendo exposição apenas da terceira e quarta unidades. O sistema deposicional da Unidade Açú-1 representa depósitos de leques. As Unidades Açú-2 e Açú-3 apresentam sistemas fluviais entrelaçado e meandrante, correspondendo aos grandes ciclos fluviais da Formação Açú. A Unidade Açú-4 é caracterizada por sistema tipicamente estuarino, constituído pelos depósitos de planície marginal e de barras estuarinas, contendo também influência das marés (VASCONCELOS et al., 1990).

- Formação Ponta do Mel: introduzida na coluna estratigráfica da Bacia Potiguar por Tibana & Terra (1981), contém calcarenito oolítico, doloesparito e calcilito, com camadas de folhelho verde claro. A Formação Ponta do Mel interdigita-se lateralmente e recobre concordantemente a Formação Açú e está recoberta em discordância pela Formação Quebradas. Estas rochas foram depositadas predominantemente em plataforma rasa, associada à planície de maré e mar aberto.

- Formação Quebradas: contém arenito fino, folhelho e siltito. O ambiente deposicional interpretado inclui plataforma e talude com importante presença de turbiditos (ARARIPE & FEIJÓ, 1994).

- Formação Jandaíra: teve seus sedimentos depositados desde o Turoniano até o Eocampaniano, já no final da seqüência transgressiva, em condições de deriva continental e mar aberto. Esta Formação é caracterizada por rochas calcárias de alta e baixa energia, possuindo estruturas sedimentares como estratificações cruzadas, gretas de dissecação, septárias, *bird eyes* (SAMPAIO & SCHALLER, 1968). Os sistemas deposicionais correspondentes à Formação Jandaíra são sistema de

barras, sistema de planície de maré e sistema de bancos (APOLUCENO et al., 1995).

### 2.3.3- Grupo Agulha

Esta unidade abrange os sistemas de leques costeiros, plataforma e talude, depositados entre o Neocampaniano e o Recente e representados por:

- Formação Ubarana: representa a seção pelítica de talude perfurada em quase todos os poços da plataforma continental das bacias Potiguar e do Ceará. Esta unidade caracteriza-se por espessa seção de folhelho e argilito cinzento, entremeado por camadas relativamente delgadas de arenito grosso a muito fino, siltito e calcarenito (MAYER, 1974).

- Formação Guamaré: formalizada por Souza (1982), caracteriza-se por apresentar calcarenito bioclástico creme e calcilito, depositados em plataforma e taludes carbonáticos.

- Formação Tibau: proposta por Silva (1966) para designar os clásticos grossos sobrepostos aos carbonatos Guamaré, caracteriza-se por arenito grosso hialino. O ambiente deposicional dominante é o de leques costeiros.

- Formação Barreiras: recobre rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas e rochas sedimentares cretáceas do Grupo Apodi. Estudos em diferentes regiões do Brasil sugeriram que seus sedimentos foram depositados em um sistema fluvial entrelaçado, associado a leques aluviais (MORAIS et al., 2006), com influência de marés na porção mais distal do sistema (ARAI, 2006; ROSSETI, 2006) ou ainda fluvial meandrante a estuarino (ARAÚJO et al., 2006). Lima (2008) e Arai (2006) atribuíram idades que variam entre 17 e 22 Ma para as rochas da Formação Barreiras.

Além das formações do Grupo Agulha, outras coberturas continentais cenozóicas são representadas por sedimentos siliciclásticos da Formação Potengi e sedimentos inconsolidados do Neógeno (ANGELIM, 2007).

- Formação Potengi: corresponde à seqüência caracterizada como sedimentos sobrepostos estratigraficamente ao Grupo Barreiras e aparentemente abaixo das dunas (Tabosa, 2000). A unidade está cartografada de modo restrito na região litorânea centro-norte do Rio Grande do Norte, entre as cidades de Macau e Galinhos. Esta formação é representada por fácies de arenitos médios a grossos com estratificações cruzadas tabulares de grande porte tangenciais na base, caracterizada por duas camadas de arenitos, uma inferior branca, e a superior com

coloração vermelha a amarelada. Essas estratificações sugerem deposição associada a um sistema eólico (SOUSA, 2002).

- Sedimentos inconsolidados quaternários: são representados pelos depósitos colúvio-eluviais, de mangue, aluvionares, flúvio-marinhos, flúvio-lacustrinos, eólicos litorâneos de paleodunas, litorâneos praias e dunas móveis (ANGELIM, 2007).

#### 2.3.4- Magmatismos

Os três eventos magmáticos mapeados na BP foram individualizados segundo a sua relação temporal/espacial com o preenchimento da bacia, a sua natureza físico-química e vinculação geodinâmica (OLIVEIRA, 1998). São eles:

- Magmatismo Rio Ceará-Mirim: caracterizado por um enxame de diques máficos diabásicos de natureza toleítica. Durante o Mesozoico, o Nordeste do Brasil foi afetado por extensa atividade magmática básica. Esta atividade ocorreu do Jurássico Inferior ao Cretáceo Inferior, precedendo os eventos de rifteamento relacionados à abertura do Atlântico Central e Sub-Equatorial, cujos efeitos termomecânicos nuclearam e governaram o início do rifteamento da BP e adjacências. Os diques constituem uma extensa atividade magmática (> 500 km de extensão) representada por cinco sub-enxames subparalelos, com mergulhos fortes, posicionados com direção E-W na borda da BP e com direção NE-SW na porção centro-oriental do Estado do Ceará. Caracterizam-se por rochas ricas em elementos incompatíveis e geralmente não denotam mistura de magma e/ou contaminação crustal. A petroquímica indica que o enxame formou-se na base da litosfera, por decompressão adiabática em um regime de extensão diferenciado, cuja extensão crustal foi menor que a mantélica. O evento teve duração contínua entre 150 e 120 Ma, com dois picos de atividade: 145 e 130 Ma, enquanto a implantação dos processos de rifteamento regional se deu entre 138/118 Ma. Pessoa Neto et al. (2007), no entanto, relacionam esse enxame de diques à gênese do rifte, datado com base nos dados  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , com pulso em  $132,2 \pm 1$  Ma. A ocorrência de rochas vulcanoclásticas intercaladas aos sedimentos da porção basal da Formação Pendência, na porção emersa da bacia, também seria correlacionada com este evento.

- Magmatismo Serra do Cuó: tem caráter intraplaca e sua afinidade temporal com outras feições tectono-estratigráficas da BP não se relaciona com o forte tectonismo do Oeste da África. Durante o Campaniano/Santoniano, concomitante à

deposição da plataforma carbonática da Formação Jandaíra, instalou-se como um pulso ígneo de afinidade alcalina que “cozinhou” e soergueu os arenitos da Formação Açú. A assinatura geoquímica indica uma fonte mais profunda que a do Magmatismo Rio Ceará-Mirim (OLIVEIRA, 1993). Este evento magmático foi definido com base em afloramento localizado na borda sul da BP, apresentando idades radiométricas (Ar-Ar) com idade de  $93,1 \pm 0,8$  Ma (SOUZA et al., 2004).

- Magmatismo Macau: ocorre intercalado aos sedimentos da sequência regressiva e no embasamento adjacente à bacia, sendo datados pulsos no Eoceno/Oligoceno com idades distribuídas entre 70-65 e 9-6 Ma, com picos entre  $48,9 \pm 2,9$  e  $31,4 \pm 1,5$  Ma. Um pulso mais novo no Mioceno com idade mínima de  $14,7 \pm 0,9$  Ma é datado com base em relações estratigráficas em poços na porção submersa da bacia (PESSOA NETO, 1999). Configura uma faixa de largura em torno de 40km e direção N-S, sugerindo um campo de stress extensional E-W durante a sua intrusão. Ocorre desde a BP *offshore* até o centro de Pernambuco, sob a forma de *plugs*, diques, derrames e soleiras de olivina basalto, localmente vesicular, afanítico, algumas vezes com textura botrioidal (MAYER, 1974). Sua intrusão provocou um ajuste espacial, que se manifesta através da grande quantidade de falhas transcorrentes rasas na BP (DANTAS et al., 1999). A assinatura bastante alcalina juntamente com a abundância dos xenólitos peridotíticos sugere fonte mantélica profunda (MAYER, 1974).

## 2.4- Arcabouço Estrutural

Bertani et al. (1990) simplificam o arcabouço estrutural da BP em três feições morfo-estruturais: grábens, altos internos e plataformas rasas (Figuras 5 e 6).

Os grábens da parte terrestre estão representados pelos Grábens de Apodi, Umbuzeiro, Guamaré e Boa Vista, exibindo feições lineares de direção NE-SW, forma assimétrica, limitados a sudeste e sudoeste por falhas que ultrapassam 5000 m de rejeito. Os grábens da parte submersa também são assimétricos e orientados aproximadamente paralelos à atual linha de costa. Os grábens estão preenchidos por seqüências sedimentares do Cretáceo Inferior.

Os altos internos correspondem às cristas alongadas do embasamento separando os principais grábens. São compostos por blocos de gnaisses, migmatitos ou xistos soerguidos por falhas normais. Os principais altos internos são os Altos de Quixaba, Serra do Carmo e Macau, subparalelos aos eixos dos grábens

adjacentes. As seqüências do Cretáceo Inferior estão ausentes sobre os altos internos devido à erosão ou não-deposição.

As plataformas rasas do embasamento de Touros e Aracati flanqueiam os grábens centrais a este e oeste. Essas plataformas são normalmente recobertas por sedimentos do Aptiano e Cretáceo Superior na parte terrestre e também por seqüências terciárias na parte marítima.

Segundo Matos (1992) o Rifte Potiguar foi implantado sobre as rochas do embasamento cristalino, aproveitando seu *trend* predominante de direção NE-SW, durante o Cretáceo Inferior, sendo o Sistema de Falhas de Carnaubais o principal sistema do Rifte Potiguar. Hackspacher & Oliveira (1984) associaram o Sistema de Falhas de Carnaubais a uma possível reativação da Zona de Cisalhamento de Portalegre de idade brasileira.

Hackspacher et al. (1985) interpretam as estruturas de direção NW-SE, também presentes na bacia, como produto de reativações pós-campanianas. Matos (1992) define estas estruturas como sendo falhas de transferência durante a fase rifte inicial. Cremonini et al. (1996) caracterizam este padrão de falhamento NW-SE e NE-SW na porção submersa da bacia como sendo o produto de superposição de fases de rifteamento.

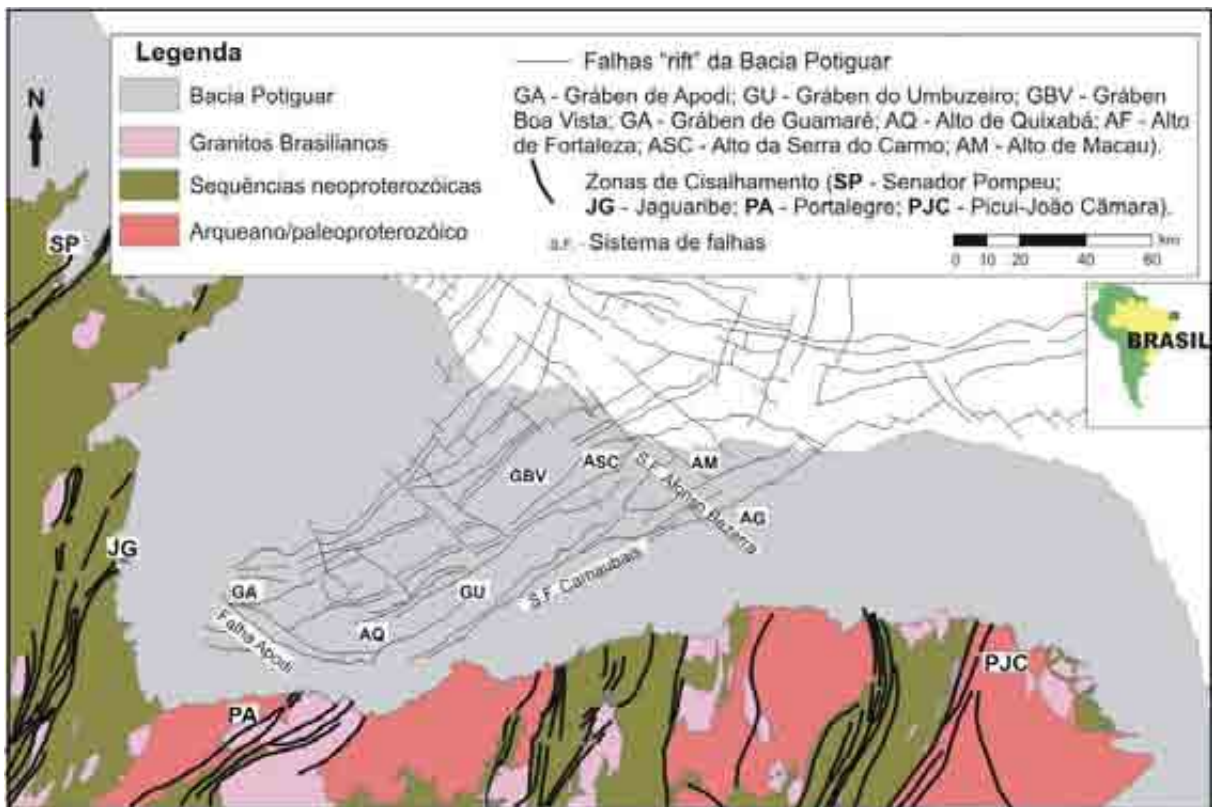


Figura 5- Mapa simplificado dos principais elementos do arcabouço estrutural da Bacia Potiguar (modificado de ANGELIM et al., 2007).

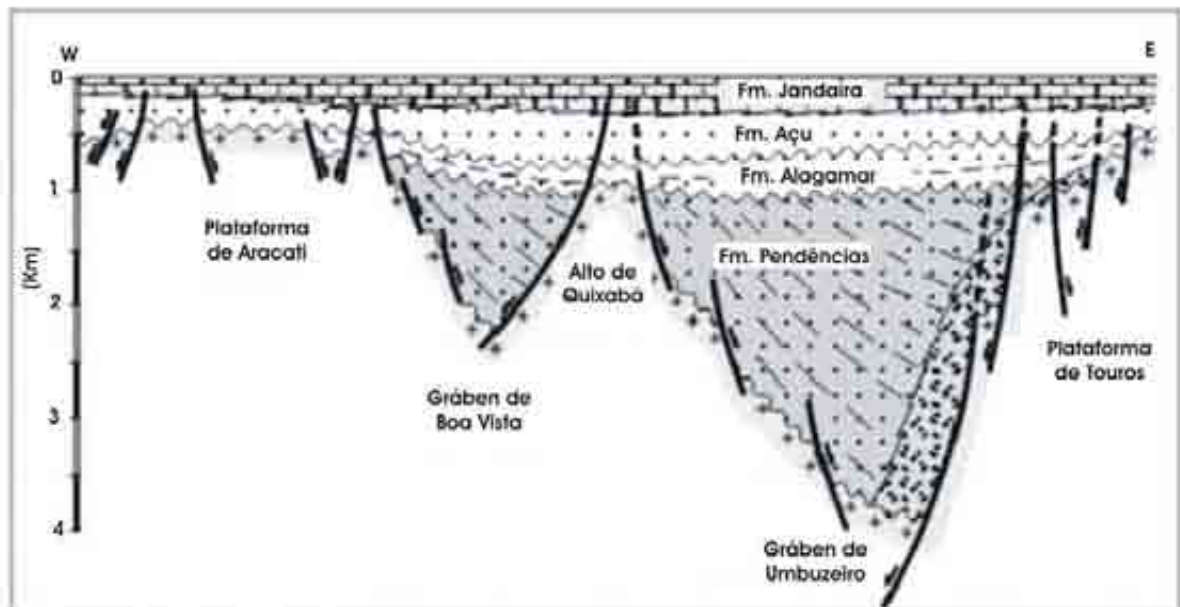


Figura 6- Perfil Esquemático da Bacia Potiguar (Modificado de BERTANI et al., 1990).

## 2.5- Evolução tectono-sedimentar

Segundo Neves (1987), a BP representa um rifte intracontinental, em sua porção emersa e uma bacia do tipo *pull-apart* na sua porção submersa. Há vários modelos para explicar a origem do rifte da bacia, com controvérsia entre autores

sobre a orientação dos esforços e os mecanismos que atuaram na época de sua geração.

Bertani et al. (1985) propuseram um modelo de origem e evolução da bacia, segundo o qual a fase rifte seria originada durante o Neocomiano, através de um estiramento e afinamento crustal causado por esforços distensivos de direção E-W. Esta direção, também sugerida por Mello (1987) para a formação do Rifte Potiguar, é associada aos esforços atuantes durante a abertura da margem leste brasileira.

Uma evolução transtensional é proposta pelo modelo de Françolim & Szatmari (1987), segundo o qual a separação entre os continentes Sul-Americano e Africano teve início no Jurássico Superior, através de um fraturamento de milhares de quilômetros de extensão, iniciado ao sul do antigo bloco continental e progressivamente alastrado em sentido norte no Cretáceo Inferior, através de um movimento predominantemente divergente E-W. Segundo Oliveira (1993) o magmatismo do Rio Ceará-Mirim preencheu juntas extensionais nesta direção. A idade do magmatismo (média de 145 a 130 Ma) permite correlacionar o referido evento com o tectonismo gerador da abertura do Atlântico Sul e com a formação da fase rifte das bacias costeiras, em especial o Rifte Potiguar.

Uma rotação de sentido horário na Placa Sul-Americana em relação à África ocorreu no início da separação devido ao movimento divergente a sul ser maior do que a norte, causando compressão a oeste do pólo e distensão a leste, ambas de direção N-S. Esse regime de esforços ocasionou a formação e reativação de numerosas falhas normais de direção aproximadamente E-W na Província Borborema, originando os grábens da atual porção submersa da bacia. As numerosas falhas de direção NE-SW preexistentes foram reativadas por movimentos transcorrentes dextrais, com movimentação transtensional em seu extremo NE e transpressional em seu extremo SW. Dessas falhas, a de maior importância é a de Carnaubais-Portalegre, que propiciou a formação do Gráben Pendência, preenchido pela formação homônima.

No Aptiano a Província Borborema foi submetida apenas a uma distensão de direção N-S, interrompendo a movimentação transcorrente dextral e sedimentação da BP emersa. O rifteamento, no entanto, continuou através de falhas de direção E-W, com deposição de sedimentos na parte submersa da bacia.

O movimento divergente E-W entre os continentes Sul-Americano e Africano teve início no Albiano. Essa movimentação causou cisalhamento lateral dextral na

atual margem equatorial brasileira e permitiu a entrada do mar albiano que causou a grande transgressão marinha da BP, gerando os sedimentos marinhos transgressivos das formações Açú, Ponta do Mel, Membro Quebradas e a Formação Jandaíra, entre o Albiano e o Campaniano. No Santoniano movimentos transcorrentes/transformantes ocorreram ao longo da margem equatorial brasileira, associados a movimentos divergentes E-W entre as placas. No Maastrichtiano um evento compressivo de direção N-S, atuante na porção ocidental da bacia, soergueu a plataforma carbonática da Formação Jandaíra e possivelmente reativou numerosas falhas. A seqüência marinha regressiva - formações Tibau, Guamaré e Ubarana – foi depositada nessa fase.

Matos (1992, 1999) e Texeira (1991) propuseram pelo menos três importantes estágios tectônicos, em resposta à dinâmica das placas tectônicas durante o início da fragmentação do Gondwana, denominados de Sin-Rifte I, Sin-Rifte II e Sin-Rifte III. Sendo que a evolução do Rifte Potiguar teria se dado através de duas das principais fases de rifteamento. Durante a fase Sin-Rifte II, entre o Neocomiano e o Eobarremiano, teria ocorrido a formação da bacia e seu preenchimento mais expressivo. Esta fase seria originada através de esforços distensivos máximos de direção WNW-ESE. Durante o Neobarremiano e o Eoaptiano ocorreu uma nova fase de rifteamento denominada de Sin-Rifte III. Esta fase foi originada por esforços distensivos máximos que passaram a atuar segundo a direção aproximadamente E-W, causando ruptura principalmente na porção submersa da bacia.

Pessoa Neto et al. (2007) consideraram que o preenchimento sedimentar da BP se deu em duas fases de rifteamento (Rifte I e Rifte II), cujo registro estratigráfico é correspondente ao conjunto de seqüências continentais que compõem a Superseqüência Rifte; uma fase aqui pós-Rifte, que corresponde a Superseqüência do mesmo nome, e a fase Termal constituída pelos conjuntos de seqüências marinhas transgressivas e regressivas, que compõem a Superseqüência Drifte.

De maneira geral, na literatura disponível, há uma discussão sobre a existência de dois eventos que marcaram a transição do Mesozoico para o Cenozoico e que são representativos para a evolução tectono-sedimentar da era cenozoica: o Magmatismo Serra do Cuó e o soerguimento da BP no Mesocampaniano, ambos ainda no final do Mesozoico.

O Magmatismo Serra do Cuó, segundo Pereira (1992), seria o indício de um evento tectônico intraplaca que ocorreu no interior do continente e gerou uma

discordância de caráter erosivo (subaérea e submarina), no Neoturoniano/Eocomiano. Lima Neto (1985) localiza esse magmatismo entre o Santoniano e o Campaniano, a partir de datações feitas em diques de diabásio. Matos (1993) afirmou que o limite Cretáceo/Paleógeno, onde ocorreu esta discordância, corresponde à fase de grande erosão campaniana das seqüências cretáceas.

Diversos autores consideram que a transição Mesozoico-Cenozoico na Bacia Potiguar foi marcada por uma erosão generalizada, ratificada pela discordância sobre as formações Jandaíra e Ubarana e posterior deposição da Sequência Marinha Regressiva. Nesta transição, a Bacia Potiguar estaria submetida à forte compressão N-S, responsável por falhamentos reversos e dobras nas formações Açu e Jandaíra e, ainda, reativação de estruturas pré-existentes (FRANÇOLIN & SZATIMARI, 1987).

Cremonini e Karner (1995) sugerem que o fluxo de calor proveniente da crosta oceânica, que se formava ao longo da margem equatorial brasileira, teria provocado o soerguimento regional, responsável pela erosão generalizada e reativações de falhamentos importantes, como os do Sistema de Falhas de Afonso Bezerra.

Diferentemente do Mesozoico, o tectonismo atuante no Cenozoico apresenta menor expressividade regional, contudo ocorreram eventos como a reativação de importantes falhas (sistemas de falhas de Carnaubais e de Afonso Bezerra), dobramentos com grandes comprimentos de onda e eixos orientados na direção N-S, resultantes de esforços compressivos E-W que afetaram a Bacia Potiguar no Paleógeno-Neógeno (CREMONINI, 1993) e reativações tectônicas associadas a intrusões básicas relacionadas à Formação Macau (COSTA NETO, 1985). Além disso, regiões arqueadas durante o Mesozoico teriam sofrido alívio de pressão no Paleógeno, devido aos ajustes internos da placa Sul-Americana, os quais permitiriam a ascensão de magmas relacionados aos litotipos da Formação Macau (SIAL, 1975).

O Paleógeno-Neógeno representa o período onde a movimentação do Sistema de Falhas de Afonso Bezerra teria sido mais complexa. Para Hackspacker et al. (1985), Oliveira et al. (1993) e Dantas (1998), o tectonismo que gerou o Magmatismo Macau corresponde ao mesmo evento relacionado a uma das fases de reativação mais importante deste sistema de falhas, com cinemática dextral.

O atual sistema de tensões atuantes na crosta e o regime tectônico vigente na bacia provocam reativações de estruturas pretéritas inseridas no arcabouço estrutural da bacia. Muitos trabalhos sugerem essa reativação recente para o par conjugado formado pelas falhas de Carnaubais (NE-SW) e Afonso Bezerra (NW-SE).

Bezerra et al. (2001) ressaltaram a existência de diversas informações existentes na bacia, como traço de fissão, vulcanismo intraplaca, soerguimento de depósitos costeiros, paleodrenagem e sismologia que podem ser utilizados para a melhor caracterização do quadro tectônico cenozoico da Bacia Potiguar. Eles reconheceram a origem e reativações de diversos falhamentos durante o Cenozoico e apontaram também a carência de dados geocronológicos.

## 2.6- Principais sistemas de falhas

Fortes (1982) determinou que os grandes lineamentos (NE-SW e NW-SE) da Bacia Potiguar são reconhecidos por fraturamento intenso, silicificações e acentuadas variações de cor do solo. Ainda neste contexto, nas zonas de falhas, seriam frequentes a lixiviação controlada por diáclases e feições morfológicas menores, tais como suaves degraus topográficos ou encaixe de vales de drenagem.

Hackspacker et al. (1985) relacionaram a ocorrência de fanglomerados, incluindo brechas de tálus e conglomerados polimícticos polimodais, brechas de falha, falhas escalonadas, além do condicionamento morfológico, no reconhecimento específico da Falha de Afonso Bezerra. Estes autores consideraram a Falha de Afonso Bezerra como o mais importante lineamento do sistema frágil de direção NW-SE da Bacia Potiguar. Posteriormente, Oliveira et al. (1993) a definiram como um agrupamento de fraturas que se alinha segundo a direção NW-SE e se estendem desde o sul de Lages (RN), adentrando-se a Bacia Potiguar até sudeste de Macau (RN), alcançando cerca de 200 km de comprimento e 5 a 20 km de largura.

Segundo Matos (1993), o processo de reativação de Falha de Afonso Bezerra pode estar associado tanto ao limite Cretáceo/Paleógeno relacionado à grande erosão campaniana das seqüências cretáceas, como ao tectonismo que gerou o Magmatismo Macau (20-40 Ma).

Srivastava & Corsino (1984) postularam que, no Cenozoico, o litoral entre Aracati (CE) e Touros (RN) esteve submetido a um tectonismo essencialmente vertical de antigos falhamentos devido a manifestações vulcânicas. Eles propuseram

a existência de três compartimentos tectônicos limitados pelas falhas de Jaguaribe, a oeste, Areia Branca, no centro, e Carnaubais a leste.

Françolin & Szatimari (1987) identificaram reativações associadas à falha de Carnaubais na porção emersa da bacia. Esta teria sido originada de um evento compressivo de direção aproximada N-S.

Bezerra et al. (1997 e 1998), Caldas (1998) e Dantas et al. (1997) reconheceram uma reativação recente na Falha de Carnaubais. Datações por  $^{14}\text{C}$  indicam que o bloco SE da falha foi soerguido de 1 a 3 m em relação ao bloco NW entre aproximadamente 4000 - 2800 anos atrás. Caldas et al. (1997) mostraram que esta falha afeta rochas de idade quaternária, e que ela apresenta movimentação dextral, com uma componente extensional. Bezerra (2000) confirmou, através de análise do campo atual de tensões e da orientação do plano de falha, a movimentação dextral. Fonseca (1996) também apontou movimentação direcional dextrógira, com base em deflexões de cursos fluviais a oeste do rio Açu.

Caldas (1998) produziu um mapa de componente regional topográfica, que mostrou o controle das feições regionais topográficas pelo par conjugado formado pelas falhas de Carnaubais e Afonso Bezerra (Figura 7). A componente residual da topografia evidenciou que os vales dos rios de direção NW são truncados exatamente na região onde a Falha de Carnaubais se projeta na superfície. Este fato foi interpretado como uma evidência de que os últimos movimentos de importância ocorreram na Falha de Carnaubais (Figura 8).

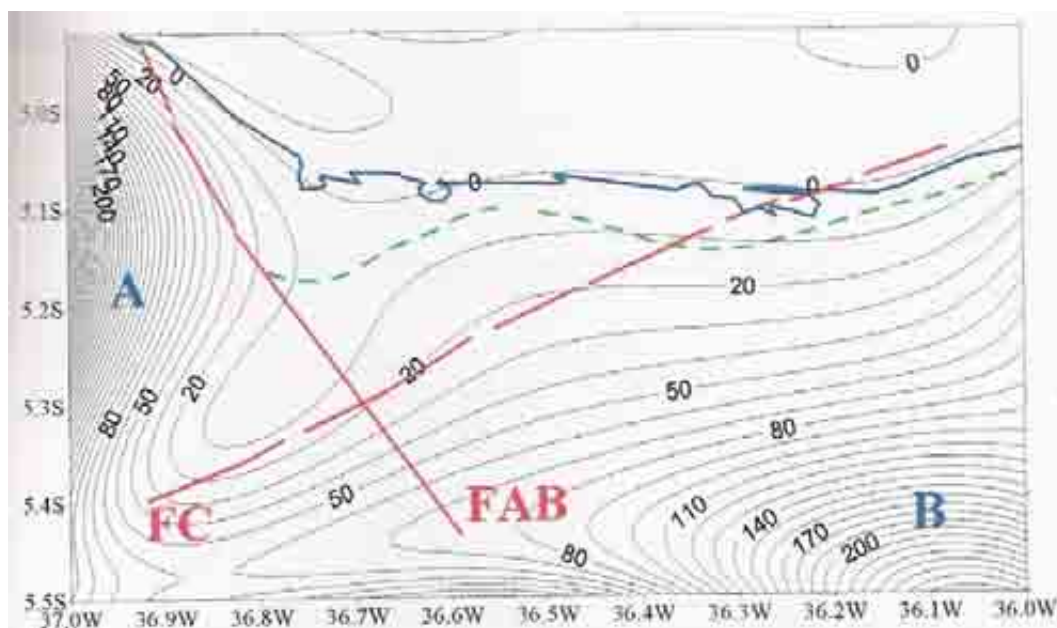


Figura 7- Topografia regional com superposição das Falhas de Carnaubais e Afonso Bezerra. A linha em azul representa o litoral e, em verde, a paleolinha da costa de ~5000 anos atrás (Fonseca 1996). A e B são blocos topográficos (CALDAS, 1998).

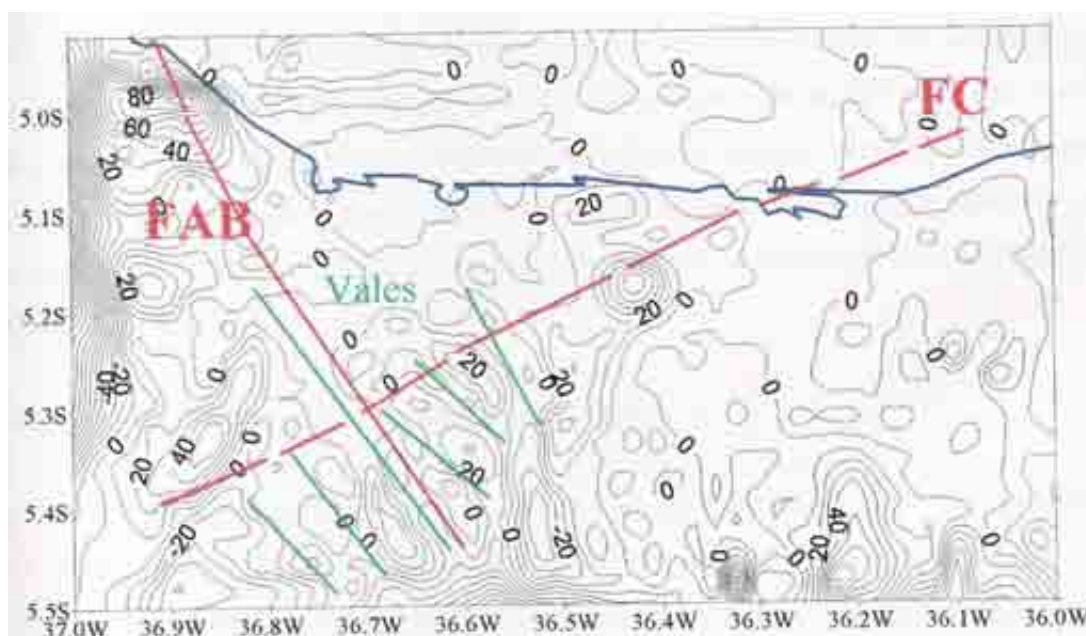


Figura 8- Topografia residual com superposição das falhas de Carnaubais e Afonso Bezerra. A linha em azul representa o litoral e, em verde, os vales (CALDAS, 1998).

# **CAPITULO III- 1º ARTIGO: Sedimentação e Deformação Tectônica cenozoicas na porção central da Bacia Potiguar**

*MOURA-LIMA, E.N.; SOUSA, M.O.L.; BEZERRA, F.H.R.; AQUINO, M.A.; VIEIRA, M.M.; LIMA-FILHO, F.P.; FONSECA, V.P. & AMARAL, R.F. 2010. Sedimentação e Deformação Tectônica Cenozoicas na Porção Central da Bacia Potiguar. Geologia USP: Série Científica. São Paulo, v. 10, n. 1, p. 15-28, 2010.*

## Sedimentação e Deformação Tectônica Cenozoicas na Porção Central da Bacia Potiguar

### *Cenozoic Sedimentation and Tectonic Deformation in the Central Part of the Potiguar Basin*

Elissandra Nascimento Moura-Lima<sup>1,2</sup> (elissandramoura@yahoo.com), Maria Osvalneide Lucena Sousa<sup>3</sup> (molucena@geologia.ufm.br), Francisco Hilário Rego Bezerra<sup>1,4</sup> (bezerrafh@geologia.ufm.br), Milena Rocha de Aquino<sup>5</sup> (maquino@te.cprm.gov.br), Marcela Marques Vieira<sup>4</sup> (marcela@geologia.ufm.br), Francisco Pinheiro Lima-Filho<sup>1,4</sup> (pinheiro@geologia.ufm.br), Vanildo Pereira da Fonseca<sup>4</sup> (vanildo@ufnet.br), Ricardo Farias do Amaral<sup>1,4</sup> (ric@ufnet.br)

<sup>1</sup>Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica - CCET - UFRN  
Caixa Postal 1.596 - Campus Universitário - Lagoa Nova, CEP 59078-970, Natal, RN, BR

<sup>2</sup>Bolsista (doutoranda) Agência Nacional do Petróleo

<sup>3</sup>Bolsista CNPq/CTPEIRO - UFRN, Natal, RN, BR

<sup>4</sup>Departamento de Geologia - CCET - UFRN, Natal, RN, BR

<sup>5</sup>Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Teresina, PI, BR

Recebido em 12 de janeiro de 2009; aceito em 18 de setembro de 2009

### RESUMO

As coberturas sedimentares cenozoicas ocorrem ao longo de toda costa brasileira e frequentemente são descritas informalmente como uma unidade única. Quanto à evolução tectônica, os estudos sobre as bacias sedimentares brasileiras se concentram em sua fase rifte, enquanto a fase pós-rifte tem sido considerada um período de pouca atividade. Na Bacia Potiguar, embora as unidades cretáceas pós-rifte sejam bem investigadas, as coberturas sedimentares neogênicas e quaternárias, incluindo suas identificação e diferenciação, são pobremente conhecidas. Alguns trabalhos anteriores têm demonstrado que unidades sedimentares pós-rifte aparentemente não deformadas exibem um complexo padrão deformacional em todas as escalas de observação, contudo o estudo dessa deformação geralmente não tem abrangido as coberturas neogênicas e quaternárias. O principal objetivo deste estudo é a caracterização de unidades sedimentares cenozoicas aflorantes e da tectônica associada, na porção central da Bacia Potiguar, estado do Rio Grande do Norte, Brasil. O estudo se concentrou na descrição da Formação Barreiras e coberturas aluviais quaternárias, depósitos marinhos e eólicos, na escala 1:100.000. Análises de fácies, estudos granulométricos e datação por luminescência foram realizados. Dez unidades sedimentares litoestratigráficas informais e formais foram descritas, em adição ao embasamento cristalino pré-cambriano. Os principais resultados indicam que muitos depósitos aluviais quaternários eram anteriormente mapeados como a Formação Barreiras, de idade miocênica. Foi possível determinar os novos limites dos depósitos sedimentares quaternários e sua relação com unidades mais antigas. Adicionalmente, foi possível identificar os maiores sistemas de falhas na bacia, que apresentam direções NW-SE e NE-SW, que coincidem com as macroformas do relevo. Assim, estes maiores sistemas de falha, especialmente o sistema de direção NW-SE, controla a deposição de unidades sedimentares cenozoicas.

**Palavras-chave:** Tectônica; Bacia Potiguar; Cenozoico.

### ABSTRACT

Neogene and Quaternary sedimentary covers occur along the Brazilian coast and have been frequently described together as a single unit. The study of Brazilian sedimentary basins concentrates on their rift phase, whereas the post-rift phase has been considered a tectonic quiescent period. In the Potiguar basin, although post-rift Cretaceous units are well investigated, the Neogene and Quaternary sedimentary covers, as well as their identification and differentiation, are still

poorly known. A few previous studies have demonstrated that post-rift sedimentary units with no apparent deformation have a complex deformation pattern in all scales of observation. The study of this deformation, however, did not include Neogene and Quaternary units. The main aim of the present study is the characterization of Neogene and Quaternary sedimentary units that outcrop in the central part of the Potiguar Basin, State of Rio Grande do Norte, Brazil, and related tectonics. The study has concentrated on the description of the Barreiras Formation and overlying Quaternary alluvial, marine, and aeolian deposits at 1:100,000 scale. Facies analyses, grain size studies, and luminescence dating were carried out. Ten informal and formal lithostratigraphic sedimentary units were described, in addition to the Precambrian crystalline basement. The main results indicate that several Quaternary alluvial deposits were previously mapped as the Miocene Barreiras Formation. It was possible to locate the new boundaries of the Quaternary sedimentary deposits and their stratigraphic relationships with older units. In addition, it was possible to identify the major fault systems in the basin that show NW- and NE-trending directions, which coincide with macro landforms. It follows that these major fault systems, mainly the NW-trending system, control the deposition of Neogene and Quaternary sedimentary units.

**Keywords:** Tectonics; Potiguar basin; Cenozoic.

## INTRODUÇÃO

Grande parte dos estudos das bacias sedimentares da margem continental brasileira concentra-se na sua fase ríft. Em várias regiões, os movimentos crustais pós-ríft, em especial do Pós-Oligoceno, são pouco ou nada investigados, acarretando a falsa ideia de que tais bacias representam áreas estáveis (Bezerra et al., 2008). Quando cartografadas, em muitos casos, as falhas cenozoicas descritas limitam-se às feições de mesoescala não relacionadas ao relevo. Dessa forma, o período pós-ríft tem sido considerado um período de poucas falhas, sem expressão topográfica ou influência na sedimentação.

Coberturas sedimentares neogênicas e quaternárias ocorrem em todas as bacias sedimentares do Brasil, mas são normalmente agrupadas como uma única unidade informal, denominada “Coberturas sedimentares cenozoicas, terciárias ou quaternárias”. Algumas tentativas já têm sido feitas para diferenciar esses depósitos de unidades mais antigas, tendo como base suas características sedimentares, possíveis controles locais das áreas fontes, sistemas deposicionais e cronologia absoluta (e.g., Rossetti, 2004; Rozo et al., 2005).

A exemplo do que acontece em outras bacias da margem continental do Brasil, o estudo das unidades litoestratigráficas da sequência pós-ríft na Bacia Potiguar concentrou-se nas unidades cretáceas: as formações Açú e Jandaíra. As coberturas neogênicas e quaternárias, no entanto, foram pouco abordadas e geralmente são agrupadas como Formação Barreiras e Coberturas Quaternárias (Figura 1).

Até o presente, foi dada pouca importância ao padrão de deformação em superfície na Bacia Potiguar. Tem sido comum apenas a identificação em escala regional de alguns lineamentos, que, em geral, são traçados no embasamento cristalino e interrompidos no contato com a Bacia Potiguar, sugerindo que certas estruturas não afetam

tal bacia. Entretanto numerosos trabalhos (e.g., Hackspacher et al., 1985; Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2001; Nogueira, Bezerra, Castro, 2006) têm demonstrado que as rochas aparentemente não deformadas apresentam, na verdade, um complexo padrão estrutural em todas as escalas de observação.

Este trabalho tem como objetivo a diferenciação de depósitos sedimentares cenozoicos aflorantes na porção central da Bacia Potiguar e, ainda, o reconhecimento de estruturas tectônicas que afetam esses depósitos. A caracterização das unidades neogênicas e quaternárias e de sua deformação pode possibilitar o reconhecimento da influência das reativações de grandes sistemas de falhas nos processos deposicionais e pós-deposicionais destas unidades.

A área estudada está localizada na porção centro-setentrional do Rio Grande do Norte, entre os paralelos 04° 55' - 05° 39' de latitude sul e os meridianos 36° 30' - 37° 00' de longitude oeste (Figura 1). Exceto a porção abaixo da latitude 05° 30' S, a área corresponde às cartas topográficas da SUDENE SB24-X-D-II e SB24-X-V (Folha Macau).

O mapeamento geológico foi realizado originalmente na escala 1:100.000, com auxílio de imagens de satélite e radar e de um mapa base obtido a partir da compilação preliminar de 17 mapas geológicos derivados de relatórios de graduação, dissertações de mestrado e teses de doutorado feitos na área da Folha Macau, além da descrição de mais de 700 afloramentos (Bezerra et al., 2006).

## CONTEXTO GEOLÓGICO

### Unidades geológicas

A área estudada engloba rochas pré-cambrianas dos grupos Caicó e Seridó, sequências vulcanossedimentares mesozoicas-cenozoicas relacionadas à Bacia Potiguar e

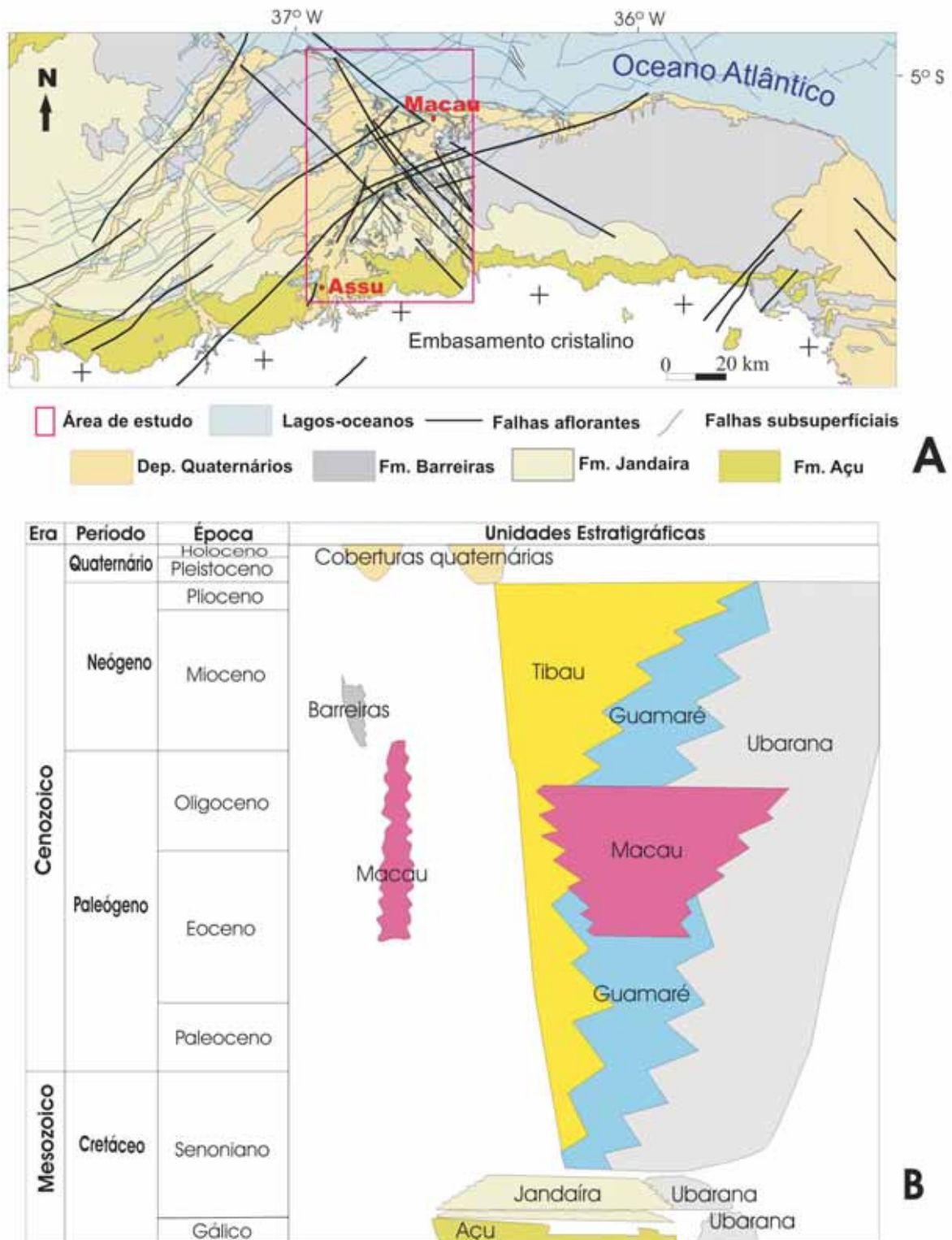


Figura 1. A. Localização da área de estudo, em relação à Bacia Potiguar (mapa resultante da integração simplificada de vários mapas anteriores). B. Parte da coluna estratificada da Bacia Potiguar, abrangendo unidades ilustradas no mapa da Figura 1A (simplificada de Araripe e Feijó, 1994).

registros sedimentares continentais e costeiros neogênicos e quaternários.

O substrato da Bacia Potiguar é caracterizado pela ocorrência de rochas gnáissico-migmatíticas do Grupo Caicó, rochas supracrustais do Grupo Seridó e corpos graníticos neles intrusivos. Estas unidades caracterizam a Faixa Seridó, um dos domínios da Província Borborema (Almeida, Brito Neves, Carneiro, 2000).

As rochas da Bacia Potiguar estão divididas em três grupos (Souza, 1982; Araripe e Feijó, 1994): Areia Branca, Apodi e Agulha. O Grupo Areia Branca possui conteúdo predominantemente siliciclástico e ocorre sobreposto ao embasamento cristalino de forma discordante, reunindo as formações Pendência, Pescada e Alagamar, de idades que variam desde o Valanginiano ao Paleo-Albiano. O Grupo Apodi é formado por rochas siliciclásticas e carbonáticas das formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas e Jandaíra, que datam do Albiano ao Campaniano. Rochas siliciclásticas e carbonáticas do Grupo Agulha, que abrange as formações Ubarana, Guamaré, Tibau e Barreiras, foram depositadas no intervalo de tempo que varia do Campaniano ao Plioceno. Associados a estas unidades litoestratigráficas sedimentares, ocorreram eventos magmáticos: Magmatismo Rio Ceará-Mirim (Toarciano ao Albiano), Magmatismo Serra do Cuó (Santoniano e Campaniano) e Magmatismo Macau (Oligoceno ao Mioceno).

Desta sequência vulcanossedimentar, quatro unidades litoestratigráficas mesozoico-cenozoicas afloram: formações Açú, Jandaíra e Barreiras, e Magmatismo Macau. Apenas as duas últimas unidades citadas são de idade cenozoica, portanto objetos de estudo deste artigo, que ainda inclui as coberturas sedimentares quaternárias.

As rochas máficas relacionadas ao Magmatismo Macau formam corpos subvulcânicos a vulcânicos. Na área plataformal, os derrames de olivina basaltos atingem espessuras da ordem dos 1.500 m na região dos *canyons* submersos (Araripe e Feijó, 1994). Estudos de microfósseis (Souza, 1982) em unidades sedimentares intercaladas ao pacote vulcânico permitiram posicionar este magmatismo entre o Oligoceno e Mioceno. Datações recentes, utilizando o método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , forneceram idades de  $24,6 \pm 0,8$  Ma (Souza et al., 2003) para as rochas do *neck* vulcânico do Pico do Cabugi (Lages-RN); pulsos vulcânicos datados em 17 Ma foram encontrados em poços na porção submersa da Bacia Potiguar (Araripe e Feijó, 1994; Mizusaki et al., 2002).

A Formação Barreiras recobre rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas e rochas sedimentares cretáceas do Grupo Apodi. Estudos em diferentes regiões do Brasil sugeriram que os sedimentos da Formação Barreiras foram depositados em um sistema fluvial entrelaçado, associado a leques aluviais (Morais et al., 2006), com influência de

marés na porção mais distal do sistema (Arai, 2006; Rosseti, 2006) ou ainda fluvial meandrante a estuarino (Araújo et al., 2006).

A idade das rochas da Formação Barreiras ainda é motivo de debate, embora sua correlação com o Grupo Agulha seja a mais aceita. Lima (2008) atribuiu idades que variam entre 17 e 22 Ma para as rochas da Formação Barreiras, utilizando a datação de óxidos de manganês e óxidos/hidróxidos de ferro supergênicos por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  e (U,Th)/He, respectivamente, o que permitiu determinar a idade de precipitação destes minerais. Arai (2006) encontrou resultados semelhantes através da datação do conteúdo microfossilífero da Formação Barreiras, em seu estudo sobre a origem desta formação.

De modo geral, as coberturas sedimentares neogênicas e quaternárias pós-Formação Barreiras da Bacia Potiguar são simplificadas em mapas como “Coberturas Cenozoicas”. Mais recentemente, Mont’Alverne et al. (1998) diferenciaram essas coberturas nas seguintes unidades: Paleodunas, Paleocascalheiras, Depósitos de praias, Depósitos de lagoas, Depósitos de planícies e canais de marés e, por fim, Depósitos Aluvionares. Angelim, Medeiros e Nesi (2006) renomearam esses depósitos e precisaram ainda mais os limites de suas ocorrências.

## Tectonismo cenozoico

O tectonismo cenozoico na Bacia Potiguar é representado principalmente por reativação de falhas da fase rifte (Sistema de Falhas de Carnaubais e Afonso Bezerra, NE-SW e NW-SE, respectivamente, por exemplo) e dobramentos com grandes comprimentos de onda e eixos orientados na direção N-S. Estas deformações são resultantes de esforços compressivos E-W que afetaram a bacia (Cremonini, 1993) e reativações tectônicas associadas a intrusões básicas da Formação Macau (Oliveira, 1998).

Sousa e Bezerra (2005) caracterizaram dois campos de tensões de idade pós-rifte na Bacia Potiguar. O primeiro atuou do Campaniano ao Mioceno e o segundo do Plioceno ao Holoceno. O primeiro campo afetou apenas as formações Açú e Jandaíra, até o final do Vulcanismo Macau e o início da deposição da Formação Barreiras, no Mioceno-Plioceno. Esta fase foi dominada por compressão predominantemente sub-horizontal de orientação aproximada N-S e distensão aproximada E-W. Provavelmente, este foi o mais importante campo de tensão na fase pós-rifte do ponto de vista de deformação, devido às estruturas com penetratividade e ampla distribuição na bacia. O segundo campo de tensões tem atuado do Plioceno ao Holoceno, sendo o único campo a ser observado na Formação Barreiras e sedimentos neogênicos e quaternários. Este campo de tensões é caracterizado por

distensão de direção aproximada N-S, desenvolvido em um domínio transcorrente (Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Sousa e Bezerra, 2005). Lima, Nascimento e Assumpção (1997) e Ferreira et al. (1998) descreveram um campo de tensões atual que coincide com o campo pós-paleogênico supracitado através de estudos envolvendo *breakout* e sismologia, respectivamente. A exemplo do que acontece no Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989; Sant'Anna, Schorscher, Riccomini, 1997; Riccomini e Assumpção, 1999), admite-se que variações destes dois campos de tensão são possíveis. No entanto estudos realizados na Bacia Potiguar (Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Sousa e Bezerra, 2005) não verificaram essas variações provavelmente devido à escassez de determinações geocronológicas em depósitos neogênicos e quaternários.

## UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS NEOGÊNICAS E QUATERNÁRIAS

### Magmatismo Macau

Na área estudada, os poucos afloramentos do Magmatismo Macau se concentram principalmente nas porções NE e SW (Figura 2), sendo representado por diabásios e basaltos, com textura fanerítica fina à afanítica, em forma de *plugs* e derrames; também podem apresentar estruturas vesiculares e xenólitos de rochas ultrabásicas. Na região centro-norte da área é frequente a presença de fragmentos de rocha com textura vesicular em forma de bastões arredondados distribuídos em basalto maciço; esta feição foi interpretada como fragmentos vulcânicos (bombas) lançados durante o derrame basáltico.

### Formação Barreiras

A Formação Barreiras ocorre principalmente ao longo da porção setentrional da área de estudo (Figura 2). Na porção ocidental, a formação aflora no topo da Serra do Mel, no extremo NW da área; nas porções mais baixas, encontra-se recoberta por Depósitos Aluviais Antigos. Na porção oriental da área, próximo ao rio Açu, os depósitos da Formação Barreiras encontram-se normalmente alinhados na direção NW-SE, compartimentados pelas falhas regionais. No entanto sua melhor exposição encontra-se nas falésias no litoral do extremo NW da área.

A Formação Barreiras é composta por conglomerados e arenitos ferruginosos, de cores variadas (vermelho, laranja, marrom, com porções roxas, amarelas, esbranquiçadas e creme), com matriz argilosa e abundantes concreções ferruginosas. O arcabouço é predominantemente quartzoso, com clastos subangulosos a subarredondados, de até poucos centímetros. Frequentemente tem-se a presença de ní-

veis ou camadas de siltitos e argilitos, intercalados a níveis conglomeráticos (Figura 3A). É comum a ocorrência de um nível laterítico, nem sempre contínuo, no topo da unidade.

### Depósitos Aluviais Antigos

A descrição das características sedimentares e deformacionais dos Depósitos Aluviais Antigos, antes mapeados como Formação Barreiras, recebeu mais ênfase, por corresponderem a uma das principais atualizações trazidas com este estudo.

Sob a designação de Depósitos Aluviais Antigos são incluídos os depósitos de antigos canais fluviais que, à medida que migraram para as cotas topográficas mais baixas, deixaram seus registros na forma de terraços aluviais. Destes canais que migraram ao longo do Pós-Oligoceno, o mais importante é o do rio Açu, com direção NNE. Esses sedimentos foram depositados sobre as rochas do embasamento cristalino e das formações Açu, Jandaíra e Barreiras (Figura 2).

A região apresenta uma grande densidade de exposições destes depósitos, cujas dimensões chegam a atingir até alguns milhares de metros quadrados, em especial em locais de retirada de material para construção civil. Em menor dimensão, observam-se afloramentos em barrancos de rio, cortes e leitos de estrada e, ainda, como materiais dispersos na superfície.

As litofácies que representam esta unidade são constituídas principalmente por conglomerados e arenitos, na forma de camadas com espessuras de poucos decímetros a muitos metros, que se intercalam numa relação de granodecrescência ascendente, indicando a diminuição de regime de fluxos (Figura 3B). Nem sempre a sequência completa de conglomerado na base com afinamento até as frações areno-argilosas no topo foi observada. As fácies conglomeráticas e areníticas ainda aparecem intercaladas, numa relação de descontinuidade temporal, com contatos marcados por superfícies erosivas. Dependendo do afloramento, apenas uma destas litofácies está presente.

O arcabouço dos conglomerados é constituído predominantemente por fragmentos de quartzo. O selecionamento é pobre, com a presença de grânulos até blocos de 40 cm. Os clastos são, de modo geral, arredondados, com média a baixa esfericidade. Uma ressalva deve ser feita quanto aos depósitos conglomeráticos da porção sudeste da área, cujo arcabouço também é composto predominantemente por quartzo. No entanto, nesta área há a presença mais significativa de outros componentes, como sílex, feldspato, arenito, granito, gnaisse, pegmatito, quartzito e basalto; outra diferença é o arredondamento dos seixos e blocos, que é menor, variando entre subanguloso e subarredondado. O contato entre os clastos do arcabouço dos

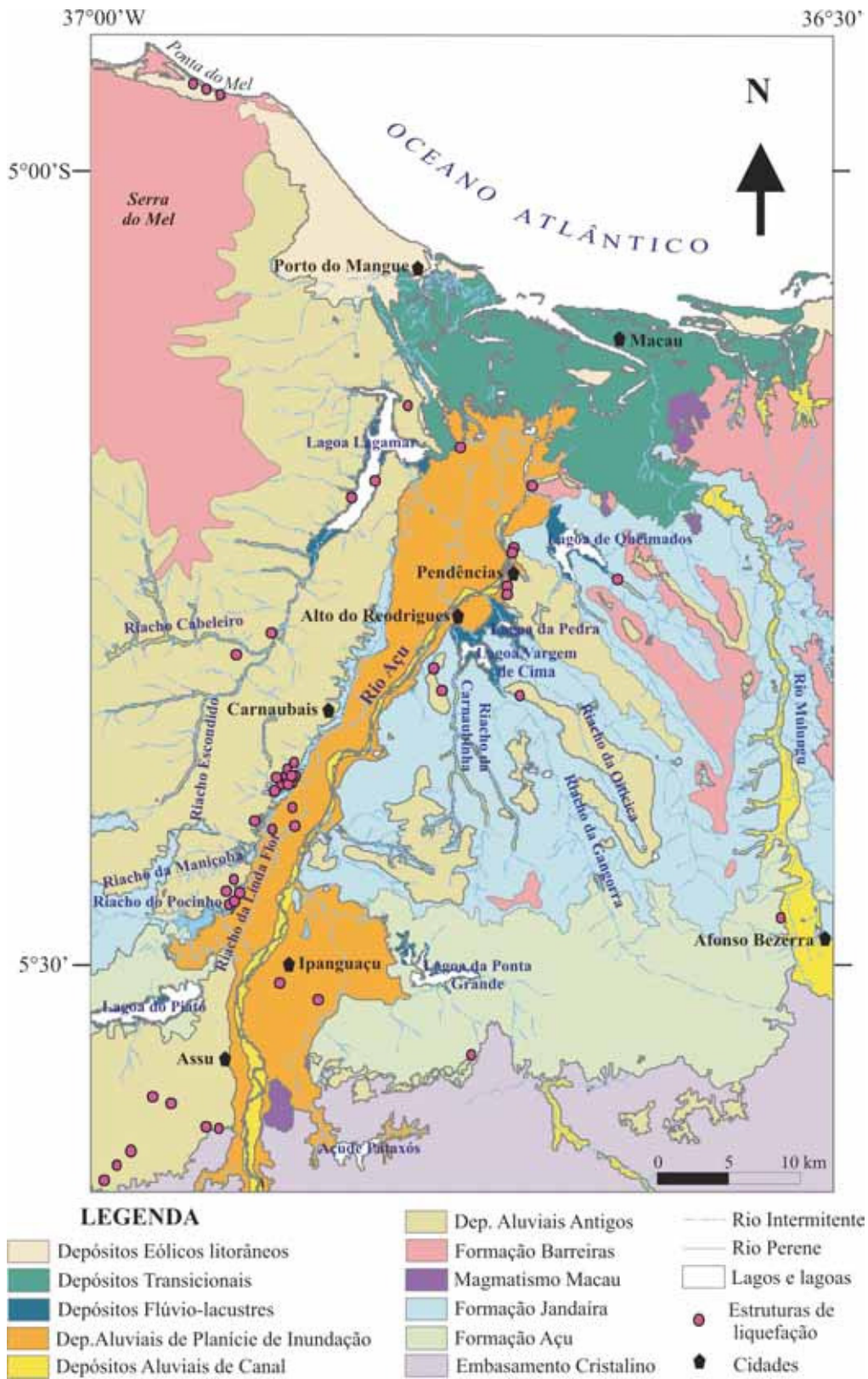


Figura 2. Mapa geológico da área de estudo.

conglomerados em geral é pontual. Raras vezes diferentes porções apresentam os extremos da classificação: ora contatos retos e ora flutuantes. Tratam-se, portanto, de conglomerados polimíticos suportados pelos clastos. A matriz é areno-argilosa, com predominância de quartzo na fração areia média a grossa. Quanto às cores e tonalidades, a matriz pode apresentar variações. Assim sendo, é comum encontrarem-se porções esbranquiçadas, alaranjadas ou avermelhadas; no entanto prevalecem as colorações avermelhadas decorrentes do cimento ferruginoso e da própria alteração diagenética da matriz.

Os arenitos são, de modo geral, quartzosos e possuem selecionamento pobre, com granulometria que varia entre média e grossa, sendo muitas vezes arenitos conglomeráticos. A matriz é siltica-argilosa, com cimento de óxido de ferro, que ratifica a coloração avermelhada das rochas. Estruturas primárias, como estratificações, não são facilmente identificadas.

De acordo com as análises granulométricas realizadas, pode-se efetuar uma correlação entre estes arenitos e a matriz dos conglomerados, já que possuem uma assinatura granulométrica parecida, apresentando curvas de percentagem acumulada com principais inflexões entre as frações areia fina e areia grossa (0,5 mm).

Uma outra fácies do arenito corresponde a uma rocha muito mais friável. O selecionamento é pobre a moderado, com granulometria variando entre fina e média. Há pouca matriz siltica-argilosa e incipiente cimentação por óxido de ferro. De forma genérica, trata-se de espessos pacotes de areia de até 5 m de espessura, cuja coloração transita entre o avermelhado e o esbranquiçado.

De cada fácies foram obtidas amostras para datação por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE), que pode datar a última exposição de um sedimento à luz solar. Considerando que a última exposição dos grãos à luz

solar foi no momento em que eles pararam de sofrer transporte e começaram a sofrer agradiação, a datação por luminescência pode fornecer a idade de deposição. Foram obtidas idades que variam aproximadamente de 13 Ka a 325 Ka (Tabela 1).

### Depósitos Aluviais de Canal

Estes depósitos encontram-se principalmente ao longo do atual canal do rio Açu e em seus afluentes intermitentes (Figura 2). Os sedimentos são predominantemente quartzosos de granulometria areia média a grossa. A presença de material mais fino (areia fina a argila) é variável; também podem ocorrer seixos e grânulos de quartzo e sílex, fragmentos de rocha e concreções ferruginosas, clastos de argila com até 2 cm, fragmentos de conchas e restos vegetais, misturados às areias. A seleção varia de moderada a pobre. A cor oscila de creme a marrom escuro devido à presença de matéria orgânica decomposta. As principais estruturas observadas são estratificações cruzadas tabulares e acanaladas e também marcas onduladas.

### Depósitos Aluviais de Planície de Inundação

Os Depósitos Aluviais de Planície de Inundação estão mapeados principalmente ao longo do rio Açu e em outras poucas drenagens mapeáveis na escala deste trabalho (Figura 2). Podem ocorrer capeando as demais unidades de mapeamento. São depósitos compostos por areias finas, siltes e argilas. A significativa presença de matéria orgânica confere aos mesmos as colorações acinzentadas, amarronzadas e esverdeadas. Apresentam laminações plano-paralelas e raras cruzadas do tipo *climbing-ripples*, representantes da interface tração-decantação. É comum a presença de gretas de contração.

**Tabela 1.** Idades referentes a datações pelo método de Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE), a partir de cristais de quartzo e feldspato.

Amostra	Latitude (grau decimal)	Longitude (grau decimal)	Dose Anual ( $\mu\text{Gy/ano}$ )	Cristal	Paleodose (Gy)	Idade (anos)
AN 1A	-5,6386334	-36,9914751	1,125 $\pm$ 26,5	quartzo	199	177.000 $\pm$ 21.800
AN 1B	-5,6386334	-36,9914751	880 $\pm$ 18,8	quartzo	130	150.000 $\pm$ 18.000
AN 4	-5,3911353	-36,874628	615 $\pm$ 12	quartzo	199	325.000 $\pm$ 28.500
MC 12	-5,28061111	-36,89272222	1,184 $\pm$ 93	feldspato	30,47	25.700 $\pm$ 3.300
MC 13 A	-5,26775	-36,90811111	1,942 $\pm$ 169	feldspato	51,04	26.300 $\pm$ 3.600
MC 16	-5,19319	-36,80452	1,042 $\pm$ 79	feldspato	49,27	47.300 $\pm$ 6.000
MC 18	-5,11333333	-36,79733333	1,402 $\pm$ 115	feldspato	18,22	13.000 $\pm$ 1.700
MC 19	-5,32886111	-36,88925	971 $\pm$ 72	feldspato	77,4	79.800 $\pm$ 9.900

## Depósitos Flúvio-Lacustres

Os registros flúvio-lacustres referem-se aos depósitos siliciclásticos finos (areias finas, silte e argilas) associados às lagoas da região (Figura 2). Quando presentes, as frações psamíticas a psamíticas sugerem a proximidade de áreas fontes. Ocorrem como depósitos de fundo de lagoa (ricos em matéria vegetal e/ou bioclastos) e nas suas margens, constituindo terraços e pequenos bancos (barras). A espessura aflorante máxima é de 2 m, embora espessuras maiores devam estar associadas a antigos canais fluviais abandonados. Também podem ocorrer lâminas salinas encontradas no assoalho dos lagos secos.

## Depósitos Transicionais

Os Depósitos Transicionais estão concentrados na região estuarina do rio Açú, incluindo suas margens e canais secundários (Figura 2). Estes depósitos estão associados à planície de maré e ocorrem nas áreas abrigadas da energia da costa por esporões arenosos e por ilhas barreiras.

São constituídos por areia fina a silte, pobremente selecionados e com alto teor de carbonato de cálcio e matéria orgânica. Esta unidade ainda compreende os sedimentos associados aos manguezais, que são compostos por lamas orgânicas (silte, argilas e, secundariamente, areias finas), intensamente bioturbados pela ação de crustáceos e moluscos, além de bivalves sésseis (*Ostrea* e *Casostrea*), que se prendem às raízes das plantas. De modo geral, os depósitos de mangue possuem maior proporção de matéria orgânica do que os demais depósitos transicionais, caracterizando-se pela ocorrência da biota típica (crustáceos, moluscos, vegetação mixohalina).

## Depósitos Eólicos Litorâneos

Os Depósitos Eólicos Litorâneos estão localizados em toda a faixa litorânea, sobretudo na porção oeste da área (Figura 2). São representados principalmente pelos campos de dunas móveis e de dunas fixadas pela vegetação. Os sedimentos são constituídos por fração areia fina a média, composta predominantemente por quartzo e, secundariamente, por minerais pesados e, ainda, por fragmentos de conchas de organismos marinhos. Os grãos são bem selecionados e subarredondados.

As dunas vegetadas ocorrem envolvidas por um cinturão de dunas não vegetadas do tipo barcanoide. Os depósitos litorâneos também incluem os sedimentos praias que são encontrados principalmente na zona de estirâncio. Estes são constituídos por areias inconsolidadas quartzosas com granulometria variando de fina até muito grossa, sendo rica em bioclastos e, algumas vezes, em minerais

pesados. Todos estes sedimentos estão submetidos à ação da atual dinâmica costeira, o que produz muitas variações morfológicas na praia, como a geração de terraços marinhos, cúspides praias, bermas e dunas primárias. Estes sedimentos são submetidos a um constante retrabalhamento (marinho e eólico), devido à ação dos processos costeiros.

## DEFORMAÇÃO TECTÔNICA

A tectônica cenozoica atuante na área é representada por estruturas mesoscópicas identificadas nas rochas das unidades aflorantes, desde o Magmatismo Macau aos Depósitos Aluviais Antigos, e ainda nas morfoestruturas de escala regional, que influenciam a disposição espacial dos depósitos aluviais, desde a Formação Barreiras aos depósitos aluviais recentes.

Nas rochas vulcânicas do Magmatismo Macau observam-se juntas e falhas, com cinemática e direção variadas, com predominância das falhas sinistrais NW-SE. As feições de alteração das rochas vulcânicas servem como excelentes marcadores de rejeito, registrando deslocamentos decimétricos em nódulos de alteração (Figura 3C). Ao longo das superfícies das venulações com espessura milimétrica, que cortam intensamente a rocha, o deslocamento também é evidenciado por estrias bem marcadas (Figura 3D).

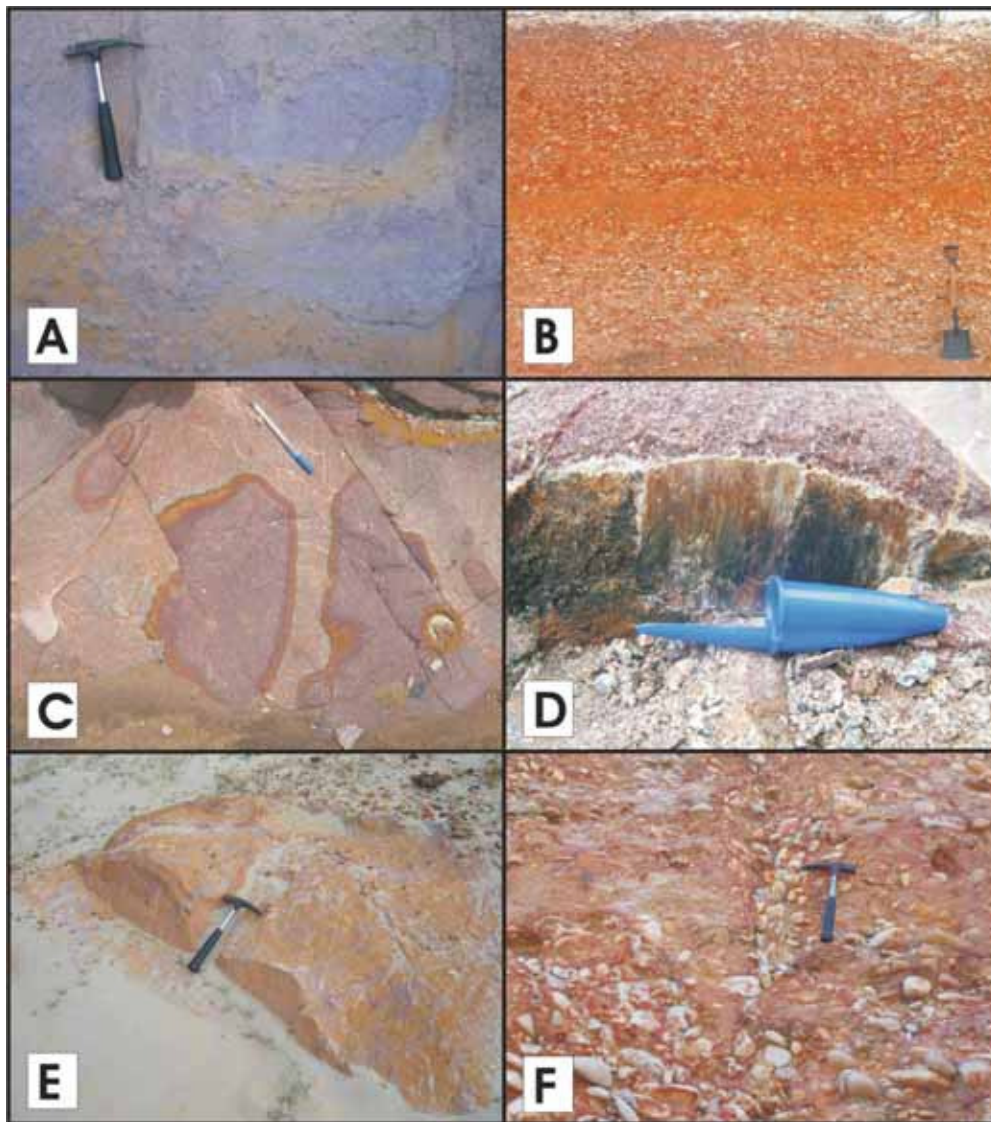
Na porção noroeste da área, veios de sílex afloram em altos topográficos, cortando arenitos da Formação Barreiras. Na comunidade de Ponta do Mel, na praia em frente às falésias, há vários altos que se confundem à distância com dunas, tratando-se na verdade de morrotes constituídos por arenitos silicificados da Formação Barreiras, cortados por falhas NW-SE (Figura 3E). Entre os municípios de Serra do Mel e Carnaubais, os altos topográficos orientam-se segundo a direção ENE, onde afloram rochas silicificadas, com porções nas quais ainda se reconhecem alguns aspectos característicos dos arenitos da Formação Barreiras, ou com porções completamente alteradas para calcedônia, inclusive com bandamentos tipo anéis de Liesegang.

Nos níveis conglomeráticos e níveis areníticos dos Depósitos Aluviais Antigos, centenas de feições de liquefação foram encontradas em mais de 50 afloramentos. A liquefação é o processo pelo qual sedimentos saturados em água perdem a coesão e se comportam como um líquido, em consequência do aumento na pressão entre os poros (Yould, 1973). As principais estruturas de liquefação reconhecidas foram diques, pilares e bolsões. Uma característica importante no reconhecimento dessas feições é a diminuição da quantidade de matriz no interior das estruturas, onde o empacotamento do arcabouço é mais apertado do que nas porções laterais exteriores. Isso se dá devido à expulsão de boa parte do material mais fino durante o escape ascendente do fluido. As estruturas de liquefação em

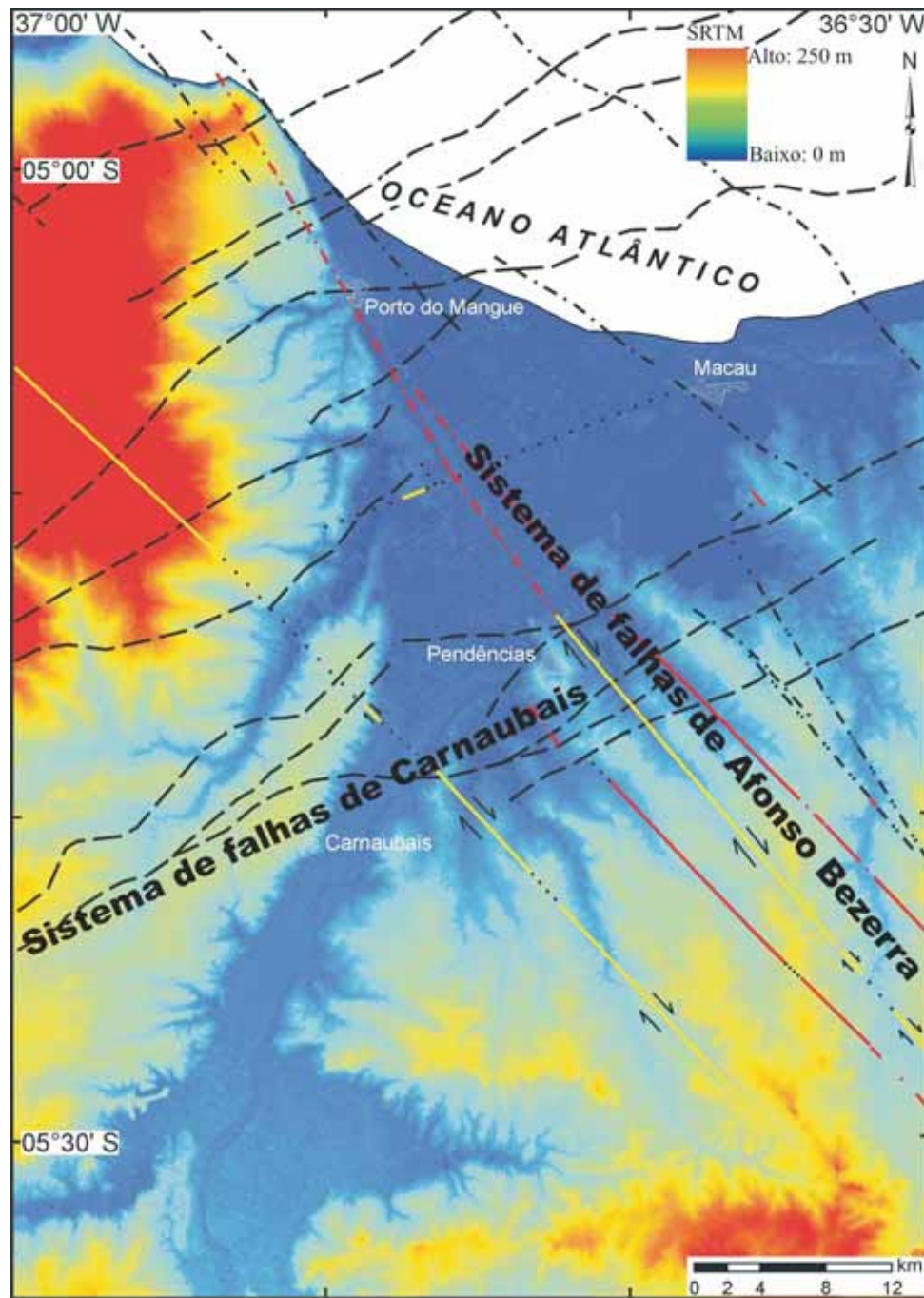
fácies conglomerática também podem ser reconhecidas facilmente pelos seus seixos com fortes mergulhos, acima da média das porções laterais às estruturas (Figura 3F).

Algumas porções dos Depósitos Aluviais Antigos e da Formação Barreiras estão orientadas segundo a direção das grandes falhas noroeste, principalmente no centro-leste área. Os grandes lineamentos presentes são marcados em superfície por feixes de fraturas e/ou alinhamentos geomorfológicos bem delineados em imagens de satélite e fotografias aéreas (Figura 4).

Apesar da rede de drenagem mostrar um padrão dendrítico, com drenagens de ordens até maiores do que 4, algumas delas, principalmente aquelas de maior comprimento, apresentam-se com padrões mais retilíneos, o que sugere algum controle estrutural (Figura 2). Dentre as drenagens com alinhamentos preferenciais, podem-se destacar as seguintes: o rio Açu, alinhado com direção NE-SW (aproximadamente  $30^{\circ}$  Az); o riacho da Linda Flor, a oeste e paralelo ao rio Açu, com mesma direção; os riachos da Oiticica e da Gangorra, ambos a leste do rio Açu, com direções



**Figura 3.** A. Exemplo de rochas da Formação Barreiras. B. Exemplo de rochas dos Depósitos Aluviais Antigos. C. Falhas deslocando nódulos de alteração em rochas do Magmatismo Macau. D. Estrias ao longo de superfícies de venulações em rochas da Formação Macau. E. Arenito silicificado da Formação Barreiras, cortado por falha com direção  $345^{\circ}$  Az. F. Estrutura de liquefação nos Depósitos Aluviais Antigos.



**Figura 4.** Modelo digital de terreno (MDT) com as grandes falhas de superfície e as falhas da fase rifte.

NW-SE, aproximadamente  $340^{\circ}$  Az e  $300^{\circ}$  Az, respectivamente; os riachos da Maniçoba, do Pocinho e o Riacho Cabeleiro, a oeste do rio Açu, alinhados E-W; o rio Mulungu (no extremo leste da área), o riacho da Carnaubinha (a leste do rio Açu) e o riacho Escondido (a oeste de Carnaubais), todos esses três com orientação N-S, em grande parte de sua extensão. Os braços das lagoas de Queimados, da Pedra e Vargem de Cima, todas no centro da área, orientam-se segundo a direção NW (Figura 2). As mudanças abruptas dos cursos das drenagens também denotam e/ou comprovam a atuação de um controle tectônico. Um claro exemplo deste tipo de ocorrência é a forte inflexão N-S e E-W do rio Açu (cuja direção é predominantemente NE) na porção a sul do município de Carnaubais.

## DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Dois aspectos importantes sobre a sedimentação e a deformação cenozoica foram evidenciados neste trabalho. O primeiro diz respeito à separação entre a Formação Barreiras e os depósitos sedimentares quaternários; o segundo está relacionado a evidências indiretas (drenagem e topografia) e diretas (estruturas de liquefação e falhas) de deformação neogênica e quaternária.

Extensas porções de depósitos siliciclásticos ao longo do litoral brasileiro têm sido mapeadas como Formação Barreiras, como, por exemplo, a área alvo desta pesquisa na região central da Bacia Potiguar-RN. A correlação destes depósitos com a Formação Barreiras, em muitos casos, foi feita unicamente com base em características litológicas dos depósitos. No entanto, os aspectos texturais e mineralógicos das rochas da Formação Barreiras e de depósitos comprovadamente mais novos se confundem muitas vezes, o que torna necessário recorrer a outros critérios de diferenciação.

Lima (2008) considerou como idades mínima e máxima, respectivamente, 17 e 22 Ma para as rochas da Formação Barreiras que recobrem a Bacia Potiguar. Silva (1991) obteve idade pleistocênica de  $30.190 \pm 370$  Ka para depósitos pós-Barreiras no delta do rio Açu. Essa última idade está de acordo com as datações obtidas no presente estudo, que, através do método de Luminescência Opticamente Induzida (LOE), revelaram idades que variam de 13 Ka a 325 Ka para rochas antes consideradas da Formação Barreiras na região central da Bacia Potiguar.

Rosseti (2006) identificou no topo da Formação Barreiras nos estados do Pará e Maranhão uma discordância salientada por horizonte de solo laterítico contendo concreções ferruginosas, em geral sob forma de colunas verticalizadas de até 3 m de comprimento. Esta crosta latéritica no topo e concreções ferruginosas no interior do pacote de rochas da Formação Barreiras foram também reconhe-

cidas na área mapeada. Como a laterização autóctone não é encontrada nos depósitos mais novos, este foi um critério usado em campo para a diferenciação entre a Formação Barreiras e os Depósitos Aluviais Antigos.

A partir das idades obtidas, das características texturais e feições de alteração das rochas coletadas em centenas de afloramentos e, também, com auxílio de imagens de satélite e de radar, foram redesenhados os limites da Formação Barreiras na área mapeada. Constatou-se que vários depósitos antes denominados como Formação Barreiras, a leste do rio Açu, correspondem a Depósitos Aluviais Antigos. A porção ocidental da área era anteriormente mapeada quase em sua totalidade como Formação Barreiras. Com este estudo verificou-se que, nessa porção, o predomínio é, na verdade, dos Depósitos Aluviais Antigos, sendo que a Formação Barreiras aflora restritamente no topo da Serra do Mel.

Assim como na porção central da Bacia Potiguar, possivelmente muitos dos depósitos siliciclásticos mapeados como Formação Barreiras ao longo do litoral brasileiro precisam ser revisados, no sentido de diferenciá-los de depósitos mais recentes.

Alguns estudos (e.g., Hackspacher et al., 1985; Bezerra e Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2001; Nogueira, Bezerra, Castro, 2006; Bezerra et al., 2008) já mostraram a relação entre a tectônica e os depósitos neogênicos e quaternários na costa brasileira, inclusive a Formação Barreiras. Lima (2000) citou que coincidências entre a disposição das falésias e as falhas cretáceas indicam a relação entre alinhamentos mais antigos e a morfologia atual das escarpas litorâneas. Vários alinhamentos de vales e áreas deprimidas direcionam-se segundo as orientações de falhas do embasamento pré-cambriano, o que pode representar uma reativação recente dessas linhas de fraqueza.

Estas observações são pertinentes na área mapeada, já que se constata essa “coincidência” entre a orientação de depósitos neogênicos e quaternários e lineamentos do embasamento cristalino. A maioria dos altos topográficos, em cujos topos foi identificada silicificação de arenitos da Formação Barreiras, encontra-se alinhada com as falhas do Sistema de Afonso Bezerra. Um outro alto topográfico, a sul de Serra do Mel, está alinhado com o traçado principal da falha de Carnaubais. Em mapas anteriores, essas falhas eram plotadas apenas no embasamento cristalino, sendo interrompidas ao interceptarem a Bacia Potiguar. Nos casos em que algumas falhas eram indicadas afetando rochas da bacia, elas se restringiam às formações Jandaíra e Açu, aparecendo recobertas pelos depósitos neogênicos e quaternários. No entanto com este presente mapeamento, essas falhas podem ser plotadas como aflorantes inclusive na Formação Barreiras, evidenciando quão recentes são as reativações desses antigos sistemas.

Schumm, Dumont e Holbrook (2000) explicaram como os canais aluviais são indicadores sensíveis de mudanças e que a arquitetura aluvial de uma bacia é resultante de vários mecanismos extra e intrabaciais, mas é controlada principalmente pelos mecanismos alocíclicos. O controle alocíclico principal durante a sedimentação pode ser o tectonismo (Hartley, 1993).

Na porção centro-sudeste da área mapeada, os depósitos fluviais da Formação Barreiras e os Depósitos Aluviais Antigos estão orientados segundo a direção NW, correlacionáveis assim ao Sistema de Falhas de Afonso Bezerra. A rede de drenagem atual também é fortemente influenciada por esse sistema de falhas e, secundariamente, ao Sistema de Falhas de Carnaubais. Os braços das lagoas de Queimados, de Pedra e Vargem de Cima, com orientação NW, desenvolveram-se ao longo de falhas que compõem o Sistema de Falhas de Afonso Bezerra.

Os terraços aluviais do rio Açu são exemplos de registros da deformação neotectônica. Os depósitos mais antigos estão representados principalmente por conglomerados e arenitos conglomeráticos diretamente relacionados à morfodinâmica fluvial. Esses terraços mostram um nítido escalonamento, denotado por uma evolução faciológica, espacial e temporal de oeste para leste, onde as fácies mais grossas vão sendo substituída pelas fácies mais finas, evidenciando a migração do sistema fluvial no mesmo sentido (Fonseca, 1996).

A distribuição espacial dos terraços abandonados do rio Açu, mais expressiva a oeste do rio, confere o predomínio de aluvião antigo nesta porção, o que também indica a migração do canal no sentido leste. Assim, provavelmente, a tectônica atuante na região contribuiu para a avulsão do rio e evolução destes terraços. O fato de, na porção ocidental da área, a Formação Barreiras aflorar restritamente no topo da Serra do Mel, tendo suas encostas recobertas por Depósitos Aluviais Antigos, pode corroborar com evidências de um possível soerguimento desta região.

Quanto às estruturas de liquefação, algumas hipóteses podem ser consideradas para explicar a origem das encontradas na área de estudo: colapso da camada carbonática subjacente, fontes artesianas, processos sindeposicionais, deslizamento gravitacional e sobrecarga (Postma, 1983; Rijdsijk et al., 1999). Porém, nem todas as condições necessárias para a ocorrência dessas estruturas impulsionadas por alguns desses processos são atendidas na área mapeada. A liquefação por choques sísmicos pode, porém, explicar satisfatoriamente a ocorrência de tais estruturas na área. Os sedimentos aluviais areno-cascalhosos porosos poderiam estar saturados pelo lençol freático alimentado pelo próprio rio que depositou os sedimentos. A capa impermeabilizante que confinaria as areias e cascalhos corresponderia às finas camadas de argila depositadas no final

de cada ciclo. Assim estaria montado um quadro com alto risco de liquefação, caso ocorressem terremotos de magnitude considerável. A área estudada é uma região com amplos indícios de reativações recentes de falhas, fato que completaria a lista de fatores imperativos à liquefação, com a presença da fonte de energia sísmica.

Sismos de magnitude ( $M$ ) em média superior a 5,5 podem induzir a liquefação em sedimentos arenosos bem selecionados. Esse valor aumenta para aproximadamente  $M \geq 7$  em materiais areno-cascalhosos, cuja resistência à fricção é maior (Obermeier, 1996). Considerando válida a possibilidade da origem sísmica para as estruturas de liquefação da área, ter-se-ia outra importante conclusão: a ocorrência de sismos de magnitude igual ou maior que 7 na Bacia Potiguar. Uma das condições para que uma ou mais camadas de sedimentos sejam liquefeitas é que o material esteja inconsolidado, portanto as diversas estruturas de liquefação formam-se no intervalo após a deposição e antes da litificação. Dessa forma, a idade máxima em que ocorreu a liquefação dos sedimentos corresponderia à idade de sua deposição, isto é, entre 13 e 325 mil anos. Pode-se, assim, concluir que expressivas atividades sísmicas, com  $M \geq 7$ , ocorreram entre 13 e 325 Ka, nesta região, o que poderia estar associado a reativações dos sistemas de falhas nesta área.

Constata-se, assim, a forte influência tectônica nos depósitos neogênicos e quaternários da região, seja na disposição espacial desses ou na ocorrência de estruturas estreitamente associadas a reativações dos grandes sistemas de falhas de Carnaubais e Afonso Bezerra.

## AGRADECIMENTOS

Agradecemos a grande contribuição dos revisores Cláudio Limeira Mello (UFRJ) e Claudio Riccomini (USP), que melhoraram de forma significativa esse trabalho. Agradecemos ainda ao projeto Folha Macau (SGB/CPRM) e aos projetos Estudos geofísicos e tectônicos na Província Borborema (CNPq 42.0222/2005-7) e INCT-ET, coordenado por R. A. Fuck, e ao Projeto CNPq nº. 474459/2007-1 coordenado por Francisco H. R. Bezerra. ENML agradece à ANP por bolsa e suporte durante o doutorado, MOLS agradece ao CNPq/PROSET por bolsa de pesquisa e FHRB agradece ao CNPq por bolsa de produtividade.

## REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origin and evolution of the South American platform. *Earth Science Review*, v. 50, p. 77-111, 2000.

ANGELIM, L. A. A., MEDEIROS, V. C., NESI, J. R. Programa Geologia do Brasil – PGB. Projeto Geologia e Re-

- curios Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Recife, CPRM/FAPERN: 2006. 1 mapa color. Escala. 1:500.000.
- ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 1-6, 2006.
- ARARIPE, P. T.; FEIJÓ, F. J. Bacia Potiguar. *Boletim de Geociências da Petrobrás*. Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 127-141, 1994.
- ARAÚJO, V. D.; REYES-PERES, Y. A.; LIMA, R. O.; PELOSI, A. P. M. R.; MENEZES, L.; CÓRDOBA, V. C.; LIMA-FILHO, F. P. Fácies e sistema deposicional da formação Barreiras na Região da Barreira do Inferno, litoral Oriental do Rio Grande do Norte. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 43-9, 2006.
- BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 61-75, 2001.
- BEZERRA, F. H. R.; SILVA, F. O.; SOUSA, M. O. L.; AMARAL, R. F.; FONSECA, V. P.; VIEIRA, M. M.; MOURA-LIMA, E. N. Mapeamento Geológico da Folha Macau (SB-24-X-D-II). Programa Geologia do Brasil - PGB. Recife, CPRM/UFRN: 2006. 1 mapa color. Escala. 1:100.000.
- BEZERRA, F. H. R.; NEVES, B. B. B.; CORREA, A. C. B.; BARRETO, A. M. F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil. *Geomorphology*, Amsterdam, v. 1, p. 555-582, 2008.
- BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology*, v.28, n. 7, p. 591-594, 2000.
- CREMONINI, O. A. *Caracterização estrutural e evolução da área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar, Brasil*. 1993. 136 f. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1993.
- FERREIRA, J. M.; OLIVEIRA, R. T.; TAKEYA, M. K.; ASSUMPÇÃO, M. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal basin. *Geophysical Journal International*, v. 134, p. 341-355, 1998.
- FONSECA, V. P. *Estudos Morfo-neotectônicos na área do baixo curso do rio Açú (Açú-Macau), RN*. 1996. 130 f. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1996.
- HACKSPACHER, P. C.; CORSINO, A. R.; SRIVASTAVA, N. K.; TIRIBA, V. F. A Falha de Afonso Bezerra como evidência de significativo tectonismo frágil NW-SE, na Bacia Potiguar emersa – RN. *Boletim da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Departamento de Geologia*. Natal, v. 10, p. 68, 1985.
- HARTLEY, A. J. Sedimentological response of an alluvial system to source area tectonism: the Seilao Member of the Late Cretaceous to Eocene Purilactis Fm. of N Chile. *IAS Spec. Publ.* 17, 489-500, 1993.
- LIMA, C. C.; NASCIMENTO, E.; ASSUMPÇÃO, M. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis – implications for force models in the South America plate. *Geophysical Journal International*, v. 130, p. 112-124, 1997.
- LIMA, C. C. U. O Neotectonismo na Costa do Sudeste e do Nordeste Brasileiro. *Revista de Ciência & Tecnologia*, v. 15, p. 91-102, 2000.
- LIMA, M. G. *A história do intemperismo na província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas*. 2008. 251 f. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.
- MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, E. J.; CÊSERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. v. 15, n. 2, p. 183-198, 2002.
- MONT'ALVERNE, A. A. F.; DERZE, G. R.; MORAIS, E. N. de; BARRETO, A. M. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Natal, DNPM: 1998. 1 mapa, color., 84 x 97 cm. Escala 1:500.000.
- MORAIS, R. M. O.; MELLO, C. L.; COSTA, F. O. SANTOS, P. F. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, v. 6, p. 19-30, 2006.
- NOGUEIRA, F. C. C., BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L. Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras

- na porção leste da Bacia Potiguar. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 51-59, 2006.
- OBERMEIER, S. F. Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. In: MC'CALPIN, J.P. *Paleoseismology*. San Diego, Academic Press, p.331-396, 1996.
- OLIVEIRA, D. C. Evolução Magmática da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998. v. 1, p. 102.
- POSTMA, G. Water scape structures in the contexts of a depositional model of a mass flow denominated conglomeratic fan-delta (Abrija Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Sedimentology*, v. 30, p. 91-103, 1983.
- RICCOMINI, C. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. 1989. 304 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 221-225, 1999.
- RIJSDIJK, K. F., OWEN, G., WARREN, W. P., MCCARROL, D., VAN DER MEER, J. J. M. Clastic dykes in over-consolidated tills: evidence for subglacial hydrofracturing at Killing Bay, eastern Ireland. *Sedimentary Geology*, n. 129, p. 111 -126, 1999.
- ROSSETTI, D. F. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, v. 169, p. 151-174, 2004.
- ROSSETTI, D. F. Evolução Sedimentar Miocênica nos Estados do Pará e Maranhão. *Geologia USP: Série Científica*, São Paulo, v. 6, p. 7-18, 2006.
- ROZO, J. M. G.; NOGUEIRA, A. C. R.; HORBE, A. M. C.; CARVALHO, A. S. Depósitos Neógenos da Bacia do Amazonas. *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Manaus, v. 4, p. 201-207, 2005.
- SANT'ANNA, L.G.; SCHORSCHER, H.D.; RICCOMINI, C. Cenozoic tectonics of the Fonseca basin region, eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, n. 3-4, p. 275-284, 1997.
- SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, 2000.
- SILVA, C. G. *Holocene Stratigraphy and Evolution of the Açú River Delta, Rio Grande do Norte State, Northeastern Brazil*. 1991. 400 p. Tese (Doutorado) - Duke University, D.U., Estados Unidos, 1991.
- SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R. As tensões Tectônicas Campanianas-Cenozóicas na Bacia Potiguar, Brasil. In: SIMPÓSIO REGIONAL DO NORDESTE, 21., 2005, Recife. *Anais...* Recife: SBG, 2005, p 329-330.
- SOUZA, S. M. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1982, v. 5, p. 2392-2406.
- SOUZA, Z. S.; VASCONCELOS, P. M.; NASCIMENTO, M. A. L.; SILVEIRA, F. V.; PAIVA, H. S.; DIAS, L. G. S.; THIEDE, D.; CARMO, I. O. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003, Salvador. *Short Papers*. Salvador: CBPM, 2003. v. 2. p. 691-694.
- YOULD, T. L. Liquefaction, flow, and associated ground failure. *United States Geological Survey Circular*, v. 688, p. 1-12, 1973.

# **CAPITULO IV- 2º ARTIGO: Reativação cenozoica do Sistema de falhas de Afonso Bezerra, Bacia Potiguar**

*MOURA-LIMA, E.N.; SOUSA, M.O.L.; BEZERRA, F.H.R.; CASTRO, D.L.; DAMASCENA, R.V.C. VIEIRA, M.M. & LEGRAND. J.M. Reativação cenozoica do Sistema de falhas de Afonso Bezerra, Bacia Potiguar. Geociências. Rio Claro, In press*


Rio Claro (SP), 06 de setembro de 2010

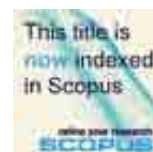
**Sra. Elissandra Nascimento de Moura-Lima**  
**UFRN**

Prezada Pesquisadora

Informamos que o artigo “REATIVAÇÃO CENOZOICA DO SISTEMA DE FALHAS DE AFONSO BEZERRA, BA-CIA POTIGUAR”, de autoria de Elissandra Nascimento de Moura-Lima; Maria Osvalneide Lucena Sousa; Francisco Hilário Rego Bezerra; David Lopes de Castro; Rafaella Valéria Carvalho Damascena ; Marcela Marques Vieira & Jean Michael Legrand aceito para publicação na revista Geociências no volume 30 (1), de 2011.

*Atenciosamente*

  
*Prof. Dr. Fábio Braz Machado*  
Editor Adjunto - Revista Geociências



1 **REATIVAÇÃO CENOZOICA DO SISTEMA DE FALHAS DE AFONSO BEZERRA, BA-**  
2 **CIA POTIGUAR**

3 Elissandra Nascimento de Moura-Lima<sup>1</sup>; Maria Osvalneide Lucena Sousa<sup>2</sup>; Francisco Hilário Rego  
4 Bezerra<sup>1,2,3</sup>; David Lopes de Castro<sup>1,2</sup>; Rafaella Valéria Carvalho Damascena<sup>4</sup>; Marcela Marques  
5 Vieira<sup>2,3</sup>; Jean Michael Legrand<sup>2</sup>.

6 <sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – PPGG/UFRN - Caixa Postal 1596,  
7 Campus Universitário, Lagoa Nova, CEP 59078-970, Natal-RN.<sup>2</sup>Departamento de Geologia –  
8 CCET/UFRN. <sup>3</sup>Programa de Pós-Graduação em Ciência e Engenharia do Petróleo. <sup>4</sup>CWA Consul-  
9 tores e Serviços de Petróleo

10 **SUMÁRIO**

11 **RESUMO**

12 **INTRODUÇÃO**

13 **BACIA POTIGUAR**

14 **MÉTODOS**

15 **ANÁLISE DE LINEAMENTOS**

16 **MAPEAMENTO ESTRUTURAL**

17 **LEVANTAMENTO GEOFÍSICO ATRAVÉS DE GEORADAR**

18 **DETERMINAÇÃO DE PALEOTENSÕES A PARTIR DE FALHAS**

19 **PETROGRAFIA DE ROCHAS DE FALHA**

20 SILICIFICAÇÃO EM ARENITOS

21 SILICIFICAÇÃO E BRECHAÇÃO EM ROCHAS CARBONÁTICAS

22 BANDAS DE DEFORMAÇÃO

23 **DISCUSSÕES**

24 ANÁLISE DO SISTEMA DE FALHAS ATRAVÉS DA INTERPRETAÇÃO DE PRODUTOS DE SENSORIAMENTO

25 REMOTO, MAPEAMENTO ESTRUTURAL E SEÇÃO GPR.

26 ESTUDO DE PALEOTENSÕES

28 **CONCLUSÕES**29 **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**30 **RESUMO**

31 A sequência pós-rifte da Bacia Potiguar, no extremo nordeste brasileiro, já foi considerada pouco  
32 deformada, contudo inúmeros trabalhos vêm demonstrando como ela é afetada por importantes sis-  
33 temas de falhas. O objetivo deste trabalho é evidenciar como o Sistema de Falhas de Afonso Bezerra,  
34 de direção NW-SE, deformou rochas aflorantes da Bacia Potiguar. Foram realizados estudos  
35 envolvendo sensoriamento remoto, mapeamento estrutural, geofísica rasa (georradar), paleotensões  
36 e petrografia. A expressão geomorfológica deste sistema é observada em imagens de satélite, atra-  
37 vés do controle de drenagens, altos topográficos silicificados e disposição de depósitos cenozoicos.  
38 O mapeamento estrutural e as seções de georradar indicaram que este sistema ocorre como juntas,  
39 falhas silicificadas e não-silicificadas e bandas de deformação, afetando principalmente as forma-  
40 ções Açu, Jandaíra e Barreiras. Os dados petrográficos indicam que a forte silicificação deu às fa-  
41 lhas um caráter selante. O estudo de paleotensões indica dois campos de tensões afetando o sistema  
42 de falhas: o primeiro, com compressão N-S, do Neocretáceo ao Mioceno; o segundo, com compres-  
43 são E-W, atuou do Mioceno ao presente. Constatou-se assim que o Sistema de Falhas de Afonso  
44 Bezerra afeta todas as unidades litoestratigráficas pós-rifte da Bacia Potiguar, inclusive as cobertu-  
45 ras quaternárias, e que foi reativado em períodos pós-campanianos.

46 **Palavras-chave:** Bacia Potiguar, Falha de Afonso Bezerra, Neógeno.

47 **AFONSO BEZERRA FAULTS SYSTEM, POTIGUAR BASIN**48 **ABSTRACT**

49 The post-rift sequence of the Potiguar Basin, in the far northeastern Brazil, was once considered  
50 little deformed, however several studies have shown how that it was affected by major fault sys-  
51 tems. The objective of this work is to show how the NW-SE-trending Afonso Bezerra Faults Sys-  
52 tem deformed outcrop rocks of the Potiguar Basin. Studies remote sensing, structural mapping,

53 shallow geophysics (georadar), paleotension and petrography. The geomorphological expression of  
54 this system is observed in satellite images by controlling drainage, silicified topographic elevations  
55 and shape of Cenozoic deposits. The structural mapping and the georadar sections indicated that  
56 this fault system occurs as fractures, silicified and non-silicified faults or deformation bands, affect-  
57 ing mainly the Açu, Jandaíra and Barreiras formations. The petrographic data indicate that the  
58 strong silicification resulted in a sealant character of the fault. Paleostress analysis indicates that  
59 two stress fields affected this fault system: the first presented N-S-trending compression, occurred  
60 from the Neocretaceous to the Miocene; the second stress field presented E-W-trending , acted  
61 from the Miocene to the present. It was verified once the Afonso Bezerra System Faults affects all  
62 post-rift lithostratigraphic units of Potiguar Basin, including Quaternary sedimentary covers, and  
63 which was reactivated in periods post-Campanian.

64 **Keywords:** Potiguar Basin, Afonso Bezerra Fault, Neogene.

## 65 INTRODUÇÃO

66 Por muitos anos, foi dada pouca importância ao padrão deformacional pós-rifte que aflora na Ba-  
67 cia Potiguar (BP). Nos mapeamentos prévios (e.g., DNPM, 1998), o embasamento cristalino se a-  
68 presentava densamente recoberto por lineamentos estruturais, que eram descontinuados no contato  
69 com a bacia, sugerindo que certas estruturas não a afetavam. Estudos mais recentes (e.g., Bezerra &  
70 Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2001, 2008; Nogueira et al., 2006; Moura-Lima et al., 2010), po-  
71 rém, já demonstram como as rochas da BP são atingidas por deformação tectônica, provocada por  
72 diferentes sistemas de falhas, principalmente pelo de Carnaubais, com direção NE-SW, e pelo Sis-  
73 tema de Falhas de Afonso Bezerra (SFAB), com direção NW-SE.

74 A identificação e o significado das feições tectônicas de maior porte são normalmente difíceis,  
75 sobretudo em áreas cuja intensidade da deformação é baixa. Em muitos casos, o mapeamento dos  
76 sistemas de falhas é obtido através da análise estrutural de mesoestruturas, que, em geral, corres-  
77 pondem à impressão do tectonismo regional em afloramento. Muitas estruturas em escala de aflo-  
78 ramento, a despeito de sua relevância, não são grandes o suficiente para serem detectadas em levanta-

79 tamentos sísmicos; também não estão adensadas o bastante para serem identificadas em dados de  
80 poços. Logo se tem a necessidade de caracterizar melhor as mesoestruturas.

81 Um dos mais importantes sistemas de falhas pós-rifte é o SFAB, que compreende um conjunto  
82 de falhas de direção NW-SE subparalelas, transversais à BP, aflorando quase que continuamente de  
83 um extremo a outro na parte onshore da bacia. Alguns trabalhos recentes já mostraram dados espe-  
84 cíficos sobre o SFAB (Dantas, 1998; Dantas, 2004; Melo, 2005; Legrand et. al., 2008). Entretanto  
85 uma caracterização detalhada mais abrangente ainda não foi feita.

86 O presente trabalho se dedicou, em especial, ao Sistema de Falhas de Afonso Bezerra (SFAB),  
87 que se estende desde o município de Pedro Avelino até o município de Tibau, ambos no estado do  
88 Rio Grande do Norte (Figura 1). Reuniram-se diferentes enfoques sobre este sistema de falhas, en-  
89 volvendo sensoriamento remoto, mapeamento estrutural, levantamento geofísico, estudo de paleo-  
90 tensões e petrografia. Cada um destes enfoques tem o objetivo de ratificar quão recente é a atuação  
91 do SFAB, demonstrando como elementos geomorfológicos, sedimentares e estruturais foram re-  
92 cém-afetados por esse sistema.

93 **Inserir Figura 1**

## 94 **BACIA POTIGUAR**

95 A Bacia Potiguar (BP) se encontra no extremo nordeste brasileiro, compreendendo aproximada-  
96 mente uma faixa E-W, segundo a direção da costa local. É limitada a N e E pelo oceano Atlântico  
97 até a cota batimétrica de -2.000 m; a NW, pelo Alto de Fortaleza; a S e W, pelo embasamento cris-  
98 talino, que é formado essencialmente por complexos gnáissico-migmatíticos intensamente deforma-  
99 dos e intrudidos por suítes de rochas plutônicas (CPRM, 2003; CPRM, 2006). Pessoa Neto et al.  
100 (2007) inferiram uma área de aproximadamente 48.000 km<sup>2</sup> para a bacia, sendo 45% de áreas emer-  
101 sas. Eles diferenciaram três superseqüências: Rifte, Pós-rifte e Drifte. A Superseqüência Rifte cor-  
102 responde a duas fases de rifteamento e foi depositada no Cretáceo Inferior, sendo representada pelos  
103 depósitos flúvio-deltaicos e lacustres das Formações Pendência e Pescada (Berriasiano/Eoaptiano).  
104 A Superseqüência Pós-rifte foi depositada durante o Andar Alagoas, sendo caracterizada pela depo-

105 sição de uma Seqüência flúviodeltaica, com os primeiros registros de ingressão marinha (Formação  
106 Alagamar). A Superseqüência Drifte, correspondente à fase de evolução tectônica termal, foi depo-  
107 sitada entre o Albiano e o Recente e é caracterizada por uma seqüência flúvio-marinha transgressiva  
108 (Formações Açú, Ponta do Mel, Quebradas, Jandaíra e Ubarana), recoberta por uma seqüência clás-  
109 tica e carbonática regressiva (Formações Ubarana, Tibau e Guamaré). Rochas vulcânicas associadas  
110 à Formação Macau foram depositadas entre o Eoceno e o Oligoceno na bacia. Recobrando estas  
111 formações, ocorrem depósitos quaternários: Aluvionares Antigos, Mangues, Litorâneos Praiais,  
112 Dunas, Aluvionares de Canal, Aluvionares de Planície de Inundação, Flúvio-lacustrinos e Flúvio-  
113 marinhos (Moura-Lima et al., 2010).

114 Segundo Matos (1992), a Bacia Potiguar foi implantada sobre as rochas do embasamento crista-  
115 lino, aproveitando seu trend predominante de direção NE-SW durante o Eocretáceo, sendo o Siste-  
116 ma de Falhas de Carnaubais o principal sistema do Rifte Potiguar. Por outro lado, Hackspacher &  
117 Oliveira (1984) associaram o Sistema de Falhas de Carnaubais a uma possível reativação da Zona  
118 de Cisalhamento de Portalegre, que atuou durante o Brasileiro.

119 Outro importante sistema de falhas na BP é o de Afonso Bezerra, com direção NW-SE, abordado  
120 neste trabalho. Oliveira et al. (1993) interpretam a Falha de Afonso Bezerra como uma estrutura  
121 frágil instalada sobre uma descontinuidade pré-cambriana. Tal descontinuidade teria sido reativada  
122 no limite Cretáceo-Terciário como uma zona de falha transpressiva, com rejeito direcional dextral e  
123 reverso. Matos (1992) definiu estas estruturas como sendo falhas de transferência, que atuaram du-  
124 rante a fase rifte. Cremonini et al. (1996) caracterizaram este padrão de falhamento NW-SE e NE-  
125 SW na porção submersa da bacia como sendo o produto de superposição de fases de rifteamento.  
126 Hackspacher et al. (1985) interpretaram as estruturas NW-SE como produto de reativações pós-  
127 campanianas. Cremonini e Karner (1995) postulam que um soerguimento termal regional, associado  
128 à deposição da Supersequencia Drifte (Pessoa Neto et al., 2007), teria provocado a reativação de  
129 falhamentos importantes, como o de Afonso Bezerra. Jardim de Sá et al. (1999) mostram que a rea-  
130 tivação das estruturas pré-cambrianas no Cretáceo estão representadas pelos sistemas de falhas de

131 Afonso Bezerra (transcorrente dextral) e de Carnaubais (transcorrente sinistral), associada a um  
132 rápido pulso de inversão na Bacia Potiguar, de idade mínima neocampaniana.

133 As unidades aflorantes afetadas pelo SFAB e exploradas nesta pesquisa são as formações Açú,  
134 Jandaíra, Macau, Barreiras e as coberturas sedimentares quaternárias.

## 135 **MÉTODOS**

136 Este estudo do SFAB utilizou diferentes ferramentas: análise de lineamentos, mapeamento estru-  
137 tural, levantamento geofísico através de Georadar, estudo de paleotensões e petrografia.

138 Para a análise de lineamentos, foram usadas imagens orbitais do satélite Landsat 7-ETM<sup>+</sup> e ima-  
139 gens digitais do radar Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM), com resolução de 30 m. Foram  
140 geradas composições coloridas RGB a partir das imagens do sensor Landsat e, posteriormente, es-  
141 sas composições foram submetidas a modificações de contrastes, através de métodos de transforma-  
142 ções não lineares (Gaussiana, Logarítmica e Equalização), presentes no Programa ENVI v 4.0. O  
143 processamento digital e integração das imagens Landsat 7 ETM<sup>+</sup> e dos dados SRTM possibilitaram  
144 uma apresentação tridimensional do modelo digital de elevação, que auxiliou na compreensão do  
145 comportamento de feições geomorfológicas e estruturais.

146 O mapeamento estrutural de campo se deu ao longo de toda região afetada pelo SFAB, descre-  
147 vendo afloramentos, coleta de amostras e medidas estruturais. Os lineamentos identificados na aná-  
148 lise de sensoriamento remoto foram estudados em campo, para conferir sua correlação com estru-  
149 ras rúpteis.

150 O levantamento geofísico foi realizado com o uso de um Radar de Penetração no Solo (Ground  
151 Penetrating Radar – GPR) na praia de Ponta do Mel. Os dados da seção GPR foram adquiridos  
152 com um equipamento SIR-300 (GSSI), constituído de uma unidade de controle, cabos ópticos blin-  
153 dados e antenas monoestáticas, com frequência de 400 MHz. A janela temporal adotada para a re-  
154 cepção dos dados eletromagnéticos foi estabelecida em 150 ns, a qual, para uma velocidade de pro-  
155 pagação das ondas EM estimada em 0,12 m/ns, permitiu uma profundidade investigação teórica de  
156 até 9,0 m. Os dados GPR foram processados com os programas RADAN for Windows 6.5 e Reflexw

157 5.5. Com o objetivo de melhorar a razão sinal/ruído, um procedimento padrão de processamento  
158 digital foi aplicado na linha GPR, conforme a seguinte sequência: (a) correção do tempo zero; (b)  
159 remoção de ruídos da indução eletromagnética (dewow); c) remoção do background GPR; (d) apli-  
160 cação de uma função ganho; (e) balanceamento espectral.

161 Em posse dos dados estruturais adquiridos em campo, tornou-se possível a análise de paleoten-  
162 sões. Os dados estruturais foram analisados no programa TectonicsFP, que calcula a orientação dos  
163 paleotensores segundo Angelier (1994).

164 Foram confeccionadas 52 lâminas delgadas impregnadas para descrição petrográfica. Além da  
165 identificação dos aspectos texturais básicos, foi feito um estudo das transformações minerais, onde  
166 se observou a atuação de processos como silicificação e geração de bandas de deformação.

## 167 ANÁLISE DE LINEAMENTOS

168 A análise do SFAB através da interpretação de produtos de sensoriamento remoto teve como  
169 principal objetivo a obtenção de elementos estruturais regionais, para posterior correlação com da-  
170 dos estruturais de campo.

171 Os lineamentos obtidos a partir da SRTM apresentam orientação preferencial NW-SE e, secun-  
172 dariamente, E-W, N-S e NE-SW (Figura 2). Os lineamentos NW-SE são evidentes na Serra do Mel,  
173 marcados por canais de drenagem secundários na borda da serra, principalmente na sua porção NW.  
174 A leste do Rio Açu, os lineamentos NW-SE se adensam, marcados pela disposição espacial dos  
175 depósitos quaternários, riachos e lagoas. Os depósitos quaternários correspondem a altos topográfi-  
176 cos, paralelos aos vales de drenagens, que expõem a Formação Jandaíra. Estas drenagens deságuam  
177 em lagoas (Queimado e Pedra), que também se apresentam alinhadas segundo a direção NW-SE.

178 **Inserir Figura 2**

179 Os lineamentos secundários estão associados principalmente a pequenas drenagens. Os linea-  
180 mentos NE-SW correspondem ainda a porções de feições mais relevantes como os rios Açu, Mos-  
181 soró, Riacho do Umbuzeiro e Lagoa Lagamar e também ao eixo principal central do topo da Serra  
182 do Mel. Esses lineamentos secundários não se relacionam ao SFAB (Figura 2).

183 A silicificação nos calcários da Formação Jandaíra e arenitos das formações Açú e Barreiras, no  
184 Sistema de Afonso Bezerra, produz lineamentos marcados pelos altos topográficos.

## 185 **MAPEAMENTO ESTRUTURAL**

186 A área estudada, que abrange o SFAB, foi subdividida em duas zonas para tratamento estatístico  
187 das falhas mesoscópicas (aquelas em escala de afloramento). A Zona 1 corresponde à porção noro-  
188 este da área, enquanto a Zona 2 corresponde à porção SE, englobando o Rio Açú (Figura 3). Só  
189 foram consideradas para este tratamento as falhas com cinemática comprovada por rejeito observa-  
190 do em campo.

191 **Inserir Figura 3**

192 A Zona 1 é mais recoberta por depósitos quaternários e compreende apenas a 4% dos dados de  
193 falhas coletados. A Zona 2 apresenta as maiores exposições das formações cretáceas e compreende  
194 96% destes dados. Observações de campo indicam que as falhas em escala mesoscópica afetaram  
195 rochas das formações Açú, Jandaíra, Macau e Barreiras, entretanto tais falhas ocorrem predominan-  
196 temente em rochas cretáceas das formações Açú e Jandaíra (Figuras 4 e 5). Assim a zona que apre-  
197 senta números significativamente maiores de afloramentos e dados de falha é aquela com maior  
198 exposição das formações cretáceas.

199 **Inserir Figuras 4 e 5**

200 Quanto à orientação, as falhas mesoscópicas apresentam dominâncias diferentes nas zonas. As  
201 falhas com direção NW-SE (principalmente no intervalo entre 330° e 350° Az e ainda na direção  
202 300° Az) foram mapeadas somente na Zona 2. Isso não significa que as falhas NW-SE não estejam  
203 presentes na Zona 1. Elas apenas não foram incluídas no tratamento estatístico por não satisfazerem  
204 a exigência inicial de apresentar cinemática identificada em campo. As falhas com direção NE-SW  
205 (principalmente 045° Az) foram mapeadas em toda área, mas se destacam na Zona 1. As falhas N-S  
206 foram mapeadas nas duas zonas.

207 Quanto à cinemática, considerando o total dos dados coletados conjuntamente nas duas zonas, as  
208 falhas são predominantemente normais (76%) e dextrais (16%). Subordinadamente, verificam-se

209 falhas sinistrais (6%) e reversas (2%). Essa proporção geral reflete especialmente o que ocorre na  
210 Zona 2, já que seus dados são significativamente mais numerosos.

211 Em escala de afloramento, observou-se uma forte silicificação ao longo de falhas. Este processo  
212 atua em vários trechos do SFAB. Alguns afloramentos mostram silicificações de arenito das forma-  
213 ções Açú, principalmente, e Barreiras, resultando em altos topográficos orientados segundo o trend  
214 NW-SE do SFAB (Figura 5). Na porção NW da área, veios de sílex afloram em altos topográficos,  
215 cortando arenitos da Formação Barreiras. Na praia de Ponta do Mel, foram observados blocos de  
216 arenito silicificado, com tamanho aproximado de 1 m, dispostos sobre dunas e morro (Figura 6).  
217 Nesta área, vários altos se confundem à distância com dunas, mas são, na verdade, elevações consti-  
218 tuídas por arenitos silicificados da Formação Barreiras cortados por falhas NW-SE, com uma fina  
219 cobertura de areia (Figura 6).

220 **Inserir Figuras 6**

221 Os calcários da Formação Jandaíra, afetados por processos de silicificação e brechação, são en-  
222 contrados em vários pontos ao longo da área. Uma das melhores exposições ocorre no entorno da  
223 Lagoa do Queimado (Figuras 2B e 5), que corresponde ao traço da Falha de Afonso Bezerra em  
224 superfície. Na Lagoa da Pedra, vizinha à Lagoa do Queimado (Figura 2B), o calcário apresenta me-  
225 nor intensidade de brechação e silicificação.

226 Bandas de deformação foram identificadas nas rochas da Formação Açú e ocorrem como falhas  
227 de poucos milímetros a centímetros de largura e apresentam cinemática transcorrente e geometria  
228 anastomosada, com rejeito da ordem de poucos milímetros a alguns centímetros, e granulometria  
229 mais fina que a rocha encaixante. Estas bandas estão desenvolvidas em arenitos médios a grossos e  
230 arenitos conglomeráticos e são facilmente reconhecidas por se apresentarem como ressaltos no rele-  
231 vo do afloramento e, algumas vezes, por exibirem uma variação na coloração em relação à rocha  
232 encaixante. As bandas de deformação refletem a atividade tectônica do SFAB. Diversos indicadores  
233 foram utilizados como critério cinemático de falhas. Através destes, concluiu-se que as bandas de  
234 deformação correspondem, predominantemente, a falhas transcorrentes dextrais NW-SE e, subordi-

235 nadamente, a dextrais NE-SW, além de sinistrais NW-SE, às vezes com componente oblíquo asso-  
236 ciado.

237 Dezenas de estruturas de liquefação foram mapeadas ao longo da área afetada pelo SFAB.

238 As juntas representam as estruturas que ocorrem com mais frequência na área, abundantes em  
239 todas as unidades lito-estratigráficas, sendo principalmente verticais. Assim como para as falhas, o  
240 tratamento estatístico das juntas foi realizado separadamente para as duas zonas: a região a NW da  
241 área (Zona 1) e a região a SE da área (Zona 2) (Figura 7). As juntas com direção NW-SE predomi-  
242 nam, principalmente entre 300° e 330° Az. As juntas N-S, E-W e NE-SW (aproximadamente 060°  
243 Az) também são expressivas. Identificou-se ainda uma relação temporal entre os três sets: as juntas  
244 NE-SW (J1) são geralmente as mais antigas; as E-W, de idade intermediária (J2) e as NW-SE são  
245 mais novas (J3). Não foi possível estabelecer uma relação temporal consistente para as juntas N-S.

246 **Inserir Figura 7**

## 247 **LEVANTAMENTO GEOFÍSICO ATRAVÉS DE GEORADAR**

248 Um levantamento geofísico foi realizado com o uso de um Radar de Penetração no Solo  
249 (Ground Penetrating Radar – GPR) na praia de Ponta do Mel com o objetivo de obter evidências  
250 do comportamento do SFAB em subsuperfície, ou seja, identificar porções falhadas nos arenitos da  
251 Formação Barreiras. Esta região corresponde ao extremo setentrional aflorante de um dos lineamen-  
252 tos incluídos no SFAB. Sua expressão em superfície é observada através de planos de falhas e silici-  
253 ficações de arenitos da Formação Barreiras (Figura 6), com direção aproximada 330° Az. Local-  
254 mente, a linha de costa segue aproximadamente a direção da falha, sugerindo controle tectônico na  
255 morfologia.

256

257 A camada mais superficial investigada pelo GPR corresponde a terraços da Formação Barreiras,  
258 com paleocanais aproximadamente perpendiculares à linha de costa atual. Por este motivo, a melhor  
259 direção da seção GPR, para visualizar as estruturas sedimentares com mergulhos verdadeiros, seria  
260 paralela à linha de costa, isto é, aproximadamente 330° Az. Por outro lado, considerando a melhor

261 forma de visualizar o mergulho verdadeiro da falha, a direção da seção GPR deveria ser perpendicular  
262 lar a esta falha, isto é, ele deveria ser de aproximadamente 240° Az. Para satisfazer às duas necessi-  
263 dades, a seção GPR teve seu início mais próximo ao mar e seguiu 140 m no sentido 290° Az, para o  
264 interior do continente.

265 A seção GPR processada apresenta sequências de extensos refletores plano-paralelos com alta  
266 amplitude, levemente inclinados e localmente deformados por falhas subverticais (Figura 8). Os  
267 fortes refletores aparentemente revelam sequências mais silicificadas do pacote sedimentar, respon-  
268 sáveis pela retenção de água intersticial e aumento dos coeficientes de reflexão destas unidades sili-  
269 ciclásticas. Ao longo de toda a seção GPR, estas sequências refletivas mostram-se descontínuas,  
270 correspondendo a dezenas de falhas macro a mesoscópicas, com rejeitos centimétricos a métricos  
271 (Figura 8B a 8F). Nas porções central e oeste da seção GPR, sequências de fortes refletores escalo-  
272 nados indicam paleocanais falhados, completo e incompletos respectivamente (Figura 8G a 8I).

273 **Inserir Figura 8**

#### 274 **DETERMINAÇÃO DE PALEOTENSÕES A PARTIR DE FALHAS**

275 A partir das observações de campo e projeções ciclográficas, estudaram-se formas para agrupar  
276 as falhas segundo a compatibilidade cinemática e cronológica. A melhor forma de reunir as falhas  
277 em grupos de mesma idade e cinemática foi separá-las em dois grupos, “A” e “B”.

278 O Grupo A reúne as falhas dextrais NW-SE, sinistrais NE-SW, normais com direção aproximada  
279 N-S e reversas com direção aproximada E-W. O Grupo B reúne as falhas dextrais NE-SW, sinistrais  
280 NW-SE, normais com direção aproximada E-W e reversas com direção aproximada N-S.

281 Constatou-se que cada grupo (A e B) poderia ser relacionado respectivamente a um campo de  
282 tensão, denominados neste trabalho de Campo 1 e Campo 2. Os campos associam-se a um triedro  
283 de esforços compressivos, onde os tensores de máxima, intermediária e mínima compressão estão  
284 designados respectivamente como  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$  e  $\sigma_3$ .

285 Os afloramentos foram agrupados em 6 áreas distintas, segundo a geografia, similaridades litoló-  
286 gicas e/ou estruturais (Figura 9). Com exceção de algumas áreas que não tinham dados suficientes

287 do ponto de vista estatístico, foram gerados diagramas de paleotensões para cada campo e para cada  
288 área, demonstrando variações na atuação dos tensores. Nos diagramas (Figura 9), os tensores de  
289 cada campo estão plotados sobre a rede ciclográfica das falhas, ilustrando a relação entre os eixos  
290 de tensão e essas estruturas.

291 **Inserir Figura 9**

292 A compatibilidade cinemática dos campos acima citados e as observações em campo corroboraram  
293 com o estabelecimento da ordem cronológica destes campos de tensão. A forma como uma  
294 falha intercepta ou desloca outra, por exemplo, foi um dos critérios utilizados para estabelecer a que  
295 campo esta falha pertencia. Assim sendo, identificou-se o Campo 1 como relativamente mais antigo  
296 e o Campo 2 como o mais recente. As idades desses campos serão discutidas à diante.

297 No Campo 1 das áreas de estudo, de modo geral, o Grupo de Falhas A indicou compressão N-S  
298 subhorizontal e distensão E-W subvertical (Figura 9). O Grupo B, formado por falhas não compati-  
299 veis com o Grupo A, resultou em triedros de tensores bastante variados quanto à atitude (Figura 9).  
300 Este campo é aqui denominado de Campo 2.

301

## 302 **PETROGRAFIA DE ROCHAS DE FALHA**

### 303 **SILICIFICAÇÃO EM ARENITOS**

304 Na Formação Açu, os processos de silicificação são observados de forma intensa ou parcial (Fi-  
305 guras 10A). Ao microscópio, verificam-se, em rochas silicificadas, texturas em mosaico, paliçada  
306 (franjas de microcristais prismáticos) e radial. Em alguns casos, observa-se o fraturamento de grãos,  
307 com preenchimento desses espaços criados na catáclase por calcedônia, fechando completamente a  
308 permeabilidade primária da rocha. Em algumas porções, a matriz da rocha está sendo substituída  
309 por sílica micropolicristalina com a formação de veios constituídos por opala (Figura 5C). Nestes  
310 veios, nota-se um processo de substituição dos grãos, observando-se apenas seus moldes originais.  
311 A matriz encontra-se na fração argila e, em grande parte das amostras, possui composição ferrugi-

312 nosa. O cimento é de difícil visualização, sendo que em alguns pontos o mesmo possui uma compo-  
313 sição silicosa, formando um envelope de calcedônia.

314 **Inserir Figura 10**

315 Processos de silicificação associados à formação de pseudotaclito ocorrem nas zonas de falhas.  
316 Na porção do SFAB localizada no município de Afonso Bezerra, por exemplo, planos de falhas  
317 sinistrais em arenitos da Formação Açú exibem pseudotaquilitos, que foram identificados em cam-  
318 po e em lâmina delgada. O pseudotaquilito forma vários veios de material amorfo (vidro) e o que-  
319 bramento de grãos maiores nas bordas dos veios evidência uma cinemática transcorrente sinistral.  
320 Esta informação corrobora com os dados estruturais de campo.

321 Algumas rochas da Formação Barreiras afetadas por falhas apresentam silicificação, acompa-  
322 nhada ou não por laterização superficial. A silicificação no litotipos da Formação Barreiras oblitera  
323 as feições da rocha original, sendo vistos apenas alguns moldes de grãos recristalizados por sílica  
324 microcristalina, com granulometria média dos cristais igual a 0,02 mm. Em alguns locais, os cristais  
325 são mesocristalinos, com textura radial e total ausência de porosidade. Sob polarizadores paralelos,  
326 nota-se ainda a rocha com veios preenchidos por material ferruginoso.

327

#### 328 SILICIFICAÇÃO E BRECHAÇÃO EM ROCHAS CARBONÁTICAS

329 Os calcários também foram afetados por processos de silicificação e ainda sofreram um processo  
330 a mais, a brechação hidráulica (Figura 10B).

331 Observaram-se vestígios da rocha original preservados, o que permitiu classificar tais rochas  
332 como wackestones a grainstones (Dunham, 1962) ou, ainda, como ooespatito, oomicrito, bioespati-  
333 to e biomicrito (Folk, 1959). Os grãos constituintes destes litotipos são predominantemente oóides  
334 e, subordinadamente, pelóides, bioclastos (fragmentos de bivalves), intraclastos e minerais opacos.  
335 A exceção dos minerais opacos, todos estes constituintes podem sofrer substituição total em suas  
336 composições, variando apenas a granulometria em que a sílica se apresenta, sendo ela sob a forma  
337 de quartzo micro a mesocristalino. A matriz da rocha original não se encontra preservada, mas, em

338 algumas lâminas, é vista uma pequena porção de matriz micrítica. O cimento também é pouco ob-  
339 servado, tratando-se de um cimento de calcita que, após a silicificação, manteve sua forma romboé-  
340 drica, notada em nicóis paralelos. A silicificação não obliterou a textura botroidal observada em  
341 alguns calcários.

342 As brechas caracterizam-se por possuir fragmentos grossos, angulosos e fraturados. Esses blocos  
343 estão envolvidos por matriz grossa, com geodos, composta de quartzo e calcedônia (85% de SiO<sub>2</sub>)  
344 com opala e Fe(OH)<sub>3</sub> associados, e cimento silicoso. Os blocos seriam fragmentos de uma rocha  
345 calcárea encaixante. A análise petrográfica evidenciou uma silicificação pretérita dessa rocha encai-  
346 xante, antes dela sofrer brechação. Logo uma rocha primária teria sido silicificada num primeiro  
347 momento e, depois, em outro evento, teria sido brechada e seus fragmentos teriam sido envolvidos  
348 pela já descrita matriz silicosa.

349 A presença abundante de oólitos não deformados totalmente substituídos por quartzo ou calce-  
350 dônia na matriz indica que a precipitação dos componentes do silício se realizou sem tensão nem  
351 deformação, deixando intacta a estrutura do calcarenito esparítico oolítico primário (Figura 10B).

#### 352 BANDAS DE DEFORMAÇÃO

353 Segundo Trzaskos et al. (2007), as bandas de deformação podem ser classificadas como bandas  
354 fraturadas e bandas com cominuição dos grãos. As bandas de deformação fraturadas são marcadas  
355 pelo rompimento dos grãos da rocha encaixante, observado pelo intenso fraturamento intragranular,  
356 que pode ou não exibir deslocamento relativo dos fragmentos gerados. As bandas de deformação  
357 com cominuição dos grãos são caracterizadas pela cominuição intensa dos grãos da rocha encaixan-  
358 te ao longo da estrutura, dando origem a uma zona brechada e/ou zona de gouge.

359 As feições deformacionais associadas às bandas de deformação foram estudadas em arenitos da  
360 Formação Açú. Em algumas lâminas analisadas, observaram-se os contatos entre a rocha encaixan-  
361 te, não deformada, e a zona brechada ou danificada (Figura 10C). Em geral, a granulometria das  
362 bandas está diretamente relacionada à granulometria de suas encaixantes. Por exemplo, tendo o are-  
363 nito médio a grosso como encaixante, a granulometria da banda varia de 0,13 mm a 2,50 mm. Por

364 outro lado, quando a encaixante é conglomerática, nota-se que a granulometria da banda varia entre  
365 0,02 mm e 8,25 mm, com um tamanho médio de 0,54 mm.

366 Ainda que a comparação entre a encaixante e a banda de deformação revele claramente a cominui-  
367 ção dos grãos menores dentro da banda, o fechamento de permeabilidade é, sobretudo, provocado  
368 pela argilização dos feldspatos detriticos associado à hidroxidação do ferro. Em oposto a encaixante  
369 entre as bandas de deformação (damage zona) apresenta um aumento significativo de permeabilida-  
370 de provocado pela quebra dos grãos de quartzo e feldspatos sem atingir a cominuição e sem argili-  
371 zação (Figura 10D).

## 372 **DISCUSSÕES**

373 ANÁLISE DO SISTEMA DE FALHAS ATRAVÉS DA INTERPRETAÇÃO DE PRODUTOS DE SENSORIAMENTO  
374 REMOTO, MAPEAMENTO ESTRUTURAL E SEÇÃO GPR.

375 A topografia da região está fortemente relacionada ao SFAB. Em geral, as falhas são marcadas  
376 por baixos topográficos, correspondendo geralmente aos vales de drenagens. A leste do Rio Açu,  
377 estas drenagens escavam os depósitos quaternários, expondo a subjacente Formação Jandaíra ao  
378 longo dos vales dos rios, enquanto os depósitos quaternários ficam preservados nas regiões mais  
379 altas entre os vales. Assim os depósitos quaternários apresentam orientação paralela aos rios, que  
380 por sua vez se orientam segundo as falhas de direção NW-SE que os controlam.

381 Por outro lado, em alguns locais, a ocorrência das falhas pode ser indicada por altos topográfi-  
382 cos, em casos onde as mesmas apresentam silicificação. Os calcários da Formação Jandaíra e areni-  
383 tos das formações Barreiras e Açu afetados por esta silicificação se preservam ao longo das falhas  
384 de direção NW-SE, resistindo à erosão que ocorre em suas porções laterais não silicificadas.

385 As grandes feições geomorfológicas têm correspondentes nas estruturas estudadas nos aflora-  
386 mentos em campo. Identificou-se uma infinidade de estruturas rasas em campo, representada prin-  
387 cipalmente por falhas direcionais (dextrais e sinistrais) e normais, bandas de deformação, juntas,  
388 além de uma variedade de rochas de falha. As rochas mesozoicas (siliciclásticos da Formação Açu e  
389 carbonatos da Formação Jandaíra) contêm a maioria dessas estruturas. As estruturas de liquefação

390 foram mapeadas nos depósitos quaternários (Moura-Lima et al., 2010). Logo se constata como a  
391 atividade tectônica na Bacia Potiguar atingiu marcadamente as unidades superficiais da Bacia Poti-  
392 guar, em diferentes períodos geológicos.

393 O entorno da Lagoa do Queimado no SFAB, por exemplo, encontra-se tomado por uma rocha  
394 brechada e silicificada. Essa rocha apresenta fragmentos de calcário imersos numa matriz fina car-  
395 bonática, calcedônia e opala. Hackspacker et al. (1985) foram os primeiros a reconhecer essa rocha  
396 e relacionar sua existência à movimentação da Falha de Afonso Bezerra.

397 A relação entre falhas e a deposição de sedimentos cenozoicos é clara na área. Alguns estudos  
398 anteriores mostraram a relação entre a tectônica e os depósitos neogênicos e quaternários na costa  
399 brasileira (e.g., Hackspacher et al., 1985; Bezerra & Vita-Finzi, 2000; Bezerra et al., 2001, 2008;  
400 Nogueira et al., 2006; Moura-Lima et al., 2010). Estas observações são pertinentes na área mapea-  
401 da, já que se constata certa coincidência entre a orientação de depósitos cenozoicos e o sistema de  
402 falhas de direção NW-SE, e até mesmo lineamentos do embasamento cristalino. A maioria dos altos  
403 topográficos, em cujos topos foi identificada silicificação de arenitos da Formação Barreiras, encon-  
404 tra-se alinhada ao SFAB.

405 Em mapeamentos anteriores (e.g., DNPM et al., 1998), muitas das falhas NW-SE foram carto-  
406 grafadas apenas no embasamento cristalino, sendo interrompidas na Bacia Potiguar. Nos casos em  
407 que algumas falhas eram indicadas afetando rochas da bacia, elas se restringiam às formações Jan-  
408 daíra e Açú, aparecendo recobertas pelos depósitos cenozoicos. No entanto, com o presente mape-  
409 amento, ratificado pelo levantamento geofísico raso (GPR), nota-se que falhas dos sistemas NW-SE  
410 cortam unidades lito-estratigráficas cenozoicas, inclusive a Formação Barreiras, evidenciando o  
411 caráter recorrente destes sistemas de falhas.

412 A leste do Rio Açú, os depósitos fluviais da Formação Barreiras e os depósitos aluviais antigos  
413 estão orientados segundo a direção NW, sendo correlacionáveis assim ao Sistema de Falhas de A-  
414 fonso Bezerra. A rede de drenagem atual também é fortemente influenciada pelos sistemas de falhas

415 NW-SE. Os braços das lagoas do Queimado, de Pedra e Vargem de Cima, com orientação NW,  
416 desenvolveram-se ao longo de falhas que compõem o Sistema de Falhas de Afonso Bezerra.

417 A silicificação de rochas da Formação Barreiras e a geometria da drenagem indicam que a mo-  
418 vimentação pós-campaniana das falhas NW-SE do SFAB, iniciada no Maastrichtiano, prolongou-se  
419 até o Neógeno. Os terraços aluviais do Rio Açú são exemplos de registros da deformação neotectô-  
420 nica. Os depósitos mais antigos estão representados principalmente por conglomerados e arenitos  
421 conglomeráticos diretamente relacionados à morfodinâmica fluvial. Esses terraços mostram um  
422 nítido escalonamento, denotado por uma evolução faciológica, espacial e temporal de oeste para  
423 leste, onde as fácies mais grossas vão sendo substituídas pelas fácies mais finas, evidenciando a  
424 migração do sistema fluvial no mesmo sentido (Fonseca, 1996).

425 A distribuição espacial dos terraços abandonados do Rio Açú, mais expressivos a oeste deste rio,  
426 confere o predomínio de aluvião antigo nesta porção, o que também indica a migração do canal no  
427 sentido leste. Assim, provavelmente, a tectônica atuante na região contribuiu para a avulsão do rio e  
428 evolução destes terraços. O fato de, na porção ocidental da área, a Formação Barreiras aflorar restri-  
429 tamente no topo da Serra do Mel, tendo suas encostas recobertas por depósitos aluviais antigos,  
430 pode indicar um possível soerguimento desta região (Moura Lima et al., 2010), o que contribui co-  
431 mo evidência de inversão na BP.

#### 432 ESTUDO DE PALEOTENSÕES

433 O primeiro campo de tensões (Campo 1), com compressão aproximada N-S e distensão aproxi-  
434 mada E-W, representa o evento mais importante na região do SFAB, como já foi reconhecido em  
435 vários trabalhos. Segundo Hackspacker et al. (1985), foi no Paleógeno que os sistemas de falhas  
436 NW-SE, em especial o de Afonso Bezerra, apresentaram uma evolução mais complexa. Muitas es-  
437 truturas estão associadas a este campo de tensões. Sua evolução por um período mais longo prova-  
438 velmente permitiu variações locais, ocorrendo a rotação dos eixos de máxima compressão e máxima  
439 distensão, permitindo a compatibilidade das muitas estruturas encontradas. Segundo Françolin e  
440 Szatmari (1987), no Mesocretáceo (Albiano), a Bacia Potiguar estava submetida a esforços diver-

441 gentes E-W, que causaram cisalhamento dextral na atual margem equatorial brasileira. Este campo  
442 de tensões, que iniciou sua atuação no mesmo período de deposição dos arenitos da Formação Açú,  
443 ultrapassou o Turoniano-Campaniano, idade de instalação da plataforma carbonática da Formação  
444 Jandaíra, e perdurou até início do Neógeno Inferior. Oliveira (1993) também propôs um modelo de  
445 deformação condicionado por compressão N-S e extensão E-W, com o eixo  $\sigma_2$  verticalizado. Este  
446 sistema de tensões seria responsável pelos movimentos transcorrentes das estruturas NW-SE (dex-  
447 tral) e NE-SW (sinistral), durante o Neógeno.

448 Entretanto, a idade precisa do evento ainda é discutível e pouco conhecida. Especulativamente  
449 existem duas alternativas pelas quais o processo de reativação pode estar associado ao limite Cretá-  
450 ceo/Paleógeno (Matos, 1993), marcado na BP pela grande erosão campaniana das seqüências cretá-  
451 ceas. Uma segunda hipótese advoga que o processo de reativação estaria relacionado ao tectonismo  
452 que gerou o Magmatismo Macau (40-20 Ma), como sugere o mapa geológico de Fortes (1987). Jar-  
453 dim de Sá et al. (1999) também associam este evento ao referido vulcanismo, propondo o contexto  
454 de um domo assimétrico, alongado no eixo N-S, gerador de extensão em toda superfície horizontal,  
455 todavia mais pronunciada no eixo E-W, em relação ao N-S, o que poderia simular uma compressão  
456 N-S (na realidade, extensão mínima).

457 O segundo campo de tensões (Campo 2) observado na área de estudo apresenta compressão E-W  
458 e distensão N-S. Este campo também encerra uma diversidade de estruturas, porém não tão penetra-  
459 tivas quanto aquelas formadas no campo de tensão anterior. As relações entre as estruturas em cam-  
460 po indicam reativações. O Campo 2 coincide com o campo neotectônico proposto por vários autores  
461 (Ferreira et al., 1998; Bezerra, 2000; e Moraes Neto, 2003). A presente pesquisa corrobora esta hi-  
462 pótese, visto que muitas foram as estruturas, como juntas e falhas, incompatíveis cronologicamente  
463 com as estruturas geradas pelo Campo 1. Unidades sedimentares mais novas como a Formação Bar-  
464 reiras (miocênica) e os depósitos aluviais (quaternários) foram afetadas por este campo mais recen-  
465 te. O Campo 2 teria inclusive falhado rochas já intemperizadas de unidades aflorantes pré-

466 miocênicas. Assim pode-se conferir ao Campo 2 uma abrangência de tempo que se inicia no Mio-  
467 ceno e se estende até os dias de hoje, no Holoceno.

468 A presença e distribuição espacial de populações de estruturas (falhas transcorrentes, normais,  
469 juntas secas e preenchidas), com direções principais NW-SE, e a compatibilidade entre os conjuntos  
470 estudados, no contexto da evolução dos sistemas de falhas NW-SE (transcorrente dextral no campo  
471 mais antigo e transcorrente sinistral no campo atual), indicam uma relação muito clara entre as es-  
472 truturas rasas e o sistema de falhas NW-SE. Na maioria dos casos, as estruturas rasas observadas  
473 representam a expressão dos grandes sistemas de falha em superfície.

#### 474 ANÁLISES PETROGRÁFICAS

475 A origem do processo de silicificação observado nas falhas é incerta. Dantas (1998) relacionou a  
476 origem do fluido, que gerou a silicificação dos calcários, ao aquecimento regional associado ao  
477 Magmatismo Macau. Este fluido teria solubilizado os cristais de quartzo dos arenitos e calcarenitos  
478 da Formação Açú. Porém apenas a solubilização destes cristais não seria suficiente para fornecer o  
479 material necessário para o porte da silicificação observada. Além disso, o Magmatismo Macau não  
480 teria fornecido silício, pois o mesmo tem composição básica, sendo responsável apenas pelo forne-  
481 cimento de calor e pressão. Pressupõe-se apenas que as transformações minerais ocorridas nos are-  
482 nitos foram propiciadas pela percolação de fluidos provenientes de grandes profundidades. A ori-  
483 gem dos fluidos atuantes na silicificação das formações Açú e Jandaíra possivelmente relacionada  
484 ao Vulcanismo Macau não se aplica, no entanto, à silicificação ocorrida na Formação Barreiras,  
485 pois esta é mais jovem que grande parte dos corpos vulcânicos.

486 Bezerra et al. (2007) observaram alguns veios e zonas de falhas silicificadas na Falha de Sa-  
487 mambaia (porção leste da BP). Estas estruturas são semelhantes às estruturas observadas no SFAB.  
488 Na Falha de Samambaia, estes veios e zonas de falhas silicificadas ocorrem como enxames e atra-  
489 vessam o embasamento cristalino Pré-Cambriano, rochas cretáceas e depósitos neógenos (arenitos e  
490 solos lateríticos sobrejacentes). Algumas destas estruturas caracterizam movimentação em níveis  
491 rasos, como indicado pela ocorrência de cataclasito, pseudotaquilito, brecha de falha e gouge.

492 A brechação hidráulica atingiu rochas carbonáticas. As rochas silicificadas e brechadas seriam  
493 contemporâneas e estariam relacionadas a um único processo de reativação da falha. A formação  
494 das brechas estaria ligada a um processo de silicificação seguido de “explosão”. As rochas encai-  
495 xantes pertenceriam às fácies menos porosas. Ao entrarem em contato com fácies oolíticas sobre-  
496 postas com maior porosidade, encontrariam uma situação onde o volume molar do vapor seria mui-  
497 to maior que o volume molar da água. A explosão teria sido ocasionada por alívio de pressão sofri-  
498 do pelos fluidos ascendentes, em consequência da diminuição de volume durante a silicificação da  
499 encaixante. Estes fluidos estariam a uma temperatura aproximada de 100 °C. As observações de  
500 campo corroboram com essas idéias, já que os clastos observados estão silicificados e imersos em  
501 uma matriz também silicificada, associada a níveis ricos em material ferruginoso.

502 Segundo Hakcspacker et al. (1985), as reativações responsáveis pela geração destas brechas seri-  
503 am contemporâneas ao Magmatismo Macau. Isto é ratificado por Melo (2005) e Legrand et al.,  
504 (2008) que realizaram análises geoquímicas e observaram que os fluidos provavelmente seriam ori-  
505 undos deste magmatismo devido a uma introdução de elementos químicos típicos dos magmas bási-  
506 cos presentes na região.

507 Quanto às bandas de deformação, a argilização dos feldspatos em seu interior pode ser um indi-  
508 cativo de que o fluido que por ali circulou era relativamente frio e oxidante, desestabilizando os  
509 feldspatos. Isto implica que as formações sedimentares que mostraram, na fase diagenética, o de-  
510 senvolvimento overgrown nos feldspatos, já estavam em fase de soerguimento quando as falhas  
511 atuaram, ou o fluido hidrotermal era menos concentrado em  $K^+$  do que o fluido responsável pelas  
512 cristalizações diagenéticas .

## 513 **CONCLUSÕES**

514 O Sistema de Falhas de Afonso Bezerra não se restringe ao embasamento cristalino da Bacia Po-  
515 tiguár, mas afeta todas as suas unidades litoestratigráficas pós-rifte, inclusive coberturas quaterná-  
516 rias. Logo este sistema atuou não somente na fase rifte da bacia, como também foi reativado em  
517 períodos pós-campanianos.

518 A expressão superficial desta reativação se dá através do controle de drenagens, altos topográficos  
519 silicificados e disposição de depósitos cenozoicos. Este sistema de falhas ainda se reflete em  
520 escala de afloramento, por meio de juntas, falhas comuns ou silicificadas e bandas de deformação,  
521 afetando principalmente as formações Açú, Jandaíra e Barreiras. A silicificação verificada ao longo  
522 das falhas pode conferir a essas um caráter selante.

523 O Sistema de Falhas de Afonso Bezerra sofreu influência de dois relevantes campos de tensões:  
524 o primeiro, com compressão N-S, do Cretáceo Tardio ao Mioceno; o segundo, com compressão E-  
525 W, atuou do Mioceno ao presente.

## 526 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

527 ANGELIER, J. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: HANCOCK, P.L. (ed), **Continental Deformation**. Oxford: Pergamon Press, p. 53-100, 1994.

528 BEZERRA, F.H.R. Neotectonics in northeastern Brazil: implications for a preliminary seismic-hazard assessment. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, p. 558-560, 2000.

531 BEZERRA, F.H.R.; AMARO, V.E.; VITA-FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 61–75, 2001.

534 BEZERRA, F.H.R.; NEVES, B.B.B.; CORREA, A.C.B.; BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 1, p. 555-582, 2008.

537 BEZERRA, F.H.R.; TAKEYA, M.K.; SOUSA, M.O.L.; NASCIMENTO, A.F. Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil. **Tectonophysics**, v. 430, p. 27–39, 2007.

539 BEZERRA, F.H.R. & VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, n. 7., p. 591-594, 2000.

541 CPRM – COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa geológico do Estado do Ceará, Escala 1: 500.000** . Fortaleza: Convênio

543 Ministério de Minas e Energia / Governo do Estado do Ceará/ Secretaria de Recursos Hídricos /  
544 Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil, 1 mapa color., 2003.  
545 CPRM – COMPANHIA DE PESQUISAS DE RECURSOS MINERAIS – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. 2006. **Programa Geologia do Brasil – PGB, Projeto Geologia e Recursos Mi-**  
546 **nerais do Estado do Rio Grande do Norte, Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Nor-**  
547 **te, Escala. 1 :500.000.** Recife: Convênio Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado do Rio Grande  
548 do Norte / Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais – Serviço Geológico do Brasil, 1 mapa  
549 color., 2006.

551 CREMONINI, O.A.; GOULART, J.P.M.; SOARES, U.M. O Rifte Potiguar: novos dados e impli-  
552 cações tectônicas. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4, 1996, Rio Claro. **Bole-**  
553 **tim...** Rio Claro: UNESP, 1996. p. 89-93.

554 DANTAS, E.P. **Gravimetria e sensoriamento remoto: uma aplicação no estudo da tectônica**  
555 **recente em Macau e São Bento do Norte (RN).** Natal: Universidade Federal do Rio Grande do  
556 Norte/Centro de Ciências Exatas e da Terra/Departamento de Geologia, Monografia, 97 p., 1998.

557 DANTAS, A.R. **Mapeamento Estrutural da porção central e sudeste da Falha de Afonso Be-**  
558 **zerra, Bacia Potiguar.** Natal: Universidade Federal do Rio Grande do Norte/Centro de Ciências  
559 Exatas e da Terra/Departamento de Geologia, Monografia, 107 p., 2004.

560 DUNHAM, R.J. Classification of Carbonates Rocks According to Depositional texture. In: W.E.  
561 HAM (ed.), **Classification of Carbonates Rock – a symposium.** Oklahoma: American Associa-  
562 tion of Petroleum Geologists, p. 21 – 108, 1962.

563 FERREIRA, J.M.; OLIVEIRA, R. T.; TAKEYA, M.; ASSUMPÇÃO, M. Superposition of local  
564 and regional stresses in NE Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar marginal  
565 basin. **Geophysical Journal International**, v. 134, p. 314-355, 1998.

566 FOLK, R.L. **Practical Petrographic Classification of Limestones.** Tulsa: American Association of  
567 Petroleum Geologist, Bulletin, v. 43. n. 1, p. 1-38, 1959.

568 FONSECA, V.P. **Estudos Morfo-neotectônicos na área do baixo curso do rio Açu (Açu-**  
569 **Macau), RN.** Belo Horizonte, 1996. 130 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Universidade  
570 Federal de Minas Gerais.

571 FORTES, F.P. **Mapa Geológico da Bacia Potiguar (1:100.000), a origem da Bacia Mesozoica**  
572 **do Apodi como decorrência do ciclo tectono-orogênico.** Natal: PETROBRAS / DEBAR / DIN-  
573 TER / SEBAT, Relatório Interno, 116 p., 1987.

574 FRANÇOLIN, J. B. L. & SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem  
575 norte brasileira. **Revista Brasileira de Geociências.** v. 17, n. 2, p. 196-207, 1987.

576 HACKSPACHER, P.C. & OLIVEIRA D.C. A evolução estrutural das zonas de cisalhamento Porta-  
577 legre e Santa Mônica – RN. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de  
578 Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geociências, 1984, v. 6, p. 1679-1692.

579 HACKSPACKER, P. C.; CORSINO, A. R.; SRIVASTAVA, N. K.; TIRIBA, V. F. **A Falha de**  
580 **Afonso Bezerra como evidência de significativo tectonismo frágil NW -SE, na Bacia Potiguar**  
581 **emersa – RN.** Natal: Universidade Federal do Rio Grande do Norte/Centro de Ciências Exatas e da  
582 Terra/Departamento de Geologia, Boletim, v. 10, p. 33-44, 1985.

583 JARDIM DE SÁ, E.F.; MATOS, R.M.D.; MORAIS NETO, J.M.; SAADI, A.; PESSOA NETO,  
584 O.C.P. Epirogenia ceozoica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos da  
585 deformação associados. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7, 1999, Len-  
586 çois. **Anais...** Lençóis: SBG/NE, 1999, v. 4, p. 58-61.

587 LEGRAND, J.M.; MELO, N.D.; MOURA-LIMA, E.N.; BEZERRA, F.H.R.; SOUSA, M.O.L.;  
588 MAIA, H.N. Propriedades dos fluidos circulantes nas falhas NW-SE pós-campanianas da Bacia  
589 Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba:  
590 Sociedade Brasileira de Geologia, 2008, p. 129.

591 MATOS, R.M.D. The northeast brazilian rift sistem. **Tectonics**, v. 11, p. 766-791, 1992.

592 MATOS, R.M.D. **Resolução sísmica versus modelos geológicos na exploração da Bacia Poti-**  
593 **guar.** Natal: PETROBRAS / DEBAR / DIREX, Relatório Interno, 10 p., 1993.

594 MELO, N.D. **Geoquímica e caracterização dos fluidos associados às estruturas rúpteis pós-**  
595 **campanianas da Bacia Potiguar.** Natal: Universidade Federal do Rio Grande do Norte/Centro de  
596 Ciências Exatas e da Terra/Departamento de Geologia, Monografia, 71p. 2005.

597 DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral. **Mapa Geológico do Estado do Rio**  
598 **Grande do Norte, Escala 1: 500.000.** Natal: Convênio Universidade Federal do Rio Grande do  
599 Norte / PETROBRAS / Departamento Nacional de Produção Mineral, 1 mapa color., 1998.

600 MORAES NETO, J.M. Expressão sísmica da deformação frágil pós-Mioceno na Bacia Potiguar  
601 submersa, Nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9,  
602 2003, Búzios. **Anais...** Búzios: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003, p. 274.

603 MOURA-LIMA, E.N.; SOUSA, M.O.L.; BEZERRA, F.H.R.; AQUINO, M.A.; VIEIRA, M.M.;  
604 LIMA-FILHO, F.P.; FONSECA, V.P.; AMARAL, R.F. 2010. Sedimentação e deformação tectôni-  
605 ca neogênicas e quaternárias no centro da Bacia Potiguar. **Geologia USP: Série Científica**, v. 10, n.  
606 1, p. 15-28, 2010.

607 NOGUEIRA, F.C.C.; BEZERRA, F.H.R.; CASTRO, D.L. 2006. Deformação rúptil em depósitos  
608 da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar. **Geologia USP: Série Científica**, v. 6, n.  
609 2, p. 51-59, 2006.

610 OLIVEIRA, D.C. **O papel do Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim na evolução tectônica do**  
611 **nordeste oriental (Brasil): implicações na formação do Rifte Potiguar.** Ouro Preto, 1993. 172 p.  
612 Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Universidade Federal de Ouro Preto.

613 PESSOA NETO, O.C.; SOARES, U.M.; SILVA, J.G.F.; ROESNER, E.H.; FLORÊNCIO, C.P.;  
614 SOUZA, C.A.V. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 357- 369,  
615 2007.

616 TRZASKOS, B.; ROSTIROLLA, S.P.; BOCARDI, L.B. 2007. Bandas de deformação em arenitos  
617 permocarboníferos da Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 1, p. 27-  
618 43.

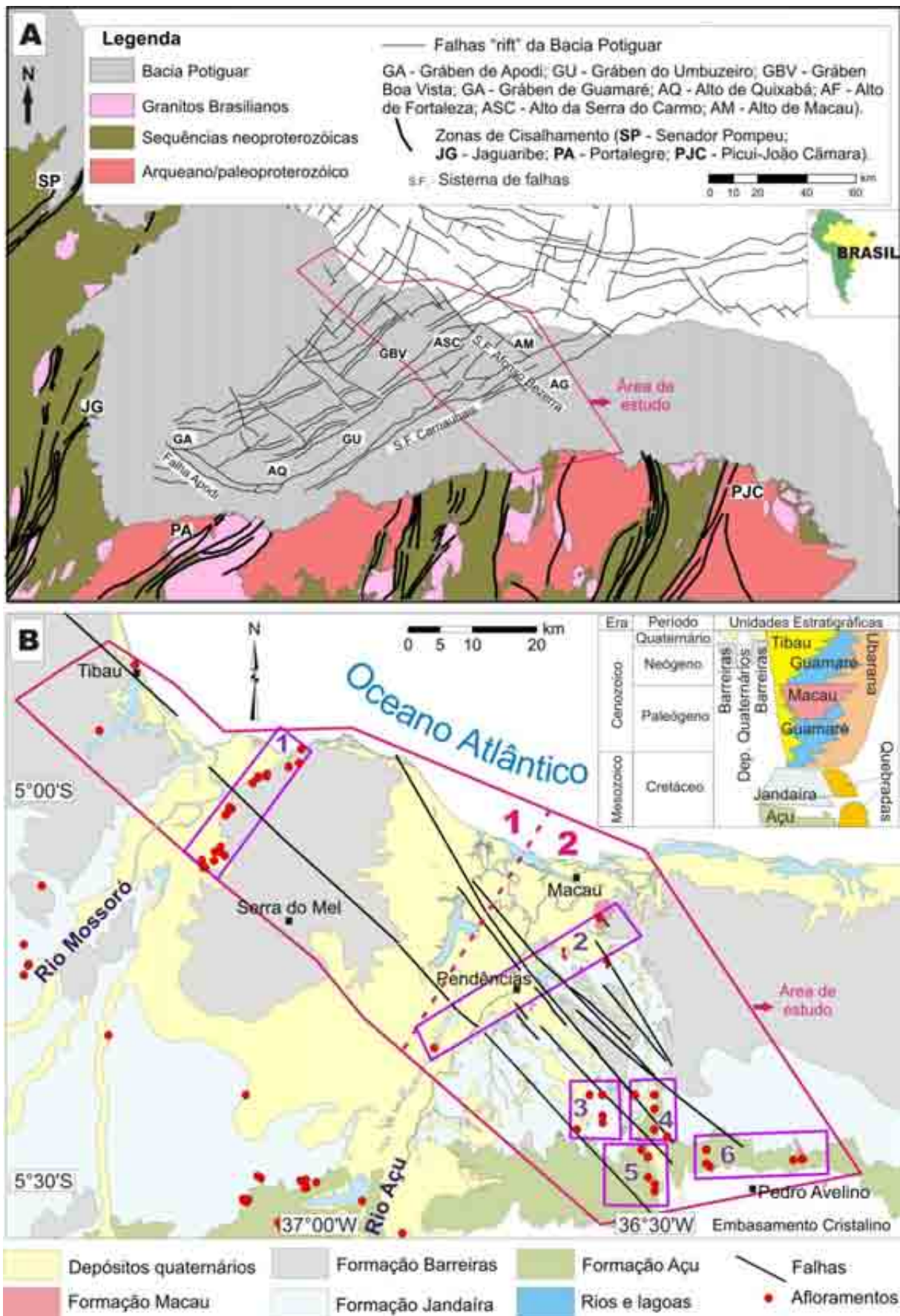
619

## AGRADECIMENTOS

620

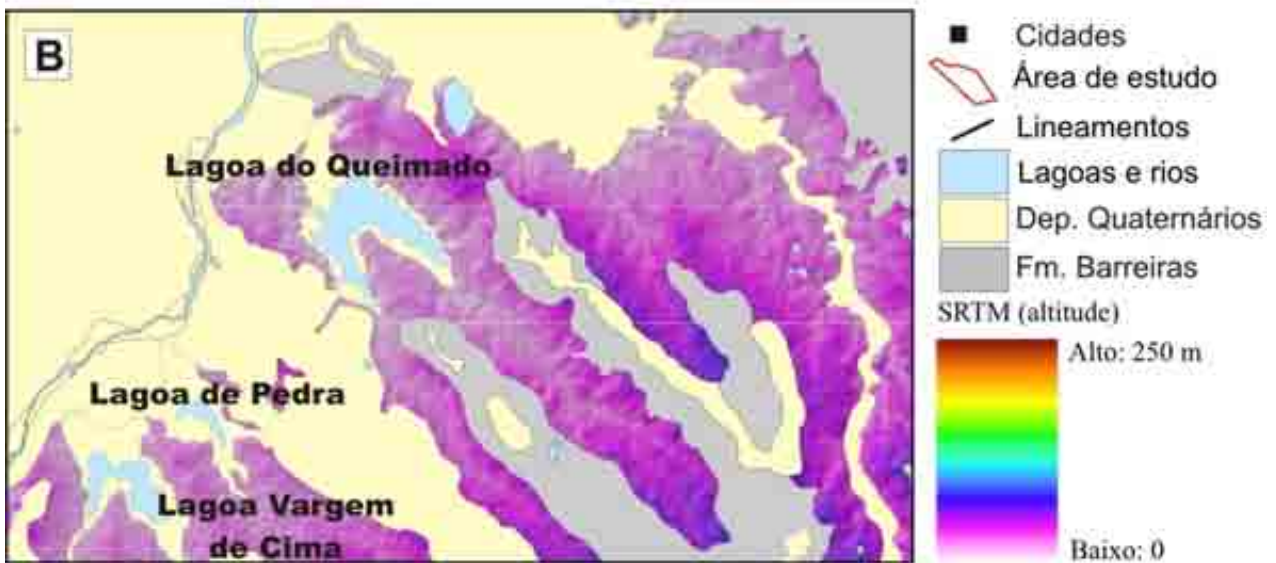
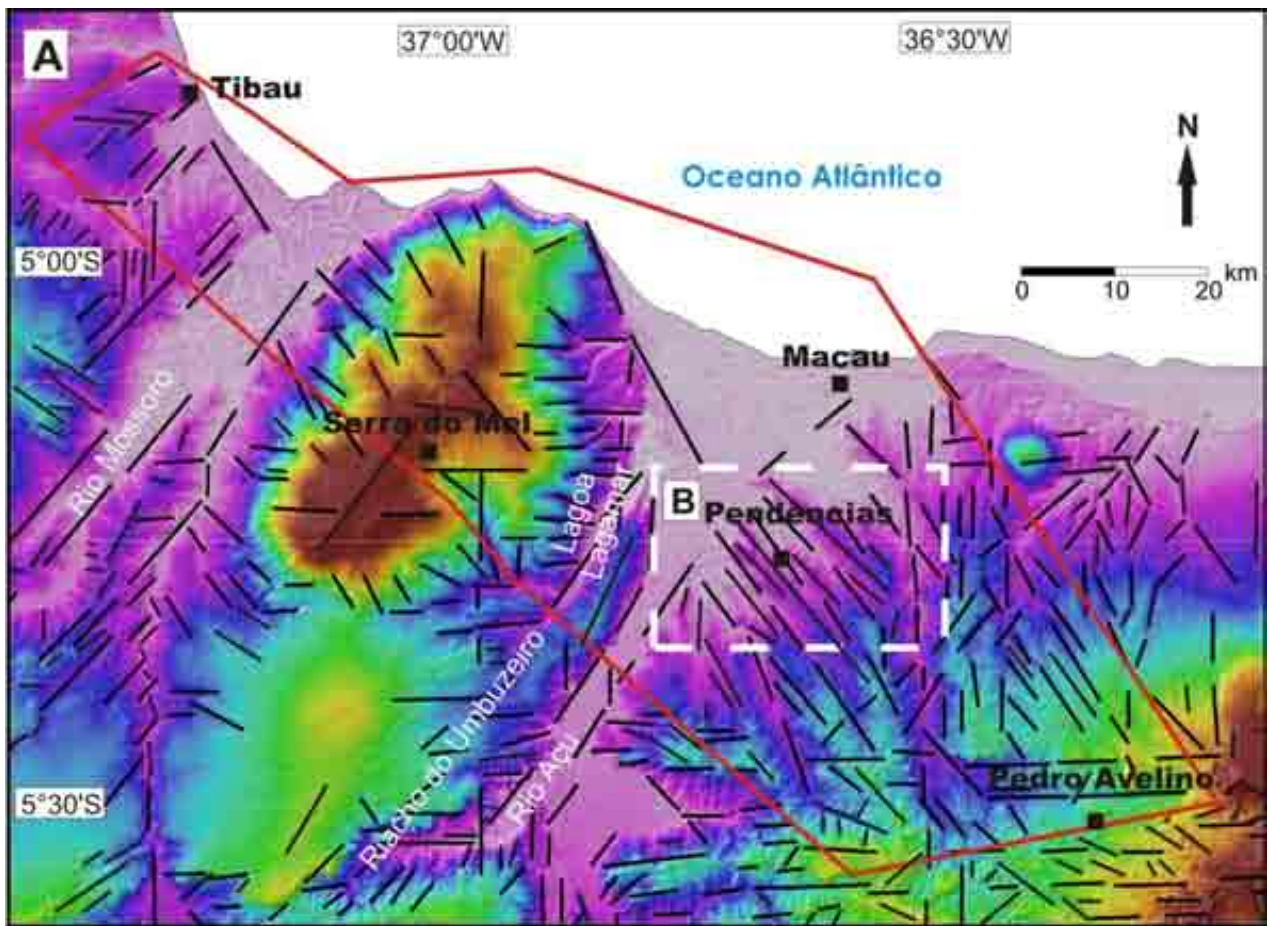
621 Este trabalho contou com o financiamento do Projeto Poti-Falhas (Petrobras-FUNPEC-UFRN)  
622 coordenado por Francisco H.R. Bezerra. Agradecemos a um revisor anônimo pelas críticas constru-  
623 tivas. Elissandra Moura-Lima e Maria Sousa agradecem respectivamente à Agência Nacional do  
624 Petróleo e ao CNPq/CTPETRO/UFRN pelas bolsas concedidas. Agradecemos a Daniel Menezes e  
625 Elivânia Moura-Costa pela ajuda prestada na edição das figuras.

626



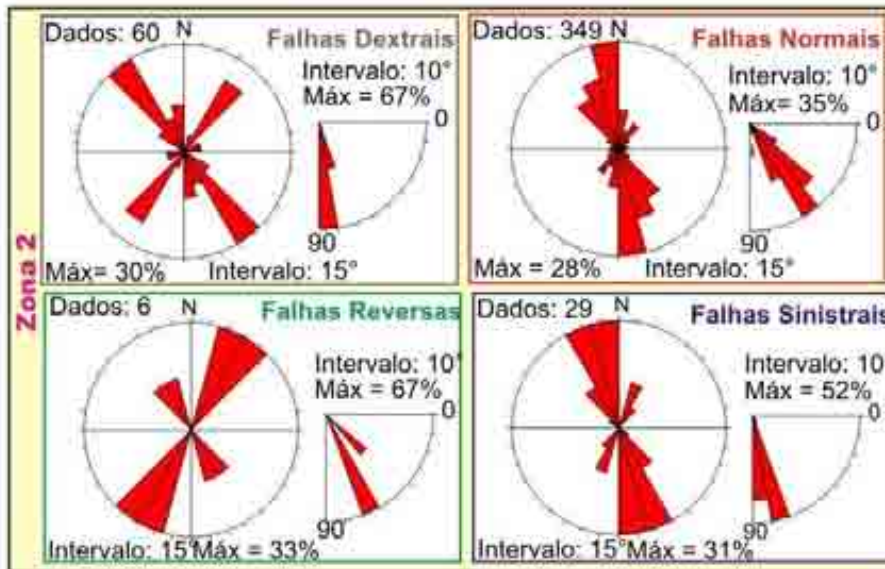
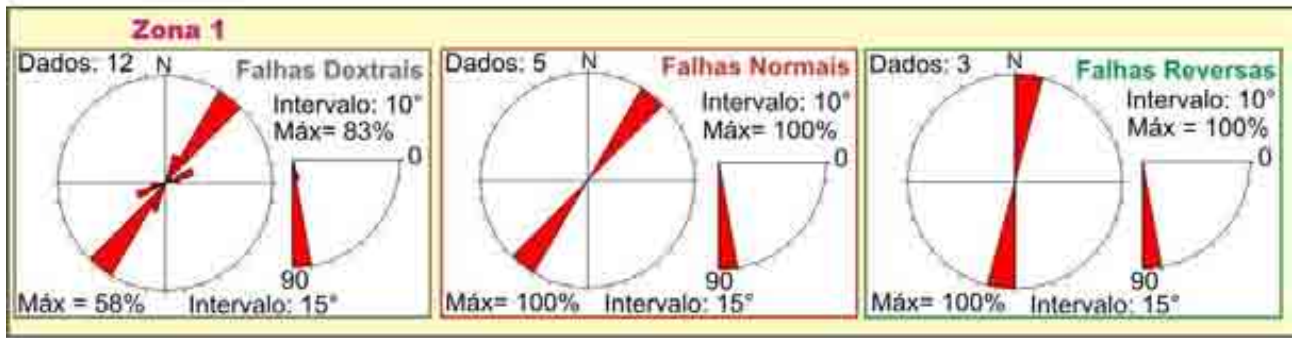
627  
628  
629  
630

Figura 1- (A)- Arcabouço estrutural da Bacia Potiguar. (B)- Localização da área de estudo, com parte da coluna estratigráfica da bacia, abrangendo unidades ilustradas no mapa (simplificada de Pessoa Neto et. al., 2007). O tracejado magenta separa duas zonas, abordadas nas figuras 3 e 7; os polígonos lilás representam áreas abordadas na Figura 9.



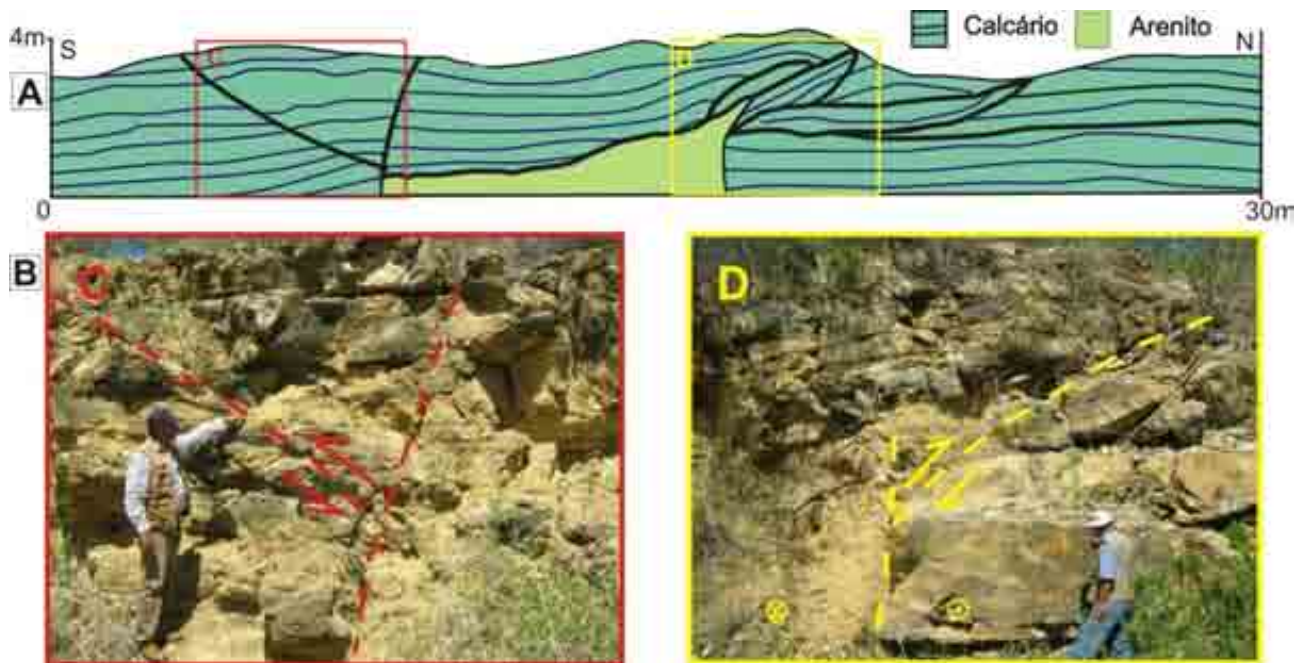
631  
632  
633

Figura 2- (A)- Mapa de lineamentos. (B)- Detalhe, destacando o alinhamento dos depósitos cenozoicos e lagoas, segundo a direção NW-SE.



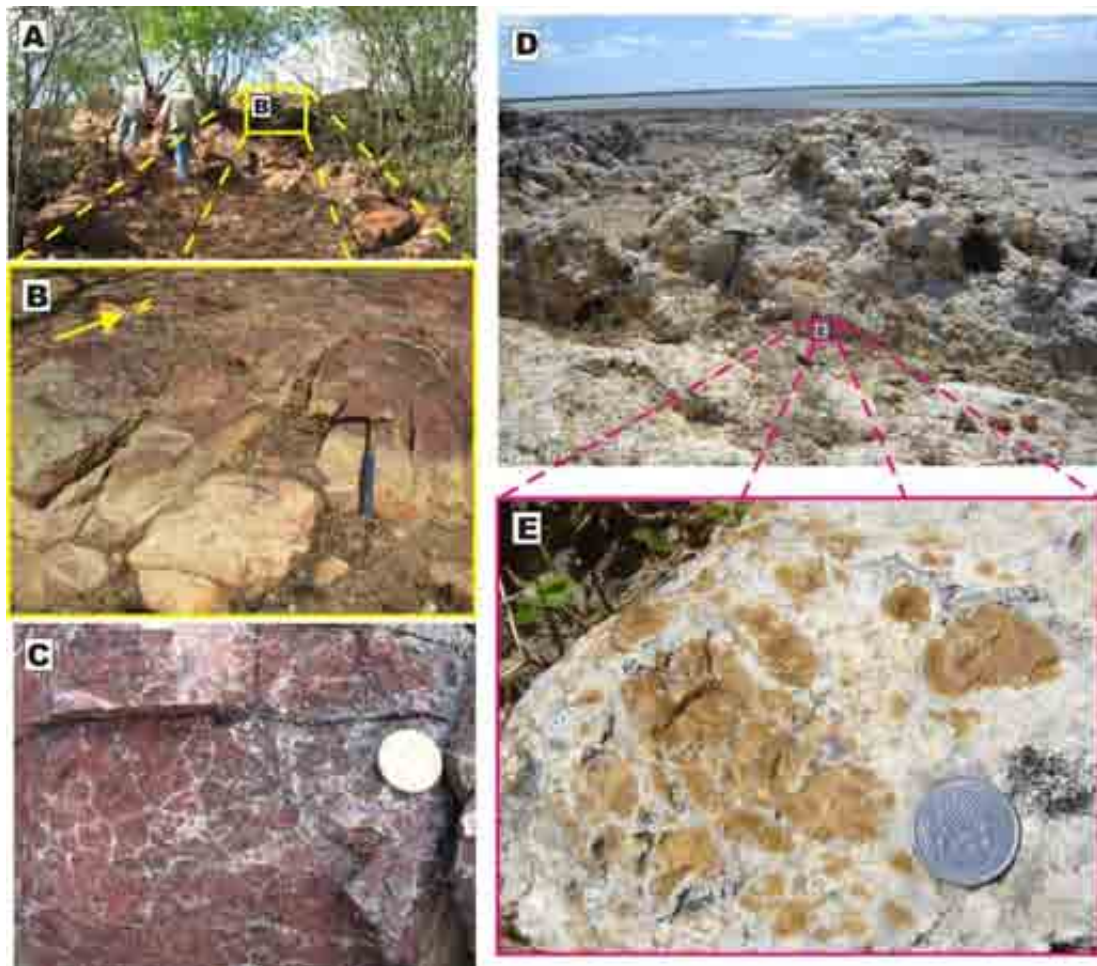
634  
635  
636  
637  
638

Figura 3- Diagramas de roseta representando o comportamento de mesofalhas no Sistema de Falhas de Afonso Bezerra, o qual foi dividido em 2 zonas (ver Figura 1, tracejado e polígono na cor magenta).



639  
640  
641  
642

Figura 4- Falhas no calcário da Formação Jandaíra; a falha principal é transpressional dextral, promovendo, na base, o contato lateral entre este calcário e arenito na Formação Açu.



643  
644  
645  
646  
647  
648

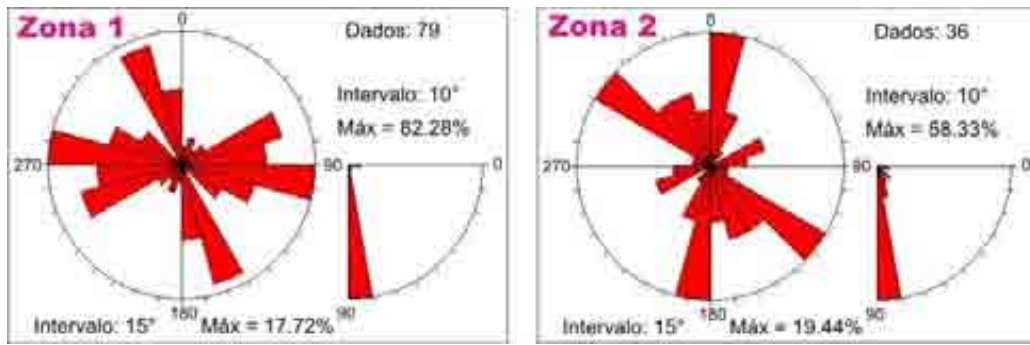
Figura 5- (A)-Topo de morro alinhado segundo a direção NW-SE. (B)- Detalhe da Figura 05-A: Arenito da Formação Açu parcialmente silicificado e fraturado, preservando o topo de um morro. (C)- Arenito da Formação Açu ferruginoso com venulações de sílica amorfa. (D)- Calcário silicificado e brechado aflorante na borda da Lagoa do Queimado. (E)- Detalhe da Figura 05-D.



649  
650  
651  
652

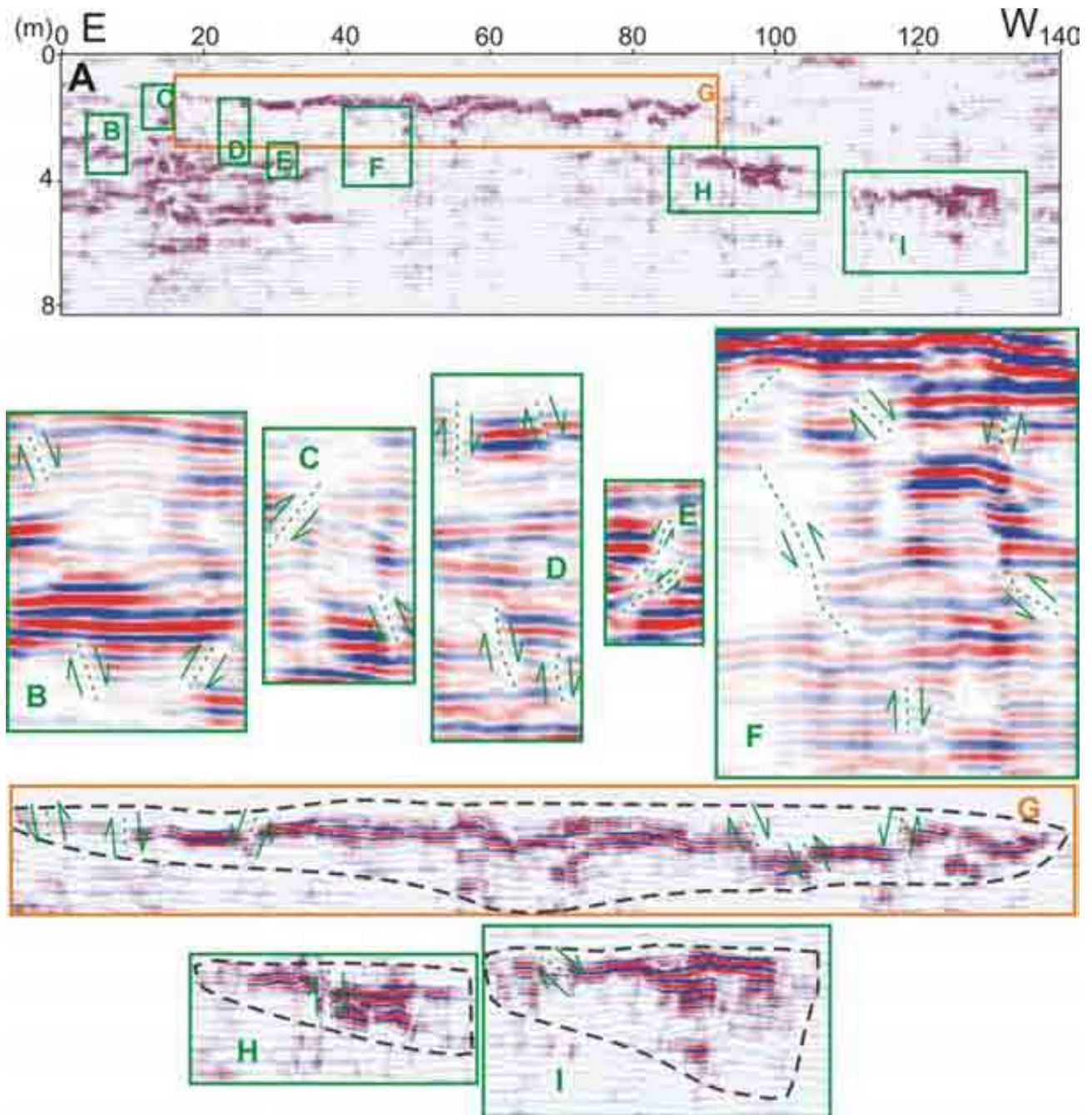
Figura 6- (A) Alto topográfico silicificado em meio a dunas, na Praia de Ponta do Mel. (B) Planos de falhas em arenitos da Formação Barreiras. (C) Bloco silicificado com textura original totalmente obliterada. (D) Brecha hidráulica com clastos de calcário silicificado e matriz silicosa.

653



654  
655  
656  
657  
658

Figura 7- Diagramas de roseta representando o comportamento de juntas no Sistema de Falhas de Afonso Bezerra, que foi dividido em 2 zonas (ver Figura 1, tracejado e polígono na cor magenta).



659  
660  
661

Figura 8- (A)- Seção GPR em arenito da Formação Barreiras. De (B) a (F)- Detalhes do perfil, ressaltando algumas das dezenas de falhas. (G)- Paleocanal falhado. (H) e (I)- Paleocanais incompletos falhados.

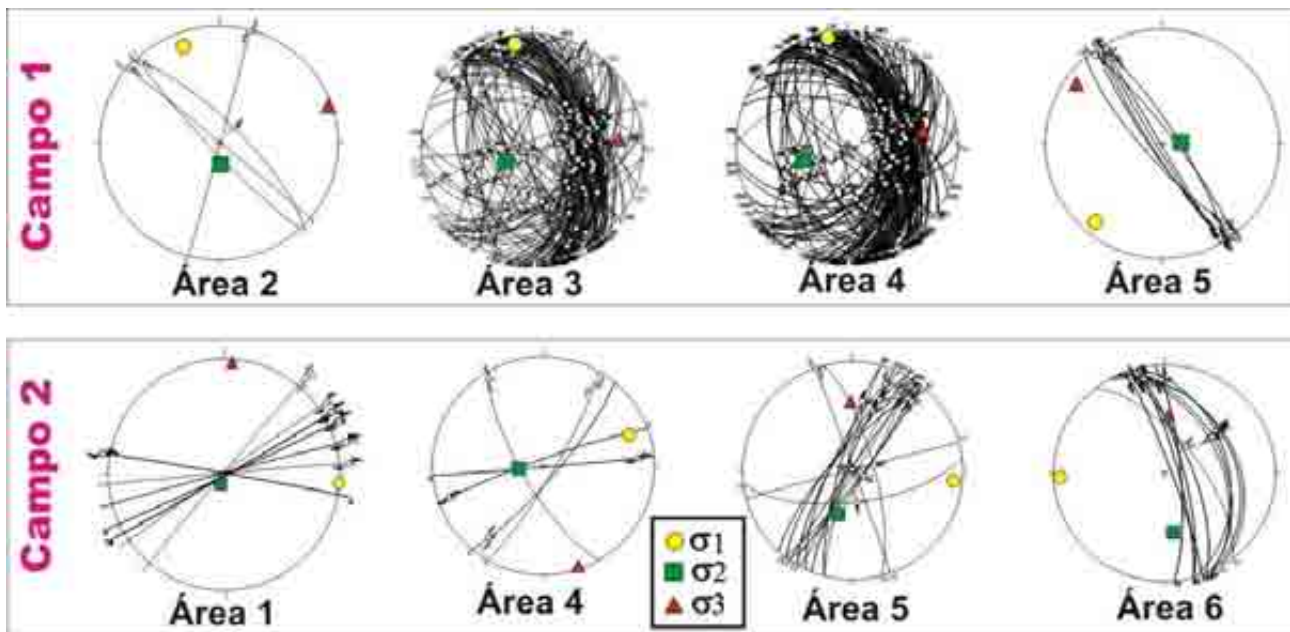
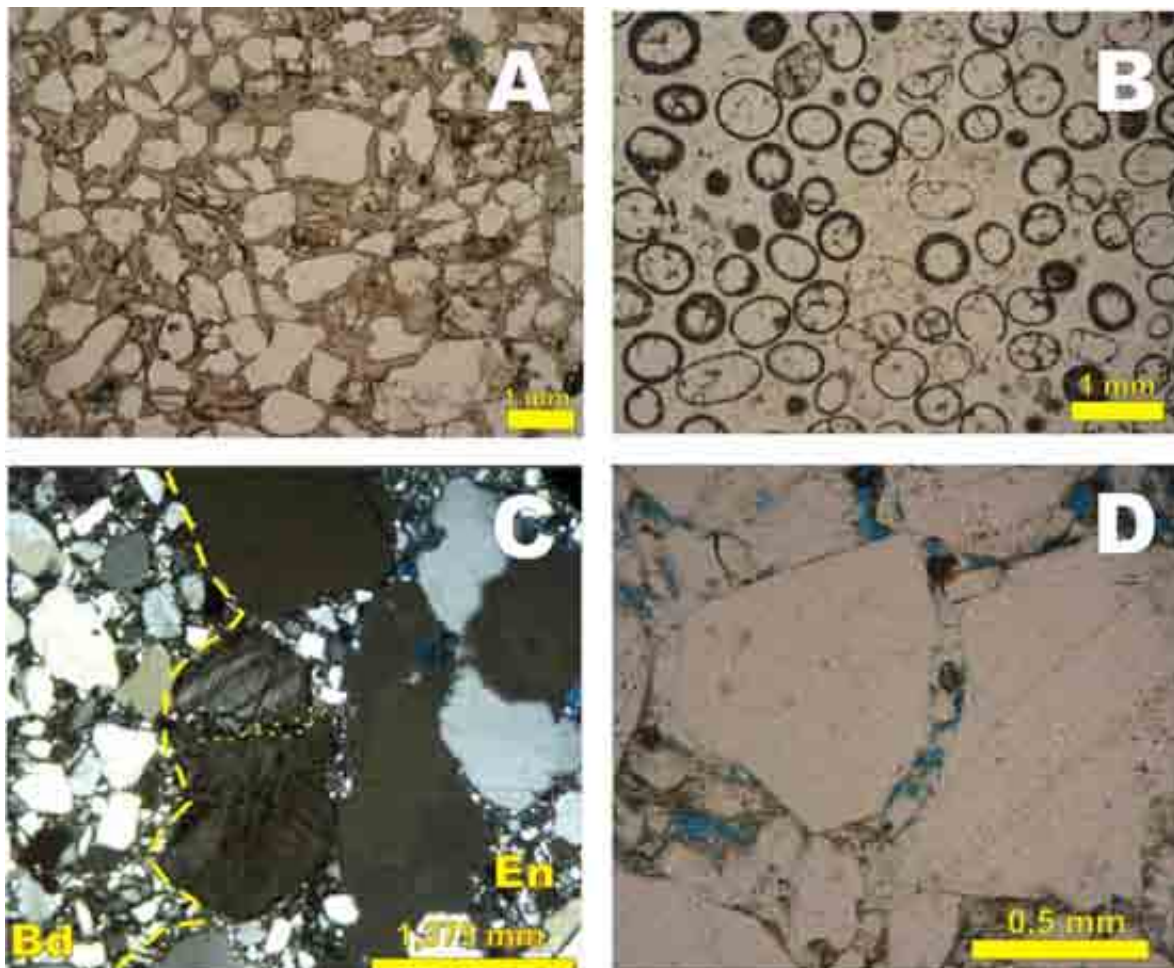


Figura 9- Campos de paleotensão 1 e 2 para cada área (polígonos lilás na Figura 1).

662  
663  
664  
665



666  
667  
668  
669  
670  
671

Figura 10- (A)- Precipitação de calcedônia preenchendo a porosidade criada pela fraca trituração dos grãos minerais da rocha arenítica primária. (B) Oólitos totalmente substituídos por quartzo ou calcedônia, conservando a estrutura do calcarenito esparítico oolítico primário intacta. (C)- Contato entre banda de deformação (Bd) e a rocha encaixante (En) areno-conglomerática, destaque ainda para fratura preenchida em grão de feldspato. (D) Aumento da porosidade devido à quebra de grãos da encaixante entre bandas de deformação, sem atingir cominuição ou argilitização.

## **CAPITULO V- 3º ARTIGO: 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft- sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil**

*MOURA-LIMA, E.N.; BEZERRA, F.H.R; LIMA FILHO, F.P.; de CASTRO, D.L.; SOUSA, M.O.L.; FONSECA, V.P.; AQUINO, M.R. 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. Sedimentary Geology, v. 235, p. 160 - 171, 2011.*



## 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil

Elissandra N. Moura-Lima<sup>a</sup>, Francisco H.R. Bezerra<sup>b,\*</sup>, Francisco P. Lima-Filho<sup>b</sup>, David L. de Castro<sup>b</sup>, Maria O.L. Sousa<sup>b</sup>, Vanildo P. Fonseca<sup>b</sup>, Milena R. Aquino<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Geodynamics and Geophysics Post-Graduate, Federal University of Rio Grande do Norte, Natal, RN, 59078-970, Brazil

<sup>b</sup> Department of Geology, Federal University of Rio Grande do Norte, Natal, RN, 59078-970, Brazil

<sup>c</sup> Brazilian Geological Survey, CPRM, Rua Goiás, 312, Sul Teresina, PI, 64001-570, Brazil

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 29 January 2010

Received in revised form 27 August 2010

Accepted 24 September 2010

Available online 29 September 2010

#### Keywords:

Luminescence

Paleoseismicity

Neotectonics

Liquefaction

Brazil

Soft-sediment deformation structures

### ABSTRACT

This paper reports and describes soft-sediment deformation in gravels and gravelly sediments in Quaternary alluvial deposits of the Potiguar Basin, northeastern Brazil. Deformation structures were measured in terms of geometry, size, and relationship with sedimentary bedding using geological mapping and ground penetrating radar. TL and OSL/IRSL methods following MAR and SAR protocols were used to date sediments and soft-sediment deformation events. Our results indicate that soft-sediment deformation structures are widely distributed in several stratigraphic intervals of alluvial-channel deposits in a low-lying topographic valley. Depending on their geometry and composition, two types of soft-sediment deformation structures occur: pockets and dome-like load structures. These structures resulted from the shaking of sediments with a reverse density gradient system, which caused collapse and realignment of pebbles. These features are similar in morphology and size to modern examples of seismically-induced soft-sediment deformation in coarse sediments. TL and OSL ages indicate that sediment deposition and associated soft-sediment deformation occurred at least six times from ~352 ka to ~9 ka.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

### 1. Introduction

The main process driving deformation of unconsolidated sediments is liquidization (liquefaction and fluidization), the temporary transformation of cohesionless granular sediments from a solid to a liquid or semi-liquid state. Liquefaction is induced by an increase in pore fluid pressure and the reduction of effective stress (Youd, 1973; Owen, 1987). It can be triggered by a variety of mechanisms, including overloading, gravity-induced sliding (Neuwerth et al., 2006; Moretti and Sabato, 2007), sudden changes in ground-water level, storm waves (Alfaro et al., 2002), and earthquakes (Owen, 1996), among others.

The terminology of structures deformed by this process is not standardized. One of the most common terms used to describe soft-sediment deformation structures caused by earthquakes is seismite (Seilacher, 1969). However, this term can be used only if it is possible to demonstrate that soft-sediment deformation structures were definitely triggered by earthquakes.

Soft-sediment deformation structures are useful in reconstructing conditions affecting the deposition of sediments (Sims, 1975). In addition, liquefaction has been studied extensively in the field of soil mechanics and civil engineering because of the disastrous damage to

buildings that earthquakes can cause (Amini and Sama, 1999), and it can also be useful in paleoseismological analysis for the recognition of past earthquakes (Tinsley et al., 1985).

While soft-sediment deformation studies of sands both in the field and in the laboratory are relatively common (e.g. Owen, 1996; Moretti et al., 1999; Bowman et al., 2004), there have been few field observations and laboratory simulations of soft-sediment deformation in gravels (Lowe, 1975). In the field, these structures can be overlooked and some may only be revealed through detailed examination (Postma, 1983). In the laboratory, they are difficult to reproduce due to the coarse size of sediments (Mohindra and Bagati, 1996; Bowman et al., 2004). Our general understanding of the soft-sediment deformation process in coarse sediments is therefore relatively poor. One way forward is through additional field study descriptions, since the Quaternary record is an important source of information, mainly along river valleys that exhibit alluvial deposits such as the classical examples of New Madrid and South Carolina (USA) (Obermeier et al., 2005).

The aim of this study is to describe soft-sediment deformation structures in gravels and gravelly sediments in the Assu Valley of the Potiguar Basin, northeastern Brazil (Fig. 1), and offer an interpretation of how these structures were formed.

### 2. Seismotectonic setting

The Potiguar Basin is a marginal trough that developed during the Pangea breakup and opening of the South Atlantic in the Cretaceous

\* Corresponding author. Tel.: +55 84 32153807; fax: +55 84 32153806.  
E-mail address: [bezerrafh@geologia.ufrn.br](mailto:bezerrafh@geologia.ufrn.br) (F.H.R. Bezerra).

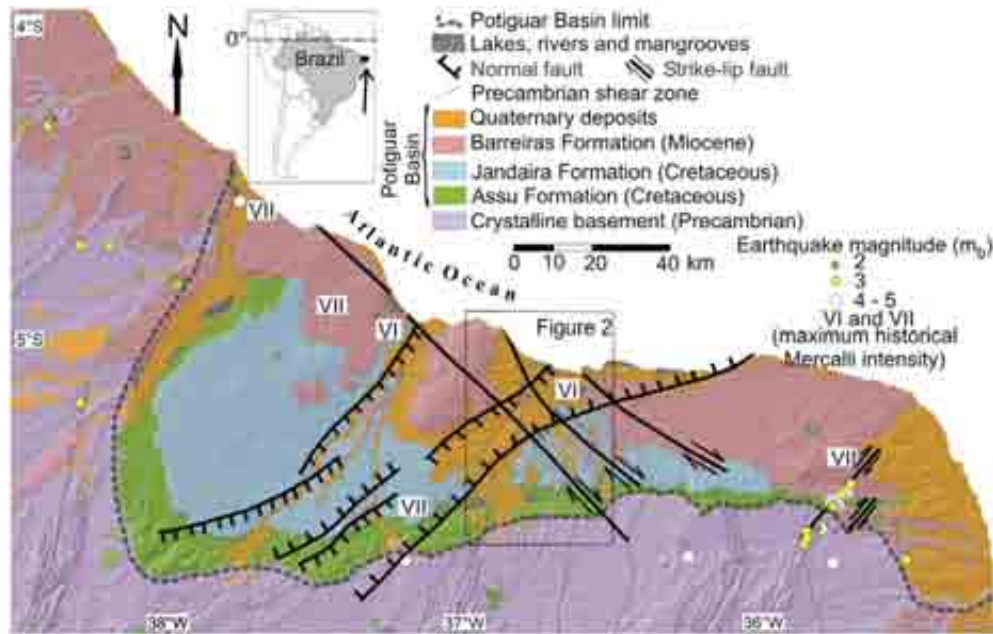


Fig. 1. Geological and seismotectonic setting of the Potiguar Basin, northeastern Brazil (modified from Angelim et al., 2006). Inset: the South American Continent.

(Matos, 1992). Normal faulting dominated the rift phase of the basin (Matos, 1992), while strike-slip faulting dominated the post-rift phase from the late Cretaceous to the Cenozoic (Bezerra and Vita-Finzi, 2000).

The foci of our study are Quaternary alluvial deposits located west of the Assu River (Figs. 1 and 2). Overlying Miocene and Cretaceous units in the Potiguar Basin, and the Precambrian crystalline basement, these deposits occur at altitudes up to 150 m higher than that of the present-day rivers. Most of the Quaternary sediments were deposited in oxidizing conditions, which did not favor fossil preservation and tended to hide subtle stratigraphic relationships.

Northeastern Brazil is one of the most seismically active areas in intraplate South America. The region is characterized by swarms of earthquakes that can last for up to 10 years or more and by frequent micro to moderate events with body wave magnitude ( $m_b$ ) as great as 5.2 (Ferreira et al., 2008) (Fig. 1). The depth of seismic activity ranges from 1 to 12 km. Instrumental seismic activity in the region has been recorded since 1960 and historical seismicity since 1808. Seismicity is concentrated along several faults that either reactivate or cut across the existing Precambrian fabric in the crystalline basement (Ferreira et al., 1998; do Nascimento et al., 2004; Bezerra et al., 2007). The historical record, however, is short, patchy, and is biased towards populated areas along the coast. One remarkable example of soil liquefaction was reported about ~1000 km south of the study area on the island of Itaparica on March 22 1911 (Ferreira, 1983).

Various large faults cross-cut Neogene deposits and control the geometry of a few river valleys and Quaternary alluvial deposits in the Potiguar Basin. The most important faults are the NE- and the NW-trending systems, which have been recognized as a source of paleoearthquakes (Bezerra and Vita-Finzi, 2000). In addition, several descriptions of soft-sediment deformation structures have already been reported in the Potiguar Basin and nearby sedimentary basins by Fonseca (1996) and Bezerra et al. (2005).

### 3. Methods

#### 3.1. Ground penetrating radar acquisition and processing

A Ground Penetrating Radar (GPR) survey allowed us to establish spatial relationships between soft-sediment deformation structures,

i.e., their size, position, density and distribution, which would not have been possible by direct observation alone. Radar data were acquired using a system from Geophysical Survey Systems Inc (GSSI SIR-3000) and with monostatic, blinded 200 and 400 MHz antennas with a separation between traces of 0.1 m. The depth scale was based on an average wave velocity of 0.13 m/ns, which provided the best overall fit between reflection event arrival times from strata observed at depths down to 6.0 m. Based on this wave velocity, we estimated an overall dielectric constant of about 5.0, which represents clean, dry sand (Davis and Annan, 1989).

GPR data were recorded in various time windows of between 30 and 150 nanoseconds (ns). Upon analysis it was decided that the range of 70 ns provided the best ratio between resolution and depth with which to map the soft-sediment deformation features. Such a decision was based on the concentration of these structures in the first few meters of the subsurface, as well as their small dimensions.

After completing data acquisition, we applied a post acquisition filtering routine to the GPR data in order to achieve a better signal to noise ratio. This processing included the following steps: time-zero correction, dewow filtering, background removal, spherical and exponential correction (SEC) gain, and spectral whitening. For a more detailed description of these GPR processing techniques the reader is referred to Jol (2009).

#### 3.2. Luminescence chronology

This study employed Thermoluminescence (TL), Optically Stimulated Luminescence (OSL), and Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) methods following Multiple Aliquot Regeneration (MAR) and Single-Aliquot Regenerative-dose (SAR) protocols to date the alluvial deposits. The SAR protocol does not assume uniformity of luminescence characteristics, which is implicit in MAR. SAR also differs from OSL-MAR and IRSL-MAR in that it involves the determination of at least 20 ages for each sample. These ages are analyzed statistically and yield reliable dates of sediment deposition, even if the grains were not fully bleached (e.g. Duller et al., 2003; Murray and Wintle, 2003; Wintle and Murray, 2006). These methods have been increasingly used to successfully date Quaternary sediments (e.g., Wallinga et al., 2001; Rittenour, 2008; Preusser and Fiebig, 2009).

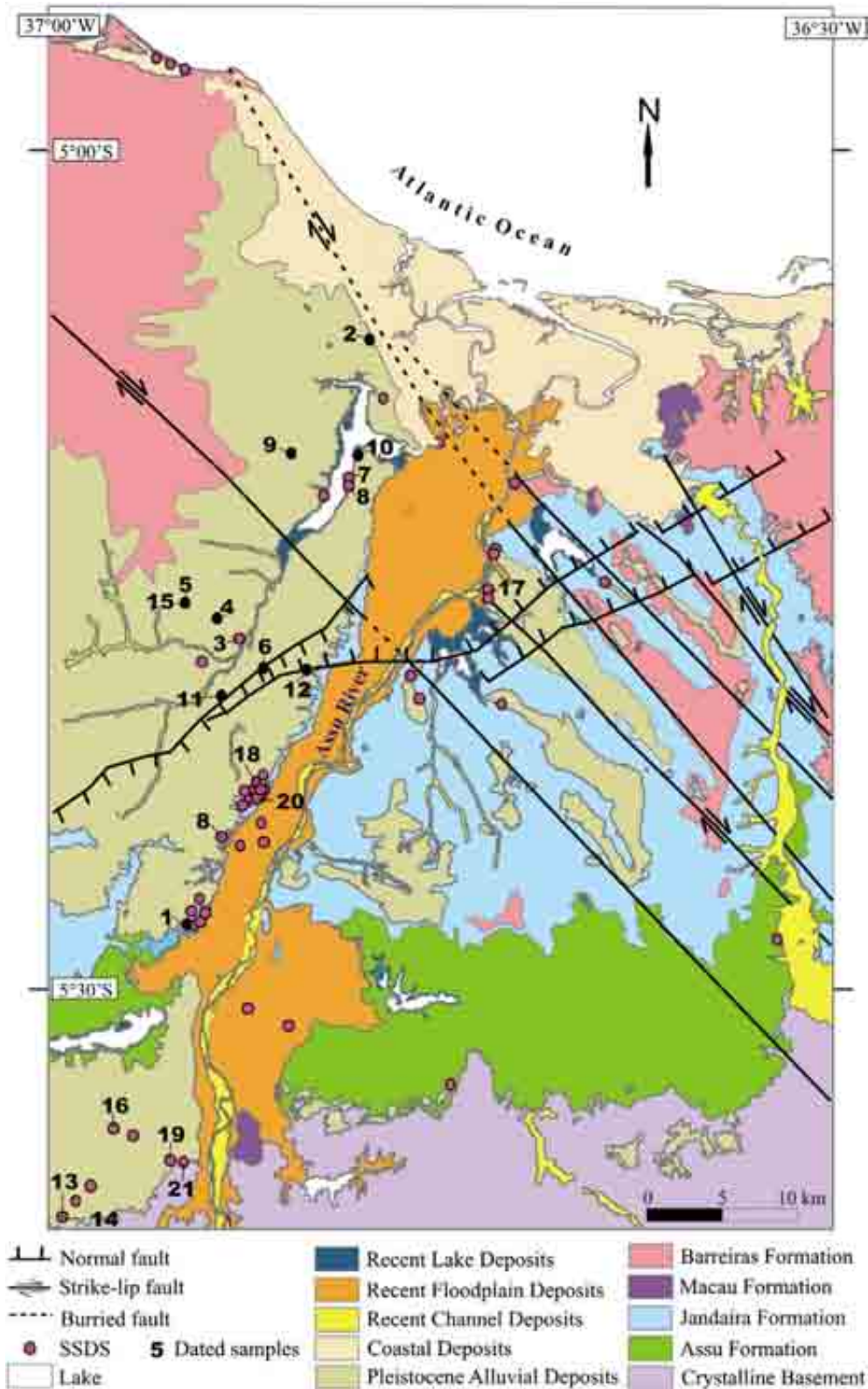


Fig. 2. Geological map of study area and location of soft-sediment deformation structures and dated samples (soft-sediment deformation structure, SSDS).

In all cases, the dated beds consisted of coarse to fine sands with soft-sediment deformation structures. We collected samples of sediments affected by soft deformation from freshly cleaned walls of outcrops, removing at least 20 cm of outcrop face to avoid material exposed to sunlight. We then hammered plastic tubes to a depth of ~30 cm, with blocks of rock ~40 cm in diameter collected from

lithified deposits where plastic tubes could not be used. The outer surfaces of these blocks were removed under red light to prevent the analysis of material contaminated by sunlight. The cleaned blocks were then wrapped with black plastic to avoid exposure to the sun. We dated a few samples using the SAR protocol to assess the validity of ages dated by MAR.

Samples with grain sizes ranging from 100 to 160  $\mu\text{m}$  were analyzed at the Laboratory of Glassware and Dating of the Faculdade de Tecnologia de São Paulo, Brazil (FATEC). Water content was measured in samples used for annual dose analysis before and after exposure to sunlight. TL and OSL curves were calculated with an 1100-series automated OSL system (Daybreak Nuclear and Medical Systems Inc.), which used green light emitted by a Xe lamp and filtered with an optical filter to stimulate quartz and feldspar grains. Data from feldspar were used when quartz crystals gave conflicting results. The TL signal was measured with a dark blue Kopp 7–59 optical filter, while the OSL signal was derived from a Hoya U-340 (290–370 nm). OSL of feldspar and quartz crystals was obtained using IR LED chips (880 nm) and green light (510 nm) emitted from an 860-nm Xe lamp as stimulation sources, respectively. All  $\gamma$ -irradiation was performed with a  $^{60}\text{Co}$  source, and for bleaching experiments samples were exposed to sunlight for 16 h. An InSpector Portable Spectroscopy Workstation, lead shield – model 727, and a Canberra 802 NaI (TI) detector were used to detect natural  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ , and  $^{40}\text{K}$  radioactive isotope content. TL ages were evaluated using total-bleach and additional-dose methods. Natural normalization was used to correct grain OSL sensitivity variations to avoid significant age underestimation (Stokes, 1999). Our SAR protocol followed procedures detailed in Murray and Olley (2002).

## 4. Results

### 4.1. Sedimentological features of alluvial deposits

Deposits occur along the Assu valley, which has a present-day river gradient of <1%. Sediments interfinger with aeolian and shallow-water marine sediments along the littoral zone (Fig. 2). The internal stratigraphy of the deposits represents a succession of alluvial channels and flood-plain deposits.

The sediments in the Assu valley represent alluvial gravel and sand accumulated in braided rivers. Sedimentary succession reveals a predominance of clast-supported, commonly imbricate gravel, trough

and planar cross-bedded sand, matrix-supported gravel to sand, and massive coarse sand characterized by gradual facies change and decreasing grain size in the downstream direction towards the north. In this sequence we identified a clast-supported gravel that represents channel-floor lag overlain by poor trough and planar cross-bedded sand matrix-supported gravel that are interpreted as cross-channel bars. Vertical accretion deposits are rarely preserved. Kaolinite found in the matrix of the coarse sediments is associated with alteration of feldspar. The later deposits of the braided river show a significant number of incomplete fining-upward sequences, which are limited at the top by erosive surfaces generated during fluvial channel reactivation. Matrix grain size is similar in both deformed and undeformed layers (Fig. 3). Clasts greater than 1 cm are well-rounded to angular, indicative of different sources, while clast composition suggests reworking of the crystalline basement and the Cretaceous sandstones of the Açú Formation. High oxidization prevented organic matter preservation.

### 4.2. 3-D geometry of soft-sediment deformation structures

Here we depart from the previous study by Bezerra et al. (2005) and distinguish two types of soft-sediment deformation features: pockets and dome-like load structures. In our study area, pockets are concentrations of pebbles in a sand matrix, which exhibit a funnel, bowl-shaped form. These are 20–70 cm in both height and diameter (Figs. 4 and 5). Dome-like load structures (*sensu* Anketell et al., 1970), are elongated concentrations of pebbles. In Quaternary deposits of the Potiguar Basin, dome-like load structure boundaries are diffuse, i.e. pebbles progressively rotate to a vertical position as they approach the center of the structure. Parts of the outcrop not affected by soft-sediment deformation may show preferred orientation associated with paleocurrents, but a few dome-like load structures display pebbles oriented N–S to NW–SE (Fig. 4). Dome-like load structures are 30–150 cm high and 20–50 cm wide (Figs. 4 and 5). Superposition of dome-like load structures occurs in a few cases (Figs. 4C, 5, and 6).

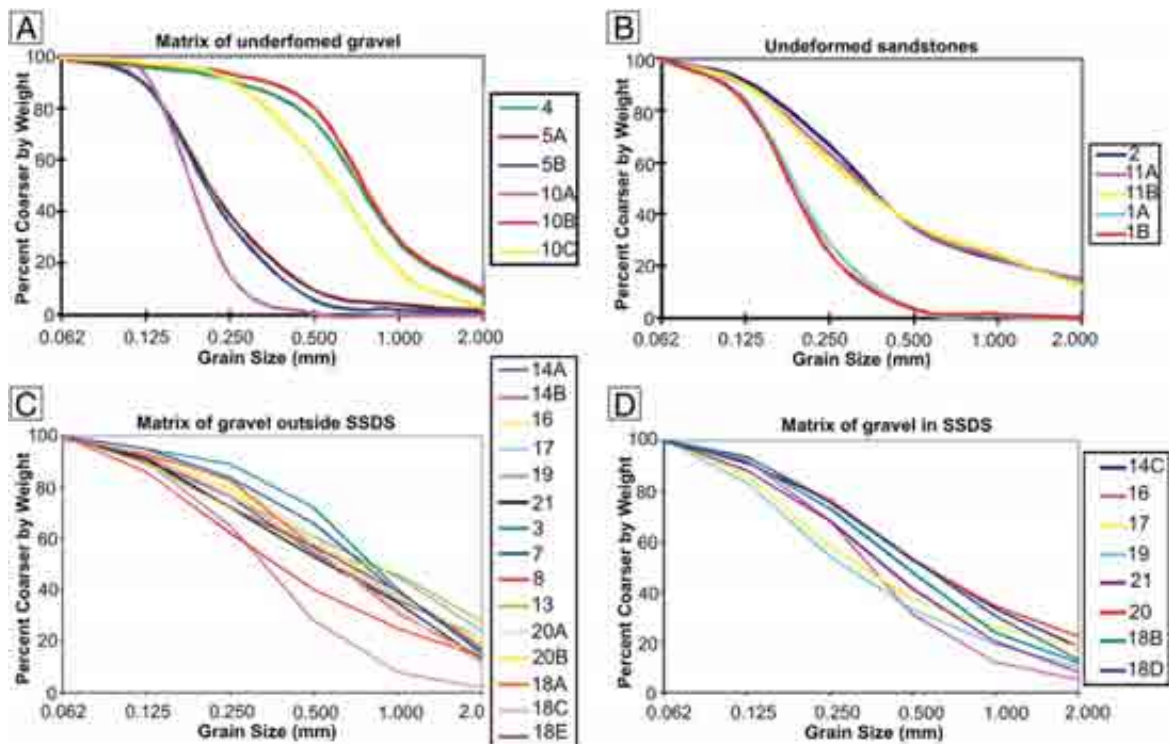
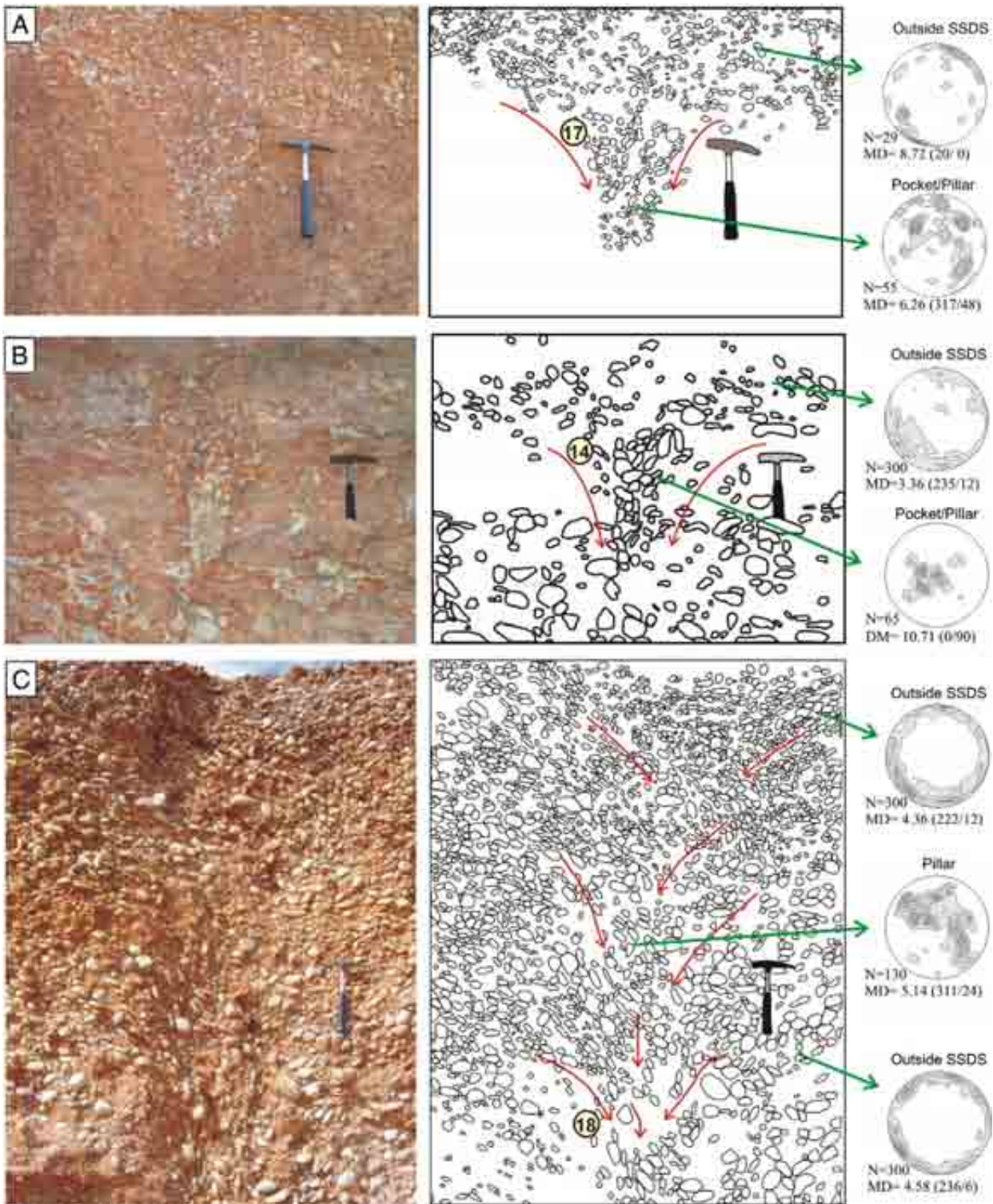


Fig. 3. Grain-size distribution of Quaternary alluvial gravel matrix and sand layers in the Assu valley (soft-sediment deformation structure, SSDS).



**Fig. 4.** Photos, sketches, and stereonet plots of pebble longest axis: (A) and (B) pocket-dome-like load structure system; (C) superposition of dome-like load structures. Stereonet plots in the lower hemisphere, equal-area nets emphasize pebble dips and show that the orientation of pebbles in the center of the structure tends to the vertical position. These orientations become oblique and nearly horizontal as pebbles migrate to the outer part of the structure. Key: *N*, number of measurements; MD, maximum density and attitude of maximum data (direction of dip and plunge). Scale given by hammer, ~20 cm long. Numbers on sketches are sample locations.

Pockets and dome-like load structures usually coalesce. In cross-sectional view, dome-like load structures and pockets form cone-shaped structures that narrow with depth. In planar view, the bases of these structures display a circular morphology, exhibiting an elongated form at the middle and top of the structures. Dome-like

load structure-pocket systems range from 0.5 to 4.0 m in height and from 0.2 to 1.5 m in width.

Soft-sediment deformation affects several alluvial deposits. At each site, spacing between structures may be as little as 1.0 m. Correlation between opposing road cut and field sections indicates

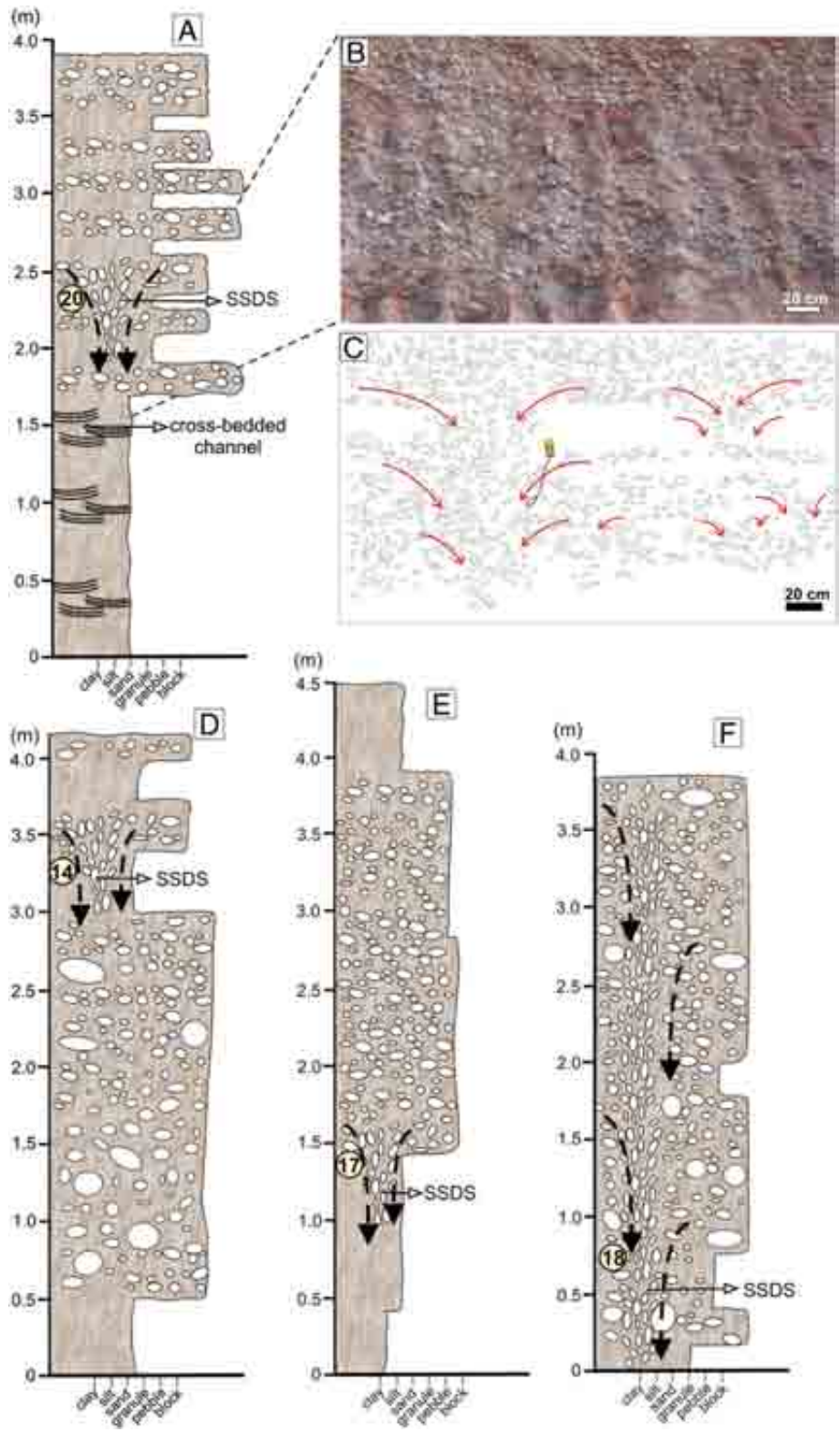


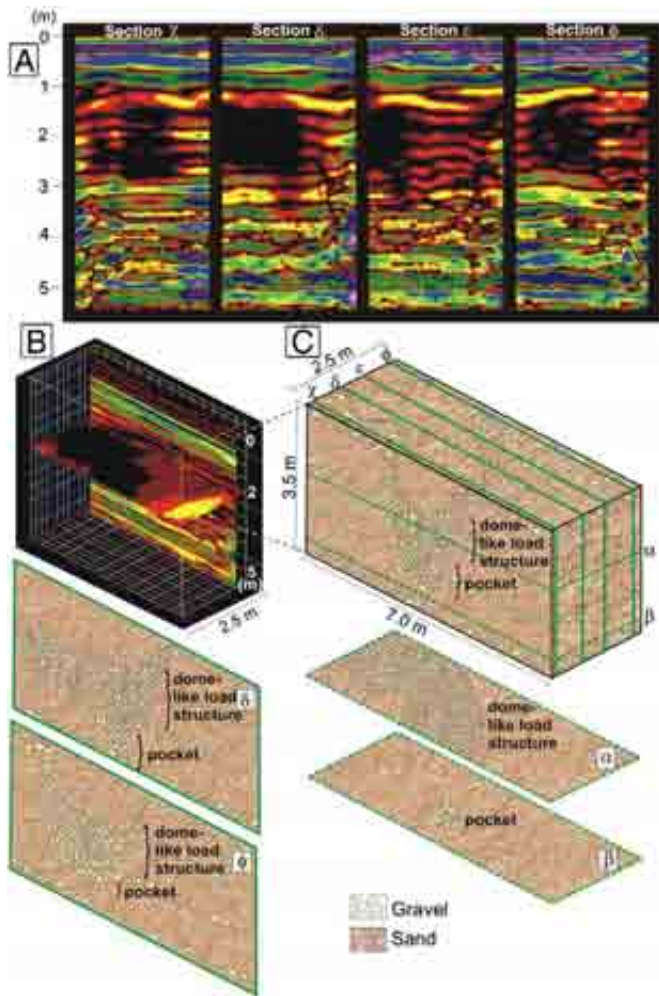
Fig. 5. Columnar sections of alluvial channels affected by soft-sediment deformation. Location of sections in Fig. 2.

that these deformation levels continue laterally for up to a few hundred meters (Fig. 5). Usually a maximum of six levels of soft-sediment deformation structure occur in the outcrops.

Most of the possible faults and joints through which sands and gravels have been displaced are now healed and cannot be identified. As a result, most soft-sediment deformation structures are not faulted. However, a few mesoscale, syn- and post-sedimentary faults occur in places.

#### 4.3. GPR survey

A common strategy when conducting GPR surveys is to carry out a profile next to an outcrop in order to become accustomed to the geophysical responses of the target and to establish the relationship between travel times and depths of the target. This GPR profile information can then be extrapolated onto outcrops. After comparing



**Fig. 6.** GPR profiles (A) collected in Assu Valley (NE Brazil), showing reflector scattering and loss of reflectors (B), the GPR response of the base of an extensive dome-like load structure and a pocket (C). Cross-sectional views of (C) are provided in ( $\alpha$ ) and ( $\beta$ ); plan views are provided in ( $\alpha$ ) and ( $\beta$ ).

the soft-sediment deformation structures in outcrops using the GPR signal, the geophysical response of these structures were established (Figs. 6 and 7). The reflection pattern of the intercalation of coarse sand and gravels is characterized by discontinuous, sub-horizontal to wavy reflectors of generally low to high amplitude (Fig. 7). High amplitude reflectors representing gravels and low reflectivity zones are related to interbedded medium to coarse sandy levels. GPR signatures of dome-like load structures and pockets are characterized by truncation of sequences of overlapping reflectors. The chaotic and sub-vertical distribution of coarse pebbles causes small-scale disruptions in the reflection pattern of the stratigraphic sheets (Fig. 7). In some cases, reflectors appear to be inclined toward the soft-sediment deformation structures, representing the vertical orientation of pebbles in those places. Soft-sediment deformation structures in the outcrop are outlined in Fig. 7A, which were then correlated with the GPR signatures (Fig. 7B, C, and D). However, a straightforward correlation between outcrop face and GPR section is not possible, because most structures are less than 1 m wide and the GPR profiles were carried out at least ~1 m from the outcrop face.

Fig. 8 shows an example of the occurrence of soft-sediment deformation structures in gravels in five GPR profiles, spaced in 2.0 m intervals. This area has a concentration of one soft-sediment deformation structure per meter. These structures are sub-vertical, slightly inclined, and their length varies from 1.0 to 4.0 m. The 2.0 m distance between profiles makes it clear that the soft-sediment

deformation structures have widths of less than 1 m, although the sites where they occur show a high density of structures.

The spatial distribution and geometry of the dome-like load structures and pockets vary significantly in the GPR sections (Fig. 8). The lack of continuity in the GPR response indicates that the soft-sediment deformation structures have lateral dimensions of a few tens of centimeters at this site, less than the 2.0 m spacing between GPR sections. Moreover in another area, the lateral continuity of a dike is visible in four successive parallel GPR sections with larger dimensions as well as a dome-like load structure 3.5 m long and 2.5 m wide (Fig. 6). As at the previous site, the signature of the GPR structures is characterized by a zone of low reflectivity and an absence of strong reflectors.

#### 4.4. Thermoluminescence and luminescence dating results

This study dated 16 samples by TL, 12 by OSL using the MAR protocol, 8 by IRSL using the MAR protocol, and 3 by OSL using the SAR protocol. Table 1 illustrates the natural radioactive content, paleodoses, and dating results of the sediment from the study area, while a summary of ages is presented in Fig. 9. The dated layers represent sand beds affected by soft deformation which interfinger with gravel beds.

TL and OSL/IRSL ages cluster in six periods of soft-sediment deformation during the last ~400 ka: 8,950; 52,350; 161,600; 225,250; 267,750 and 352,500 years ago (Fig. 9). The recurrence time is variable and ranges from 42,500 to 109,250 years, with a mean of 68,710 years. However, the age of the sedimentary deposits indicates a complex mixture of channel dates. This sequence of events has a coefficient of variation of 41.51% and 28,522 years standard deviation. The last cluster occurred less than 9 ka and seems to indicate that the region may be in a quiescent state. Although this pattern may reflect a sampling bias, the reactivation process suggested by TL and OSL ages is consistent with successive soft-sediment deformation in the area during the late Quaternary.

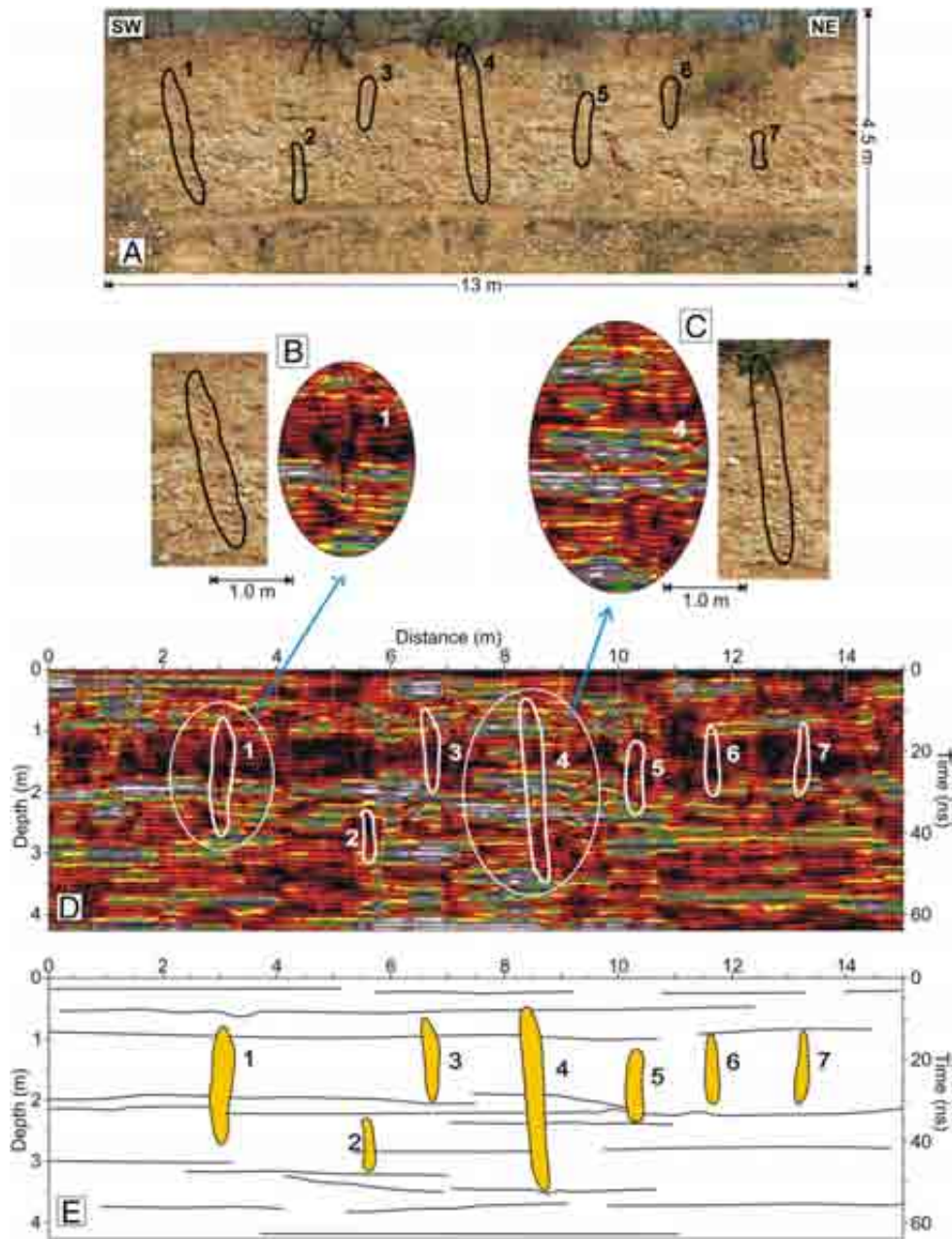
The luminescence results also indicate that TL results are older than OSL results for most samples, which is consistent for sediments transported by water. The shallow channels in the alluvial system in the region suggest that most grains were fully bleached during transportation and that OSL results represent the time of sediment burial. However, as soft-sediment deformation occurred after deposition and before sediment lithification, the age of deposition represents the maximum age of soft-sediment deformation.

## 5. Discussion

### 5.1. The origin of the soft-sediment deformation structures

A challenge in the study of soft-sediment deformation is the identification of a trigger mechanism, which is discussed below. Soft-sediment deformation structures induced by karst collapse have been described in many areas. One of the best known examples is from northeastern Spain, where deformations related to syn-sedimentary and post-sedimentary subsidence occur in alluvial deposits overlying evaporites in the Tertiary Ebro Basin. These structures include irregular bodies of gravel (gravel pockets) 30 m wide embedded in a fine matrix (Guerrero et al., 2004). However, both existing and paleosinkholes are absent in northeastern Brazil, where alluvial deposits rest on Cretaceous carbonates. In addition, most soft-sediment deformation structures in northeastern Brazil are less than 3 m long and less than 1 m wide, resting on insoluble detrital sedimentary rocks or the crystalline basement.

Dome-like load structures related to overloading were described by Postma (1983). We rule out overloading, however, since units that overlie soft-sediment deformation structures in northeastern Brazil do not appear to be related to rapid sedimentation.



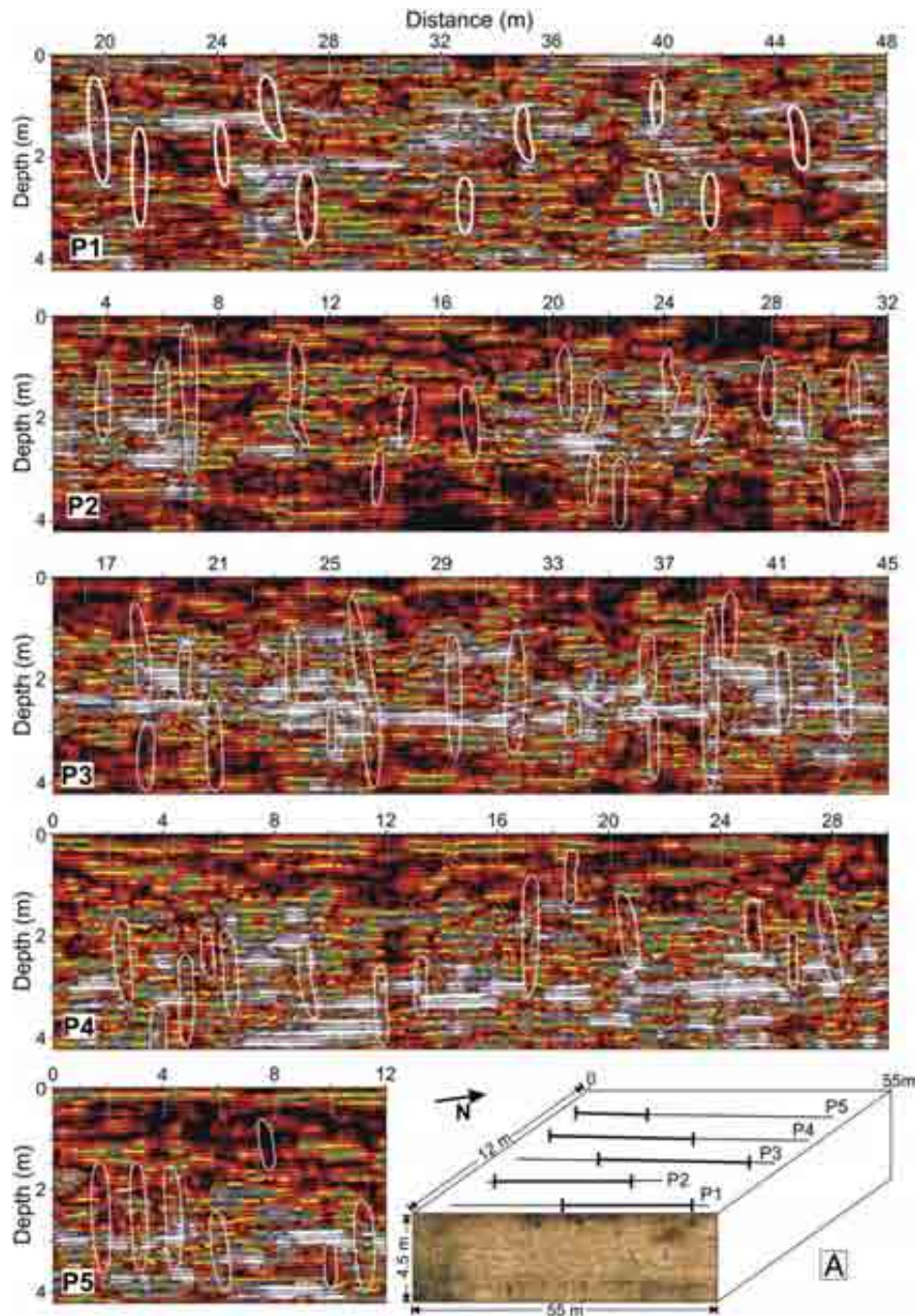
**Fig. 7.** The GPR profile carried out on top of the exposed section allows detail identification of soft-sediment deformation structures, (B) and (C), as shown by direct comparison with the outcrop face (A). (E) represents the interpreted GPR section.

Dome-like load structures and pockets may be generated by gravity-induced sliding on steep ( $25^{\circ}$ – $10^{\circ}$ ) slopes without ground shaking (Postma, 1983), and are rarely observed on slopes of three degrees or less (Youd and Garris, 1995). Poschinger and Kippel (2008), for example, described funnel-shaped sub-vertical tubes in alluvial gravels that are almost without fines in the Swiss Alps. These structures were formed during the impactation of alluvial rock mass in the valley, which squeezed the sediments. The structures occur in  $25^{\circ}$ – $35^{\circ}$ -inclined bedding planes and represent a sharp contrast to the surrounding sandy-silty matrix. Therefore gravity sliding can be ruled out in our study area, where alluvial deposits occur within a flat topography and where there is no evidence for mass movement induced by landslides. Furthermore, the lateral continuity of the deformation structures within well-defined beds precludes a gravity-flow origin. In addition, sediments affected by slope collapse in shaking-table experiments present pure shear deformation in the

upper part and simple shear deformation in the basal part of the deposit. This means that the upper part of the structure is flattened and the lower part is folded during slope collapse (Owen, 1996). This kind of deformation has not been found in the liquefied sediments of the Assu valley.

After facies analysis we have discarded the idea that any sedimentary process is responsible for these soft-sediment deformation structures. Considering that the abundance and extent (hundred of meters in length) of the soft-sediment deformation structures in the Assu valley can be traced over large distances within the sedimentary basin, as proposed by Allen (1986), an allogenic trigger such as an earthquake for most of the sediment deformation structures described in northeastern Brazil seems feasible.

Another commonly-used criterion is that the structures should be similar to those definitively related to seismically-induced soft-sediment deformation. Soft-sediment deformation structures in



**Fig. 8.** Reflection pattern of soft-sediment deformation structures in five parallel GPR sections. (A) represents the schematic location of sections (P1) (P2), (P3), (P4), and (P5). The geometric and spatial variability in dome-like load structure and pocket occurrence reveals the small-scale dimensions of the soft-sediment deformation structures at this site.

gravels associated with seismic shaking, similar to those in north-eastern Brazil, have been described in the Fonseca Basin, Brazil (Sant'Anna et al., 1997), in Kerepes, Hungary (Van Vliet-Lanoë et al., 2004), in the Nijar Basin, southeastern Spain (Fortuin and Dabrio, 2008), in the Sorbas Basin, Spain (Mather and Westhead, 1993), and in the Golfo San Jorge Basin, southern Argentina (Foix et al., 2008).

Furthermore, the soft-sediment deformation structures in north-eastern Brazil exhibit similar geometric features to other seismically-induced structures in gravels, such as detrital wedges (Estévez et al., 1994), draw-in structures (Takahama et al., 2000), thixotropic wedges (Montenat et al., 2007), and cone-like structures (Fortuin and Dabrio, 2008).

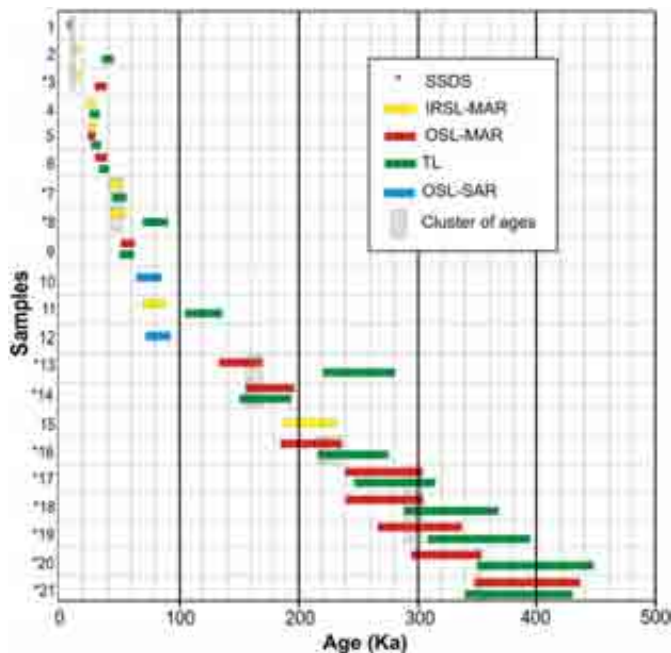
### 5.2. Conceptual model for the development of soft-sediment deformation structures in gravels

Coarse-grained sediments are difficult to liquefy (Lowe, 1975). Natural conditions make this process possible, however, when coarse sediments are affected by strong shaking. Soft-sediment deformation takes place where the water table lies within a few meters of the surface (Obermeier et al., 2005), which is why active alluvial channel sediments, such as those in the current study area, are susceptible to soft-sediment deformation.

A few studies have investigated the behavior of gravels in the laboratory and in the field during soft-sediment deformation (e.g.

**Table 1**  
Sample locations, annual doses, radioisotope content, and ages of alluvial sediments.

Sample	Latitude/longitude	Annual dose rate ( $\mu\text{Gy/y}$ )	Th (ppm)	U (ppm)	K (%)	Method	P (Gy)	Age (years)
1	–(5.49522/36.911)	1,043 $\pm$ 79	4.917 $\pm$ 0.177	1.644 $\pm$ 0.156	0 $\pm$ 0	OLS-SAR	5.4	5,200 $\pm$ 700
2	–(5.11333/36.79733)	1,402 $\pm$ 115	3.109 $\pm$ 0.311	0.804 $\pm$ 0.080	0.694 $\pm$ 0.069	TL	53.95	38,500 $\pm$ 5,100
						IRLS-MAR	18.22	13,000 $\pm$ 1,700
*3	–(5.29869/36.8728)	1,568 $\pm$ 132	3.707 $\pm$ 0.371	1.402 $\pm$ 0.140	0.662 $\pm$ 0.066	IRLS-MAR	21.56	13,800 $\pm$ 1,800
						OSL-MAR	52.8	33,700 $\pm$ 4,500
4	–(5.28061/36.89272)	1,184 $\pm$ 93	4.143 $\pm$ 0.414	1.012 $\pm$ 0.101	0.354 $\pm$ 0.035	TL	33.54	28,300 $\pm$ 3,700
						IRLS-MAR	30.47	25,700 $\pm$ 3,300
5	–(5.26775/36.90811)	1,942 $\pm$ 169	3.686 $\pm$ 0.369	1.695 $\pm$ 0.170	0.955 $\pm$ 0.095	TL	57.95	29,800 $\pm$ 4,100
						IRLS-MAR	51.04	26,300 $\pm$ 3,600
						OSL-MAR	50.19	25,800 $\pm$ 3,500
6	–(5.31333/36.85756)	948 $\pm$ 70	4.225 $\pm$ 0.422	1.278 $\pm$ 0.128	0.050 $\pm$ 0.005	TL	34.38	36,300 $\pm$ 4,500
						OSL-MAR	32.16	33,900 $\pm$ 4,200
*7	–(5.19501/36.8036)	728 $\pm$ 48	2.956 $\pm$ 0.296	0.995 $\pm$ 0.100	0	TL	36.3	49,800 $\pm$ 5,800
						IRLS-MAR	33.58	46,100 $\pm$ 5,300
*8	–(5.19319/36.80452)	1,042 $\pm$ 79	5.529 $\pm$ 0.553	1.464 $\pm$ 0.146	0	TL	81.97	78,600 $\pm$ 9,900
						IRLS-MAR	49.27	47,300 $\pm$ 6,000
9	–(5.1825/36.85336)	579 $\pm$ 33	1.750 $\pm$ 0.175	0.766 $\pm$ 0.077	0	TL	32.54	56,200 $\pm$ 6,000
						OSL-MAR	32.39	56,000 $\pm$ 6,000
10	–(5.19319/36.80452)	2,182 $\pm$ 193	4.685 $\pm$ 0.169	1.605 $\pm$ 0.513	1.138 $\pm$ 0.165	OSL-SAR	165	75,600 $\pm$ 10,500
11	–(5.32886/36.88925)	971 $\pm$ 72	4.268 $\pm$ 0.427	1.405 $\pm$ 0.141	0.037 $\pm$ 0.004	TL	117.12	120,700 $\pm$ 15,000
						IRLS-MAR	77.4	79,800 $\pm$ 9,900
12	–(5.33273/36.83515)	981 $\pm$ 73	3.978 $\pm$ 0.143	1.627 $\pm$ 0.090	0.013 $\pm$ 0.002	OSL-SAR	81	82,600 $\pm$ 10,300
*13	–(5.63863/36.99147)	880 $\pm$ 18.8	3.050 $\pm$ 0.091	1.818 $\pm$ 0.046	0	TL	219	250,000 $\pm$ 30,000
						OSL-MAR	130	150,000 $\pm$ 18,000
*14	–(5.63863/36.99147)	1,125 $\pm$ 26.5	4.165 $\pm$ 0.124	2.404 $\pm$ 0.062	0.010 $\pm$ 0.001	TL	194	172,500 $\pm$ 21,300
						OSL-MAR	199	177,000 $\pm$ 21,800
15	–(5.26775/36.90811)	564 $\pm$ 31	3.004 $\pm$ 0.300	0.344 $\pm$ 0.034	0	IRLS-MAR	117.89	209,000 $\pm$ 22,100
*16	–(5.59008/36.94537)	735 $\pm$ 15	2.267 $\pm$ 0.069	1.481 $\pm$ 0.038	0	TL	179	245,000 $\pm$ 30,000
						OSL-MAR	155	210,000 $\pm$ 25,500
*17	–(5.26851/36.71864)	760 $\pm$ 16	2.471 $\pm$ 0.073	1.521 $\pm$ 0.039	0	TL	212	280,000 $\pm$ 34,000
						OSL-MAR	206	270,000 $\pm$ 33,000
*18	–(5.38626/36.86701)	570 $\pm$ 11.5	1.146 $\pm$ 0.034	1.089 $\pm$ 0.027	0.017 $\pm$ 0.002	TL	186	328,000 $\pm$ 39,500
						OSL-MAR	154	272,000 $\pm$ 32,500
*19	–(5.60143/36.92256)	560 $\pm$ 10	1.466 $\pm$ 0.044	1.049 $\pm$ 0.021	0	TL	198	350,000 $\pm$ 42,500
						OSL-MAR	170	300,000 $\pm$ 35,500
*20	–(5.39114/36.87463)	615 $\pm$ 12	1.841 $\pm$ 0.055	1.139 $\pm$ 0.018	0	TL	250	400,000 $\pm$ 48,500
						OSL-MAR	199	325,000 $\pm$ 28,500
*21	–(5.60614/36.91298)	485 $\pm$ 8	1.115 $\pm$ 0.033	0.850 $\pm$ 0.021	0	TL	187	385,000 $\pm$ 45,000
						OSL-MAR	190	392,000 $\pm$ 45,000

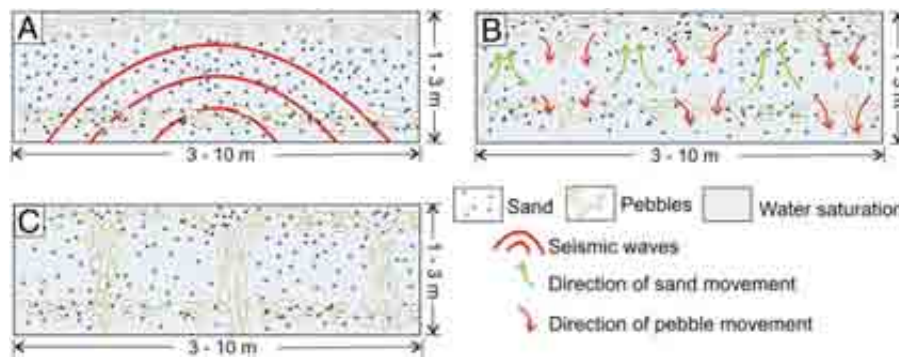


**Fig. 9.** Age distribution of gravels and gravelly sediments from the Assu valley. Tentative correlation of events is presented (soft-sediment deformation structure, SSDS).

Nicholson et al., 1993; Alfaro et al., 1997; Moretti et al., 1999). In the light of this knowledge and of similarities between features in the Assu valley that indicate a common mechanism of formation, we propose a conceptual evolution of this process in Fig. 10. First, seismic waves shake water-saturated sediments after deposition and prior to sediment compaction. These sediments are characterized by reverse density gradients, where gravel layers overlie sand-silt layers (Fig. 10A). Second, the shaking causes a loss of shear strength in the strata, with the pore-pressure increase caused by seismic shaking subsequently dissipated in gravel layers. Underlying finer sediments move upwards to form dome-like load structures while overlying gravels collapse into finer sediments (Fig. 10B). Third, the rotated and lowered pebbles are lithified as a cluster of clasts that represents the elutriation process immediately after soft-sediment deformation. As a result, dome-like load structures and pockets are created, with compaction and loss of sediment porosity occurring in the soft-sediment deformation structure (Fig. 10C). An earthquake may reinitiate the process and superposition of structures may occur.

### 5.3. Magnitude and recurrence of paleoearthquakes

Earthquakes of surface-wave magnitude  $M_s \geq 5.5$  may trigger soft-sediment deformation in sandy sediments (Ambraseys, 1988). Nevertheless, owing to their resistance to shearing and poor sorting, the threshold magnitude for soft-sediment deformation in gravels, which occurs when large amounts of fluidized coarse sediment are vented onto the ground surface, is  $\sim 7$  (Obermeier, 1996). There are limited but noteworthy recent examples of soft-sediment deformation



**Fig. 10.** Conceptual model of the development of soft-sediment deformation of gravels and creation of dome-like load structures and pockets: (A) Seismic shaking of water-saturated sediments in a reverse gradient system; (B) shaking causes loss of shear strength in the strata. Particles uplift through sediment porosity leads to pebbles realignment and collapse; (C) soft-sediment deformation structures freeze.

in gravels that confirm this high threshold magnitude: the 10/28/1983 Borah Peak earthquake in the USA ( $M_s = 7.3$ , Youd et al., 1985); the 12/07/1998 Armenian Earthquake ( $M_s = 6.8$ , Yegian et al., 1994) and the 05/21/2003 Algerian Earthquake ( $M_w = 6.8$ , Bouhadad et al., 2009). However, the increase in pore-pressure caused by seismic shaking is easily dissipated in gravels, and therefore only in very exceptional circumstances can high magnitude earthquakes liquefy coarse sediments. The soft-sediment deformation structures in the Assu Valley are similar to dome-like load casts of convex upward lamination in a reverse density gradient system and collapse of overlying gravels (Alfaro et al., 1997, 2010). These structures do not allow conclusive estimation of paleomagnitudes, although their size and large distribution indicate that they were probably produced by moderate to large earthquakes.

Another important point of discussion is the empirical relationship between the maximum distance of the epicenter from the liquefaction site,  $R$ , and the earthquake magnitude,  $M$ , which is given by Kuribayashi and Tatsuoka (1975) and by Vittori et al. (1991):

$$\log R = 0.87 M - 4.5 \quad (1)$$

Thus it follows that soft-sediment deformation may not occur further than 70 km from the epicenter of an earthquake of magnitude  $M = 7.0$ . This strongly suggests that the NW- and NE-trending fault systems in the middle of the Assu valley are the best candidates for most of the paleoseismicity in the Potiguar Basin (Fig. 2).

It is also worth discussing the repetition of deformations on an outcrop scale. Cyclic repetition of deformations is expected in the sedimentary record of areas experiencing earthquakes (e.g. Bowman et al., 2004; Van Vliet-Lanoë et al., 2004). The identification of several cycles of soft-sediment deformation in northeastern Brazil suggests a recurrence interval for earthquakes in the region and variable intensity of shaking. It was possible to establish a cluster of features bearing ages of the same period (Fig. 9). These cycles of soft-sediment deformation could have occurred as a result of earthquakes, such as those observed nowadays in the region (Ferreira et al., 1998; Bezerra et al., 2007; Ferreira et al., 2008).

Finally, past and present studies (e.g., Bezerra et al., 2005) in the unconventional location that is northeastern Brazil suggest that earthquake clusters may be found in the late Quaternary record and that these areas may have been subjected to seismicity stronger than that observed in the short instrumental record. The findings of the present study are in agreement with recent works by Parsons (2009) and Stein and Liu (2009), which predicted that the length of aftershock sequences varies inversely with the rate at which faults are loaded, and therefore aftershock in intraplate areas lasts longer than in plate boundaries. For example, seismicity in intraplate areas may take as many as 600 years to return to background levels after a large earthquake (Parsons, 2009). As a consequence, seismic analyses

tend to overestimate the hazard in currently active areas and underestimate it elsewhere, such as in intraplate areas. These conclusions correlate with observations such as those from northeastern Brazil, where while there is evidence for large earthquakes in the past, present seismicity is characterized by swarms of small events ( $<4.0 m_b$ ).

## 6. Conclusion

This study analyzes soft-sediment deformation structures in late Quaternary alluvial gravel deposits of the Assu valley in the Potiguar Basin, northeastern Brazil. The collective evidence of field criteria in these gravels indicates earthquake-induced processes. GPR data can be used as a reliable tool to identify soft-sediment deformation structures. They allow the 3D identification of structures away from outcrops.

The soft-sediment deformation structures in our study area comprise pockets and dome-like load structures that affect gravels in a subaqueous alluvial channel system. Pockets and dome-like load structures formed as the water-sand mixture migrated upwards, leading to an immediate downward accommodation of pebbles. These pebbles rotate, re-align to the vertical and form funnel-shaped structures. Downward strata movement also occurs at the sides of the soft-sediment deformation structures. The combined field and chronological evidence of these deposits indicates the occurrence of at least six separate soft-sediment deformation events in the Assu valley since ~400 ka.

## Acknowledgements

This work was supported by Project CNPq 474459/2007-1 coordinated by FHRB, Project CNPq-INCT coordinated by Reinhardt Fuck, and Project CNPq 473556/2007-3 coordinated by DLC. We thank Guest Editor Pedro Alfaro and an anonymous reviewer for the positive criticism. Fiore Suter deserves special thanks for the numerous constructive suggestions which have greatly improved this work. FHRB and DLC thank CNPq for their PQ grants, and MOLS for her research grant. ENML thanks ANP for her PhD grant.

## References

- Alfaro, P., Moretti, M., Soria, J.M., 1997. Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Ecológia Geológica Helvetica* 90, 531–540.
- Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Molina, J.M., Morretti, M., Soria, J.M., 2002. Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *International Journal of Earth Sciences (Geological Rundsch)* 91, 505–513.
- Alfaro, P., Gibert, L., Moretti, M., García-Tortosa, F.J., Galdeano, C.S., Galindo-Zaldívar, J., López-Garrido, A.C., 2010. The significance of giant seismites in the Plio-Pleistocene Baza palaeo-lake (S Spain). *Terra Nova* 22, 172–179.

- Allen, J.R.L., 1986. Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft sediment deformation in sedimentary basins. *Sedimentary Geology* 46, 67–75.
- Ambraseys, N.N., 1988. Engineering seismology. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 17, 1–105.
- Amini, F., Sama, K.M., 1999. Behavior of stratified sand-silt-gravel composites under seismic liquefaction conditions. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 18, 445–455.
- Angelim, L. A. A., Medeiros, V. C., Nesi, J. R., 2006. Programa Geologia do Brasil - PGB. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Recife, CPRM/FAPERN: 1 mapa color. Scale. 1:500,000.
- Anketell, J.M., Cegla, J., Dzulinski, S., 1970. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego (Annales Societatis Geologorum Poloniae)* 40, 3–30.
- Bezerra, F.H.R., Vita-Finzi, C., 2000. How active is a passive margin? Paleoseismology in Northeastern Brazil. *Geology* 28, 591–594.
- Bezerra, F.H.R., Fonseca, V.P., Vita-Finzi, C., Lima-Filho, F.P., Saadi, A., 2005. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. In: Obermeier, S.F. (Ed.), *Paleoliquefaction and Appraisal of Seismic Hazards: Engineering Geology* 76, 191–208.
- Bezerra, F.H.R., Takeya, M.K., Sousa, M.O.L., do Nascimento, A.F., 2007. Coseismic reactivation of the Sambambaia fault, Brazil. *Tectonophysics* 430, 27–39.
- Bouhadad, Y., Benhamouche, A., Maouche, S., Belhai, D., 2009. Evidence for Quaternary liquefaction-induced features in the epicentral area of the 21 May 2003 Zemmouri earthquake (Algeria,  $M_w=6.8$ ). *Journal of Seismology* 13, 161–172.
- Bowman, D., Korjenkov, A., Porat, N., 2004. Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan. *Sedimentary Geology* 163, 211–228.
- Davis, J.L., Annan, A.P., 1989. Ground penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting* 37, 531–551.
- do Nascimento, A.F., Cowie, P.A., Lunn, R.J., Pearce, R.G., 2004. Spatio-temporal evolution of induced seismicity at Açú reservoir, NE Brazil. *Geophysical Journal International* 158, 1041–1052.
- Duller, G.A.T., Bøtter-Jensen, L., Murray, A.S., 2003. Combining infrared and green-laser stimulation sources in single-grain luminescence measurements of feldspar and quartz. *Radiation Measurements* 37, 543–550.
- Estévez, A., Soria, J.M., Alfaro, P., 1994. Um nouveau type de séismites dans Le Miocène supérieur d'Alicante (Cordillère bétique orientale, Espagne): lês coins détritiques. *Compte Rendus de l'Académie de Sciences de Paris* 318, 507–512.
- Ferreira, J.M., 1983. Sismicidade no Nordeste do Brasil. MSc thesis, Universidade de São Paulo, Brazil.
- Ferreira, J.M., Oliveira, R.T., Takeya, M.K., Assumpção, M., 1998. Superposition of local and regional stresses in northeastern Brazil: evidence from focal mechanism around the Potiguar marginal basin. *Geophysical Journal International* 134, 341–355.
- Ferreira, J.M., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., do Nascimento, A.F., Sá, J.M., França, J.S., 2008. The role of Precambrian mylonitic belts and present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil. *Tectonophysics* 456, 111–126.
- Foix, N., Paredes, J.M., Giacosa, R.E., 2008. Paleo-earthquakes in passive-margin settings, an example from the Paleocene of the Golfo San Jorge Basin, Argentina. *Sedimentary Geology* 205, 67–79.
- Fonseca, V.P., 1996. Estudos Morfo-Tectônicos aplicados ao baixo Curso do Rio Açú e adjacências. MSc Thesis, Universidade Federal de Minas Gerais, Brazil. 106 p.
- Fortuin, A.R., Dabrio, G.J., 2008. Evidence for Late Messinian seismites, Nijar Basin, south-east Spain. *Sedimentology* 55, 1595–1622.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F., Lucha, P., 2004. Paleosubsidence and active subsidence due to evaporite dissolution in the Zaragoza area (Huerva River valley, NE Spain): process, spatial distribution and protection measures for transport routes. *Engineering Geology* 72, 309–329.
- Jol, H.M., 2009. Ground penetrating radar theory and applications. Elsevier, New York.
- Kuribayashi, E., Tatsuoka, F., 1975. Brief review of liquefaction during earthquake in Japan. *Soils and Foundations* 15, 81–92.
- Lowe, D.R., 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology* 22, 157–204.
- Mather, A.E., Westhead, R.K., 1993. Plio/Quaternary strain of the Sorbas Basin, SE Spain: evidence from sediment deformation structures. *Quaternary Proceedings* 3, 57–65.
- Matos, R.M.D., 1992. The northeast Brazilian rift system. *Tectonics* 11, 766–791.
- Mohindra, R., Bagati, T.N., 1996. Seismically induced soft-sediment deformation structures (seismites) around Sundo in the lower Spiti Valley (Thethys Himalaya). *Sedimentary Geology* 101, 69–83.
- Montenat, C., Barrier, P., d'Estevou, P.O., Hibsich, C., 2007. Seismites. An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology* 196, 5–30.
- Moretti, M., Sabato, L., 2007. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant'Arcangelo Basin (Southern Italy): seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology* 196, 31–45.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O., Canas, J.A., 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics* 304, 369–383.
- Murray, A.S., Olley, J.M., 2002. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria* 21, 1–16.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements* 37, 377–381.
- Neuwerth, R., Suter, F., Guzman, C.A., Gorin, G.E., 2006. Soft-sediment deformation in a tectonically active area: the Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca valley (Western Colombia). *Sedimentary Geology* 186, 67–88.
- Nicholson, P.G., Seed, R.B., Anwar, H.A., 1993. Elimination of membrane compliance in undrained triaxial testing. I: measurement and evaluation. *Canadian Geotechnical Journal* 30, 727–738.
- Obermeier, S.F., 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis – an overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology* 44, 1–76.
- Obermeier, S.F., Olson, S.M., Green, R.A., 2005. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. *Engineering Geology* 76, 209–234.
- Owen, G., 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. In: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (Eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary rocks*, Geological Society Special Publication, vol. 29. Blackwell, Oxford, pp. 11–24.
- Owen, G., 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology* 43, 279–294.
- Parsons, T., 2009. Lasting earthquake legacy. *Nature* 462, 42–43.
- Poschinger, A., Kippel, T., 2008. Alluvial deposits liquefied by the Flims rock slide. *Geomorphology* 103, 50–56.
- Postma, G., 1983. Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrijoa Formation, Pliocene, Almería Basin, SE Spain). *Sedimentology* 30, 91–103.
- Preusser, F., Fiebig, M., 2009. European Middle Pleistocene loess chronostratigraphy: some considerations based on evidence from the Wels site, Austria. *Quaternary International* 189, 37–45.
- Rittenour, T.M., 2008. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, paleoseismic and archaeological research. *Boreas* 37, 613–635.
- Sant'Anna, L.G., Schorscher, H.D., Riccomini, C., 1997. Cenozoic tectonics of the Fonseca Basin Region, eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 10, 275–284.
- Seilacher, A., 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13, 155–159.
- Sims, J.D., 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics* 29, 144–152.
- Stein, S., Liu, M., 2009. Long aftershock sequences within continents and implications for earthquake hazard assessment. *Nature* 462, 87–89.
- Stokes, S., 1999. Luminescence dating applications in geomorphological research. *Geomorphology* 29, 153–171.
- Takahama, N., Otsuka, T., Brahmantyo, B., 2000. A new phenomenon in ancient liquefaction – the draw-in process, its final stage. *Sedimentary Geology* 135, 157–165.
- Tinsley, J.C., Youd, T.L., Perkins, D.M., Chen, A.T.F., 1985. Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region – an earth science perspective. U.S. Geological Survey Professional Paper 1360, 263–316.
- Van Vliet-Lanoë, B., Magyari, A., Meilliez, F., 2004. Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of Quaternary continental deposits in Europe. *Global and Planetary Changes* 43, 103–127.
- Vittori, E., Sylos, S.S., Serva, L., 1991. Palaeoseismology: a review of the state-of-the-art. *Tectonophysics* 193, 9–32.
- Wallinga, J., Murray, A.S., Duller, G.A.T., Törnqvist, T.E., 2001. Testing optically stimulated luminescence dating of sand-quartz and feldspar from fluvial deposits. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 617–630.
- Wintle, A.G., Murray, A.S., 2006. A review of quartz stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369–391.
- Yegian, M.K., Ghahraman, V.G., Harutiunyan, R.N., 1994. Liquefaction and embankment failure case histories, 1988 Armenia Earthquake. *Journal of Geotechnical Engineering* 120, 581–596.
- Youd, T.L., 1973. Liquefaction, flow, and associated ground failure. U.S. Geological Survey Circular 688. (12 pp.).
- Youd, T.L., Garris, C.T., 1995. Liquefaction-induced ground surface disruption. *Journal of Geotechnical Engineering* 121, 805–809.
- Youd, T.L., Harp, E.L., Keefer, D.K., Wilson, R.C., 1985. The Borah Peak, Idaho earthquake of Oct. 28, 1983. *Liquefaction Earthquake Spectra* 2, 71–98.

# **CAPITULO VI- DISCUSSÕES E CONCLUSÕES GERAIS**

## VI- DISCUSSÕES E CONCLUSÕES GERAIS

Esta tese compreende três artigos que abordam a deformação tectônica pós-campaniana na Bacia Potiguar. Nos artigos foram apresentados dados de campo e laboratoriais, acompanhados de discussões e conclusões sobre os resultados obtidos. Esta parte final da tese resume de forma integrada todas as discussões e conclusões já expostas anteriormente, que constituem evidências desta deformação neotectônica.

Bezerra et. al. (2008) atentaram para o fato de que muitos estudos sobre a tectônica atuante em bacias sedimentares se concentram em sua fase rifte. No Brasil, a exemplo do que acontece no restante do mundo, de modo geral, o período pós-rifte tem sido considerado como um período de poucas falhas ativas, sem expressão topográfica ou sedimentar. No entanto alguns estudos (eg. HACKSPACHER et al., 1985; LIMA, 2000; BEZERRA & VITA-FINZI, 2000; BEZERRA et al., 2001; NOGUEIRA et al., 2006; BEZERRA et al., 2008) já mostraram a relação entre a tectônica e os depósitos pós-rifte na costa brasileira.

Como constatado e descrito nos artigos apresentados nesta tese, esta relação é clara também na Bacia Potiguar. A tectônica que afeta as rochas aflorantes da Bacia está refletida através da topografia da região, da disposição espacial dos rios e seus depósitos aluviais, dos contornos orientados de lagoas e na ocorrência de estruturas de meso-escala como falhas, incluindo bandas de deformação, *sets* de juntas e sismitos.

### A– Atualizações estratigráficas

Caracterizar a deformação tectônica pós-campaniana que atinge rochas aflorantes na região central da Bacia Potiguar é o objetivo geral desta pesquisa. Para tal fim, foi necessário mapear com mais detalhe essa região, para se certificar de quais litotipos foram afetados pelas diferentes estruturas. Um dos resultados importantes deste mapeamento diz respeito à diferenciação entre a Formação Barreiras e depósitos mais recentes.

Alguns depósitos neogênicos e quaternários apresentam semelhanças litológicas com a Formação Barreiras. Dentre estes, os mais expressivos são Depósitos aluvionares antigos (BEZERRA et al., 2006).

A textura das rochas dos Depósitos aluvionares antigos e da Formação Barreiras se assemelham em muitos aspectos, com sutis diferenças na coloração e

no arcabouço conglomerático. A distinção entre as fácies areníticas em ambas as unidades é ainda mais difícil.

Rosseti (2006) identificou no topo da Formação Barreiras nos estados do Pará e Maranhão uma discordância salientada por horizonte de solo laterítico contendo concreções ferruginosas, em geral sob forma de colunas verticalizadas de até 3 m de comprimento. Esta crosta latérfica no topo e concreções ferruginosas no interior do pacote de rochas da Formação Barreiras foram também reconhecidas na área mapeada. Como a laterização autóctone não é encontrada nos depósitos mais novos, este foi um critério usado em campo para a diferenciação entre a Formação Barreiras e os Depósitos Aluviais Antigos.

Lima (2008) considerou como idades mínima e máxima, respectivamente, 17 e 22 Ma para as rochas da Formação Barreiras que recobrem a Bacia Potiguar. Silva (1991) obteve idade pleistocênica de  $30.190 \pm 370$  Ka para depósitos pós-Barreiras no delta do rio Açu. Essa última idade está de acordo com as datações obtidas no presente estudo, que, através do método de Luminescência Opticamente Induzida (LOE), revelaram idades que variam de 13 Ka a 450 Ka para rochas antes consideradas da Formação Barreiras na região central da Bacia Potiguar.

A partir das características texturais, composicionais e, principalmente, das idades das rochas e com auxílio de imagens de satélite e de radar, foram redesenhados os limites da Formação Barreiras na porção central da Bacia Potiguar, resultando em uma área aflorante menor do que a apresentada em mapeamentos anteriores. Assim como na porção central da Bacia Potiguar, possivelmente muitos dos depósitos siliciclásticos mapeados como Formação Barreiras ao longo do litoral brasileiro precisem ser revisados, no sentido de diferenciá-los de depósitos mais recentes.

### B- Estruturas rasas

As grandes feições geomorfológicas têm correspondentes nas estruturas estudadas nos afloramentos em campo. Identificou-se uma infinidade de estruturas rasas, representada principalmente por falhas direcionais (dextrais e sinistrais) e normais, bandas de deformação, juntas, liquefação, além de uma variedade de rochas de falha, já discutidas. As rochas mesozoicas (siliciclásticas da Formação Açu e carbonáticas da Formação Jandaíra) contêm a maior parte dessas estruturas.

Na maioria dos casos, as estruturas rasas observadas representam a expressão dos grandes sistemas de falha em superfície.

O conjunto de falhas estudadas propiciou um estudo de paleotensões. A região teria sofrido influência de dois relevantes campos de tensões: o primeiro, com compressão N-S, do Cretáceo Tardio ao Mioceno; o segundo, com compressão E-W, atuou do Mioceno ao presente.

### C –Falhas e seus reflexos na topografia

Normalmente falhas são indicadas por lineamentos que marcam baixos topográficos, porém esta pesquisa mostrou a forte relação entre os lineamentos que marcam altos topográficos e as falhas. Identificaram-se silicificação e brechação produzidas ao longo de falhas de escala regional, como as dos sistemas de Carnaubais (NE-SW) e Afonso Bezerra (NW-SE), que atingem as rochas das formações Açú, Jandaíra e Barreiras. Essas rochas silicificadas servem para preservar o topo dos morros alinhados segundo as falhas.

A origem do processo de silicificação observado nas falhas é incerta. Dantas (1998) relacionou a origem do fluido, que gerou a silicificação dos calcários, ao aquecimento regional associado ao Magmatismo Macau. Este fluido teria solubilizado os cristais de quartzo dos arenitos e calcarenitos da Formação Açú. Porém apenas a solubilização destes cristais não seria suficiente para fornecer o material necessário para o porte da silicificação observada. Além disso, o Magmatismo Macau não teria fornecido silício, pois o mesmo tem composição básica, sendo responsável apenas pelo fornecimento de calor e pressão. Pressupõe-se assim que as transformações minerais ocorridas nos arenitos foram propiciadas significativamente pela percolação de fluidos provenientes de grandes profundidades. O Magmatismo Macau não poderia ainda explicar satisfatoriamente a silicificação ocorrida na Formação Barreiras, pois esta formação é mais jovem que grande parte dos corpos vulcânicos.

A silicificação ao longo de falhas confere a essas um caráter selante, no que se refere à interferência no fluxo de fluidos, como água subterrânea e óleo.

A brechação hidráulica atingiu rochas carbonáticas. As rochas silicificadas e brechadas seriam contemporâneas e estariam relacionadas a um único processo de reativação da falha. A formação das brechas estaria ligada a um processo de silicificação seguido de “explosão”. As rochas encaixantes pertenceriam às fácies

menos porosas. Ao entrarem em contato com fácies oolíticas sobrepostas com maior porosidade, encontrariam uma situação onde o volume molar do vapor seria muito maior que o volume molar da água. A explosão teria sido ocasionada por alívio de pressão sofrido pelos fluidos ascendentes, em consequência da diminuição de volume durante a silicificação da encaixante. Estes fluidos estariam a uma temperatura aproximada de 100 °C. As observações de campo corroboram com essas idéias, já que os clastos observados estão silicificados e imersos em uma matriz também silicificada, associada a níveis ricos em material ferruginoso.

Segundo Hackspacker et al. (1985), as reativações responsáveis pela geração das brechas seriam contemporâneas ao Magmatismo Macau. Esta conclusão é ratificada por Melo (2005) e Legrand et al., (2008) que realizaram análises geoquímicas e observaram que os fluidos provavelmente seriam oriundos deste magmatismo devido a uma introdução de elementos químicos típicos dos magmas básicos presentes na região.

A ocorrência de cataclasito, pseudotaquilito, brecha de falha, e *gouge* caracteriza movimentação em níveis rasos (BEZERRA et. al., 2007).

#### D- Influência da neotectônica na rede fluvial e deposição de sedimentos neogênicos-quadernários

A relação entre falhas e a disposição de sedimentos cenozoicos é confirmada pela “coincidência” entre a orientação destes depósitos e os sistemas de falhas e, até mesmo, lineamentos do embasamento cristalino. Em mapeamentos anteriores (e.g., MONT’ALVERNE et al., 1998), muitas das falhas foram cartografadas apenas no embasamento cristalino, sendo interrompidas na Bacia Potiguar. Nos casos em que algumas falhas eram indicadas afetando rochas da bacia, elas se restringiam às formações Jandaíra e Açú, aparecendo recobertas pelos depósitos cenozoicos. Esta pesquisa, no entanto, evidenciou a influência da tectônica sobre depósitos mais ou tão recente quanto a Formação Barreiras.

Os canais aluviais são indicadores sensíveis de mudanças tectônicas, sabendo-se que a arquitetura aluvial de uma bacia é resultante de vários mecanismos extra e intrabaciais, sendo controlada fortemente pelo tectonismo (SCHUMM, et. al. 2000; HARTLEY, 1993).

Na porção centro-sudeste da área mapeada, os depósitos fluviais da Formação Barreiras e os Depósitos Aluviais Antigos estão orientados segundo a

direção NW-SE, correlacionáveis assim ao Sistema de Falhas de Afonso Bezerra. A rede de drenagem atual também é fortemente influenciada por esse sistema de falhas e, secundariamente, ao Sistema de Falhas de Carnaubais. Os braços das lagoas de Queimados, de Pedra e Vargem de Cima, com orientação NW, desenvolveram-se ao longo de falhas que compõem o Sistema de Falhas de Afonso Bezerra.

Os terraços aluviais do rio Açu são exemplos de registros da deformação neotectônica. Os depósitos mais antigos estão representados principalmente por conglomerados e arenitos conglomeráticos diretamente relacionados à morfodinâmica fluvial. Esses terraços mostram um nítido escalonamento, denotado por uma evolução faciológica, espacial e temporal de oeste para leste, onde as fácies mais grossas vão sendo substituída pelas fácies mais finas, evidenciando a migração do sistema fluvial no mesmo sentido (Fonseca, 1996).

A distribuição espacial dos terraços abandonados do Rio Açu, mais expressivos a oeste deste rio, confere o predomínio de aluvião antigo nesta porção, o que também indica a migração do canal no sentido leste. Assim, provavelmente, a tectônica atuante na região contribuiu para a avulsão do rio e evolução destes terraços. O fato de, na porção ocidental da área, a Formação Barreiras aflorar restritamente no topo da Serra do Mel, tendo suas encostas recobertas por depósitos aluviais antigos, pode indicar um possível soerguimento desta região.

#### E– Implicações sismogênicas

A região Nordeste corresponde a uma das áreas mais sismicamente ativas no país, com destaque para os estados de Pernambuco, Ceará e Rio Grande do Norte.

Nas últimas décadas, vários municípios do Rio Grande do Norte registraram tremores que puderam ser sentidos pela população. De modo geral, os epicentros se concentram no município de João Câmara, devido à presença da Falha de Samambaia. As cidades vizinhas a João Câmara apresentam tremores recorrentes desde 1986, quando ocorreu um enxame sísmico, tendo como ponto de partida um abalo com magnitude de 5,1 graus na escala Richter. O epicentro de alguns tremores no início de 2010 também foi atribuído à Falha de Poço Branco, entre os municípios de Poço Branco e Taipu (NORDESTE, 2010).

A região do município de Açu já registrou atividade sísmica induzida pela instalação da barragem do Rio Açu, que reativou planos de falhas nesta região

(FERREIRA et al., 1995 e DO NASCIMENTO, 2004). A distribuição dos epicentros nesta região coincide com o *fabric* dúctil do embasamento. A presença das estruturas de liquefação ao longo do vale do Rio Açu, amplia as possibilidades de sismos tectonicamente mais significativos nos últimos milhares de anos.

As estruturas de liquefação ganham uma especial importância nas zonas intraplacas, onde há uma enorme deficiência no que se refere aos estudos paleossimológicos, já que os registros históricos são incompletos, o monitoramento, embora crescente, ainda é insuficiente e as falhas nem sempre são facilmente reconhecíveis. O estudo de estruturas de liquefação nos depósitos aluviais do Rio Açu forneceu importantes informações que suprimem, em parte, essa deficiência.

Algumas hipóteses podem ser consideradas para explicar a origem das estruturas de liquefação encontradas na área de estudo: colapso da camada carbonática subjacente, fontes artesianas, processos sindeposicionais, deslizamento gravitacional e sobrecarga (POSTMA, 1983; RIJSDIJK et al., 1999). Porém nem todas as condições necessárias para a ocorrência dessas estruturas impulsionadas por alguns desses processos são atendidas na área mapeada. A liquefação por choques sísmicos pode, porém, explicar satisfatoriamente a ocorrência de tais estruturas na área.

Os sedimentos aluviais areno-cascalhosos porosos poderiam estar saturados pelo lençol freático alimentado pelo próprio rio que depositou os sedimentos. A capa impermeabilizante que confinaria as areias e cascalhos corresponderia às finas camadas de argila depositadas no final de cada ciclo. Assim estaria montado um quadro com alto risco de liquefação, caso ocorressem terremotos de magnitude considerável. A área estudada é uma região com amplos indícios de reativações recentes de falhas, fato que completaria a lista de fatores imperativos à liquefação, com a presença da fonte de energia sísmica. Considerando essa possibilidade, admite-se a ocorrência de sismos com magnitude 7, valor mínimo necessário para a geração dessas estruturas em sedimentos tão grossos como os cascalhos.

Outra possibilidade para explicar a origem dessas estruturas seria mais simples. Um abalo sísmico atingiria um sistema formado pela alternância entre camadas arenosas e cascalhosas saturado em água. O abalo desestabilizaria o sistema, provocando o colapso dos seixos (mais densos), que afundariam nas camadas arenosas (menos densas). Os seixos se realinhariam, acumulando-se e formando as estruturas de liquefação. Neste caso, a energia necessária para

impulsionar este processo poderia ser obtida através de um sismo de magnitude menor que 7.

Assim as diversas evidências indicam a presença de estruturas geradas por processos induzidos por paleossismos em aluviões conglomeráticos quaternários no vale do Rio Açu. As datações por luminescência indicam que essas estruturas têm idades que variam entre 400 e 8 Ka, o que ratifica quão recente é a atividade tectônica atuante na área.

#### Conclusões:

Os dados e interpretações supracitados se constituem como evidências de reativações na Bacia Potiguar durante o Neógeno-Quaternário. Pode-se resumir essas discussões, com as seguintes afirmações conclusivas:

- Ficou constatado como o Sistema de Falhas de Afonso Bezerra (NW-SE) deformou rochas aflorantes da Bacia Potiguar, em especial as das formações Açu, Jandaíra e Barreiras.

- As unidades sedimentares cenozoicas, incluindo os depósitos quaternários mais recentes, também foram e são afetadas por atividades neotectônicas relacionadas aos grandes sistemas de falhas da região.

- As estruturas de liquefação são exemplos de estruturas que testemunham atividades sísmicas no Pleistoceno Superior, ratificando quão recente é a tectônica atuante na Bacia Potiguar.

Em suma, os sistemas de falhas de Afonso Bezerra e Carnaubais não se restringem ao embasamento cristalino da Bacia Potiguar, nem atuou somente na fase rifte da bacia, mas foi reativado em períodos pós-campanianos, afetando todas as suas unidades litoestratigráficas pós-rifte, inclusive as coberturas quaternárias.

# REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANGELIM, L.A.A.; NESI, J.R.; TORRES, H.H.F.; MEDEIROS, V.C.; SANTOS, C.A.; VEIGA JÚNIOR, J.P. & MENDES, V.A. 2007. **Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte - Escala 1:500.000**. Recife: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2007. 119 p.

APOLUCENO, D.M., CÓRDOBA, V.C. & FARIAS, P.R.C. Faciologia e sistemas deposicionais da Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, em uma área a norte de Apodi, RN. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16, 1995, Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1995.

ARAI, M.A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP: Série Científica**. São Paulo, v. 6, n.2, p. 1-6, 2006.

ARARIPE, P.T. & FEIJÓ, F.J. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências da Petrobrás**. Rio de Janeiro, v. 8(1), p. 127-141, 1994.

ARAÚJO, V.D.; REYES-PERES, Y.A.; LIMA, R.O.; PELOSI, A.P.M.R.; MENEZES, L.; CÓRDOBA, V.C. & LIMA-FILHO, F.P. Fácies e Sistema Depositional da Formação Barreiras na Região da Barreira do Inferno, Litoral Oriental do Rio Grande do Norte. **Geologia USP: Série Científica**. São Paulo, v. 6 (2), p. 43-9, 2006.

BECKER, A. An attempt to define a "neotectonic period" for central & northern Europe. **Geologische Rundschau**, v. 82, p. 67-83, 1993.

BERTANI, R.T.; ARARIPE, P.T. & BELTRAMI, C.V. **Evolução tectono-sedimentar das bacias sedimentares do Ceará e Potiguar**. UFPE, v. 1, p. 34-35, 1985. (Série D: textos didáticos).

BERTANI, R.T.; COSTA, I.G. & MATOS R.M.D. Evolução tectono-sedimentar estilo estrutural e habitat do petróleo da Bacia Potiguar. In: RAJA GABAGLIA, G.P. & MILANI, E.J. (Ed.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro, PETROBRAS, p. 291-301. 1990.

BEZERRA, F.H.R. Neotectonics in northeastern Brazil: implications for a preliminary seismic-hazard assessment. **Revista Brasileira de Geociências**. Rio de Janeiro, v. 30, p.558-560, 2000.

BEZERRA, F.H.R.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, n. 7, p. 591-594, 2000.

BEZERRA, F.H.R.; LIMA FILHO, F.P.; AMARAL, R.F.; CALDAS, L.H.O. & COSTA NETO, L.X. **Late Quaternary coastal tectonics meeting**. London, abstracts volume. 1997.

BEZERRA, F.H.R.; AMARO, V.E.; VITA-FINZI, C. & SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 61–75, 2001.

BEZERRA, F.H.R. et al. Programa Geologia do Brasil – PGB. Projeto Folha Macau (SB-24-X-D-II). **Mapa geológico da Folha Macau (SB-24-X-D-II)**. Recife, CPRM/UFRN: 2006. 1 mapa color. Escala. 1:100.000.

BEZERRA, F.H.R.; TAKEYA, M. K.; SOUSA, M. O.L. & NASCIMENTO, A. F. Coseismic reactivation of the Samambaia fault, Brazil. **Tectonophysics**, v. 430, p. 27–39. 2007.

BEZERRA, F.H.R.; NEVES, B.B.B.; CORREA, A.C.B.; BARRETO, A.M.F. & SUGUIO, K. Late Pleistocene tectonic-geomorphological development within a passive margin - the Cariatá trough, northeastern Brazil. **Geomorphology**. Amsterdam, v. 1, p. 555-582, 2008.

BIZZI, L.A. (Ed.) et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas – SIG e mapas na escala 1:2.500.000** - Brasília: CPRM, 2001. 4 CD-Rom. ISBN: 85-7499-006-X.

BONOW, J.M.; LIDMAR-BERSTRÖM, K. & JAPSEN, P. Palaeosurfaces in centralWest Greenland as reference for identification of tectonic movements and estimation of erosion. **Global and Planetary Change**, v. 50, p. 161–183, 2006.

BORGES, W.R.E. **Caracterização estrutural da porção sudoeste do Rift Potiguar, Brasil**. Ouro Preto, 1993. 146p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto.

BORGES, W.R.G. Evolução estrutural do Rift Potiguar. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 15, 1997, Natal. **Boletim** Natal: SBG-NE, 1993, p.294-295.

BRITO NEVES, B.B.; SANTOS, E.J. & VAN SCHMUS, W.R. Tectonic History of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A. & Campos, D. A. **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro, p. 151–182, 2000.

CALDAS, L.H.O. **Estudo geológico e geofísico da falha de Carnaubais, Bacia Potiguar – RN, e implicações neotectônicas**. Natal, 1998. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

CALDAS, L.H.O.; CORIOLANO, A.C.F.; DANTAS, E.P. & JARDIM DE SÁ, E.F. Os beachrocks no litoral do Rio Grande do Norte: Potencial como marcadores neotectônicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17, 1997, Fortaleza. **Resumos Expandidos...** Fortaleza: SBG/NE, 1997, n. 15, p. 369-374.

COSTA NETO, L.X. Geologia da área entre Macauzinho e Boa Vista (Sul de Macau – RN). Natal, UFRN/CCE/DG, **Boletim 9**, 61p. 1985.

CREMONINI, O.A. **Caracterização estrutural e evolução da área de Ubarana, porção submersa da Bacia Potiguar, Brasil**. Ouro Preto, 1993. 136p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto.

CREMONINI, O. & KANER, G.D. 1995. Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da faixa equatorial brasileira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 1, 1995, Recife. **Atas...** 1995, p. 181–184.

CREMONINI, O.A.; GOULART, J.P.M. & SOARES, U.M. O Rifte Potiguar: novos dados e implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 4., 1996. **Boletim...** Rio Claro: UNESP, 1996. p. 89-93.

DANTAS, E.L. **Geocronologia U/Pb e Sm/Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do maciço Caldas Brandão, NE do Brasil**. Rio Claro, 1997. 208p. 3 mapas Tese (Doutorado em Geologia Regional) - Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências e Ciências Exatas.

DANTAS, E.P. **Gravimetria e sensoriamento remoto: uma aplicação no estudo da tectônica recente em Macau e São Bento do Norte (RN)**. Natal, 1998. 97p. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) - Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

DANTAS, E.P.; CALDAS, L.H.O.; CASTRO, D.L. & JARDIM DE SÁ, E.F. 1997. Gravimetria e Sensoriamento Remoto aplicado na caracterização do Lineamento de Afonso Bezerra e do Sistema de falhas Carnaúbais (RN). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 17, 1997, Fortaleza. **Boletim...** Fortaleza: SBG/NE, 1997, v. 15, p. 343-347.

DANTAS, E.P.; CASTRO, D.L. & JARDIM DE SÁ, E.F. Análises de lineamentos na porção central da Bacia Potiguar e sua reativação neotectônica. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7 e I SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE TECTÔNICA, 1, 1999, Lençóis. **Anais...** Salvador: SBG, 1999, v.1, p. 86-89.

DANTAS, E.L.; VANSCHMUS, W.R.; HACKSPACHER, P.C. & NEVES, B.B.B. Crustal Nd isotopic evolution and differentiation during Archean and Paleoproterozoic of the Caldas Brandão Massif, NE Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996, v. 6. p. 495-498.

DE CASTRO, D.L.; BEZERRA, F.H.R.; MOURA-LIMA, E.N.; LIMA FILHO, F.P. & SOUSA, M.O.L., GPR Investigation of Quaternary liquefaction structures in gravels, northeastern Brazil. In: PROCEEDS OF THE MEETING OF THE AMERICAS, 2010, Foz do Iguaçu. **Anais...** Curitiba, 2010.

DELLA FÁVERA, J.C. (et al.) **Estratigrafia de seqüências da Formação Pendências, Bacia Potiguar**. Rio de Janeiro: PETROBRAS/CENPES/DIVEX/SESTRA, 51p., 1992. (Relatório Interno).

DO NASCIMENTO, A.F.; COWIE, P.A.; LUNN, R.J. & PEARCE, R.G. Spatio-temporal evolution of induced seismicity at Açú Reservoir, NE Brazil. **Geophysical Journal International**, v. 160, p. 249-262, 2004.

FERREIRA, J.M.; BEZERRA, F.H.R.; SOUSA, M.O.L.; DO NASCIMENTO, A.F., SÁ, J.M. & FRANÇA, G.S., The role of Precambrian mylonitic belts & present-day stress field in the coseismic reactivation of the Pernambuco lineament, Brazil. **Tectonophysics**, 2008.

FERREIRA, J.M.; OLIVEIRA, R.T.; ASSUMPÇÃO, M.; MOREIRA, J.A.M., PEARCE, R.G. & TAKEYA, M.K. Correlation of seismicity & water level in the Açú reservoir – A new example of northeastern Brazil. **Bull. Seismol. Soc. Am**, v. 85, p. 1483-1489, 1995.

FONSECA, V.P. **Estudos Morfo-neotectônicos na área do baixo curso do rio Açú (Açú-Macau), RN**. Belo Horizonte, 1996. 130p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Minas Gerais.

FORTES, F.P. Utilização combinada de fotogeologia com a magnetometria e sísmica, na prospecção de petróleo na Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982. **Resumos...** SBG, 1982, p. 2407-2411.

FRANÇOLIN, J.B.L. & SZATMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v.17, n. 2, p. 196-207, 1987.

GUIMARÃES, M. Terra Sacudida. **Pesquisa FAPESP on line**. São Paulo, Ed, 178, dezembro de 2010. Disponível em: <http://revistapesquisa.fapesp.br/?art=4306&bd=1&pg=1&LG=> Acesso em: 14 dez. 2010

HACKSPACHER, P.C. & OLIVEIRA D.C. A evolução estrutural das zonas de cisalhamento Portalegre e Santa Mônica – RN. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984. Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984, v. 6, p.1679-1692.

HACKSPACKER, P.C.; CORSINO, A.R.; SRIVASTAVA, N.K. & TIRIBA, V.F. **A Falha de Afonso Bezerra como evidência de significativo tectonismo frágil NW -SE, na Bacia Potiguar emersa – RN**. Natal: UFRN/CCET/DG, Boletim v. 10, 1985.

HACKSPACHER, P.C.; VAN SCHUMUS, W.R. & DANTAS, E.L. Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG/NE, 1990, v. 6, p. 2683-2696.

HANCOCK, P.L. Neotectonics (conf. report). **J. Geol. Soc. Lond.**, v. 143, p. 325-326, 1986.

HARTLEY, A.J. Sedimentological response of an alluvial system to source area tectonism: the Seilao Member of the Late Cretaceous to Eocene Purilactis Fm. of N Chile. **IAS Spec. Publ.**, v.17, p. 489–500, 1993.

HASUI Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP DE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, 1990, Belo Horizonte. **Boletins...** Belo Horizonte: 1990, v. 11, p. 1-32. 1990.

JAPSEN, P.; BONOW, J.M.; GREEN, P.F.; CHALMERS, J.A. & LIDMAR-BERGSTRÖM, K. Elevated, passive continental margins: long-term highs or Neogene uplifts? New evidence from West Greenland. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 248, p. 30–339, 2006.

JARDIM DE SÁ, E.F. **A Faixa Seridó (Província, NE do Brasil) e o seu Significado geodinâmico na cadeia brasileira/pan-africana**. Brasília, 1994, 804p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília.

JARDIM DE SÁ, E.F.; MATOS, R.M.D.; MORAIS NETO, J.M.; SAADI, A. & PESSOA NETO, O.C. Epirogenia cenozóica na Província Borborema: síntese e discussão sobre os modelos de deformação associados. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7, Lençóis. **Anais...** Salvador: SBG/NE, 1999, v. 4, p. 58-61.

KING, L.G. A geomorfologia do Brasil oriental. **Rev. Bras. Geogr.**, v.2, n.18, p.147-265, 1956.

KING, L.G. **The Morphology of the Earth**. Edinburgh: Oliver and Boyd, 2nd edition, 1967.

LEGRAND, J.M.; MELO, N.D.; MOURA-LIMA, E.N.; BEZERRA, F.H.R.; SOUSA, M.O.L. & MAIA, H.N. Propriedades dos fluidos circulantes nas falhas NW-SE pós-campanianas da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, Curitiba. **Anais** Curitiba: SBG, 2008.

LIDMAR-BERGSTRÖM, K.; OLLIER, C.D. & SULEBAK, J.R. Landforms and uplift history of southern Norway. **Global and Planetary Change**, v. 24, p. 211–231, 2000.

LIMA, M.G. **A história do Intemperismo na província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações Paleoclimáticas e Tectônicas**. Natal, 2008. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

LIMA, C.C.; VIVIERS, M.C.; MOURA, J.R.S.; SANTOS, A.A.M. & CARMO, I.O. – 1990 – O Grupo Barreiras na Bacia Potiguar: Relações Entre o Padrão de Afloramento, Estruturas Pré-Barreiras e Neotectonismo. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. **Anais** □ Natal, SBG, v.2, p.607-620.

LIMA, C.C.U. O Neotectonismo na Costa do Sudeste e do Nordeste Brasileiro. **Revista de Ciência & Tecnologia**, v. 15, p. 91-102, 2000.

LIMA NETO, F.F. **Magmatismo pós-paleozóico na Bacia Potiguar - Comentários sobre informações disponíveis**. Natal: PETROBRAS, Rel. Interno, 1985.

LISKER, F. Review of fission track studies in northern Victoria Land, Antarctica — passive margin evolution versus uplift of the Transantarctic Mountains. **Tectonophysics**, v. 349, p. 57–73, 2002.

MACEDO, M.H.F.; JARDIM DE SÁ, E.F.; PEUCAT, J.J.; SOUZA, Z.S. & MARTIN, H. Avaliação dos dados geocronológicos do Complexo Caicó (RN) e suas implicações tectônicas. In: SIMP. GEOL. NE, 14, Recife. **Boletim** □ Recife: SBG, 1991, p. 256-259.

MATOS, R. M. D. The northeast brazilian rift sistem. **Tectonics**, v. 11, p. 766-791, 1992.

MATOS, R.M.D. **Resolução sísmica versus modelos geológicos na exploração da Bacia Potiguar**. Natal: PETROBRAS/DEBAR/DIREX, rel. interno, 10 p., 1993.

MATOS, R.M.D. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. In: CAMEROM, N. R. et al. (eds.) **The oil and gas habitats of the South Atlantic**. London: Geological Society, Special Publications, v. 153, p.55-73, 1999.

MAYER, E. **Estratificação preliminar na Plataforma Continental da Bacia Potiguar, Rio Grande do Norte**. Rio de Janeiro, PETROBRAS, rel. interno. 1974.

MELLO, U.T. Afinamento crustal e suas implicações na formação da Bacia Potiguar. In: SEMINÁRIO DE TECTÔNICA DA PETROBRAS, 1, 1987, Rio de Janeiro. **Atas...** Rio de Janeiro: PETROBRÁS/DEPEX, 1987, p. 190-220.

MELO, N.D. **Geoquímica e caracterização dos fluidos associados às estruturas rúpteis pós-campanianas da Bacia Potiguar**. Natal: DG/CCET/UFRN, 71 p. 2005.

MONT'ALVERNE A.A.F.; et al. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte, escala 1:500.000**. Natal: DNPM/UFRN/PETROBRAS, 1998.

MORAIS, R.M.O.; MELLO, C.L.; COSTA, F.O. & SANTOS, P.F. Fácies Sedimentares e Ambientes Depositionais Associados aos Depósitos da Formação Barreiras no Estado do Rio de Janeiro. **Geologia USP: Série Científica**. v. 6, p. 19-30, 2006.

NEVES, C.A.O., **Análise Regional do Trinômio Geração-Migração-Acumulação de Hidrocarbonetos na Seqüência Continental Eocretácea da Bacia Potiguar Emersa, NE do Brasil**. Ouro Preto, 1987. 71 p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Ouro Preto.

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**, v. 6, n. 2, p. 51-59, 2006.

NORDESTE é região com maior número de tremores de terra no Brasil. **Diálogos Políticos**, Fortaleza, 17 jan. 2010. Disponível em: <http://dialogospoliticos.wordpress.com>. Acesso em: 20 nov. 2010

OLIVEIRA, D.C. **O papel do Enxame de Diques Rio Ceará-Mirim na evolução tectônica do nordeste oriental (Brasil): implicações na formação do Rifte Potiguar**. Ouro Preto, 1993. 172 p. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) - Universidade Federal de Ouro Preto.

OLIVEIRA, D. C., MATOS, R. D. & SOARES, U. M. Contribuição ao estudo de estruturas rasas na Bacia Potiguar: análise estrutural do afloramento Afonso Bezerra (RN) e adjacências. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, 1993, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1993, v. 12, p. 306-311.

OLIVEIRA, D.C. Evolução Magmática da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998. Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. 1: 102.

PEREIRA, M.J. Considerações sobre a estratigrafia do Cenomaniano-Santoniano em algumas bacias marginais brasileiras e sua implicação na história tectônica e sedimentar da margem continental. **Boletim de Geociências - PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.3, n. 6, p.171-176, 1992.

PESSOA NETO, O.C. **Análise estratigráfica integrada da plataforma mista (siliciclástica-carbonática) do Neogeno da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil**. Porto Alegre, 1999. 220 p. Tese (Mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

PESSOA NETO, O.C.; SOARES, U.M.; SILVA, J.G.F.; ROESNER, E.H.; FLORÊNCIO, C.P. & SOUZA, C.A.V. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociências - PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v.15, n. 2, p.357- 369, 2007.

POSTMA, G. Water scape structures in the contexts of a depositional model of a mass flow denominated conglomeratic fan-delta (Abrijoa Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). **Sedimentology**, v. 30, p. 91-103, 1983.

RIIS, F. Quantification of Cenozoic vertical movements of Scandinavia by correlation of morphological surfaces with offshore data. **Global and Planetary Change**, v. 12, p. 331–357, 1996.

RIJSDIJK, K.F.; OWEN, G.; WARREN, W.P.; MCCARROL, D. & VAN DER MEER, J.J.M. Clastic dykes in over-consolidated tills: evidence for subglacial hydrofracturing at Killing Bay, eastern Ireland. **Sedimentary Geology**, v. 129, p. 111–126, 1999.

ROSSETTI, D.F. Evolução Sedimentar Miocênica nos Estados do Pará e Maranhão. **Geologia USP: Série Científica**, v. 6, p. 7-18, 2006.

SAADI, A. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretações preliminares. **Geonomos**, v. 11, p. 1-15, 1993.

SAMPAIO A.V. & SCHALLER H. Introdução à Estratigrafia Cretácea da Bacia Potiguar. **Boletim Técnico PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 11, n. 1, p. 19-44, 1968.

SCHUMM, S.A.; DUMONT, J.F. & HOLBROOK, J.M. **Active Tectonics and Alluvial Rivers**. Cambridge: University Press, 2000.

SIAL, A.N. Petrologia e química mineral dos basaltos mesozóicos de Porto Franco e Grajaú, Maranhão. In: SIMP. GEOL. NORDESTE, 7, 1975, Fortaleza. **Boletins...** Fortaleza: SBG-NE, 1975, p. 223-241.

SILVA, A.C. Considerações sobre o Quaternário do Rio Grande do Norte. **Arq. Inst. Antropol. - Natal, UFRN**, v.2, n.1, p. 275–301, 1966.

SILVA, C.G. **Holocene Stratigraphy and Evolution of the Açu River Delta, Rio Grande do Norte State, Northeastern Brazil**. Duke (D.U. – EUA), 1991. Tese (Doutorado) - Duke University.

SOUSA, D.C. Litoestratigrafia e deformação cenozóica na região de Icapuí, Ceará, implicações para a Estruturação de Campos de Petróleo na Borda Ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil). Natal, 2002. 186 p. Tese (Doutorado) – PPGG/UFRN.

SOUZA, S.M. Atualização da litoestratigrafia da Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. **Anais** □ São Paulo: SBG, 1982, v. 5, p. 2392-2406.

SOUZA, Z.S.; VASCONCELOS, P.M.; NASCIMENTO, M.A.L.; SILVEIRA, F.V.; PAIVA, H.S.; SILVEIRA DIAS, L.G.; VIEGAS, M.C.D.; GALINDO, A.C. & OLIVEIRA, M.J.R. Geocronologia e geoquímica do magmatismo cretácico a terciário do NE do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42. 2004, Araxá. **Resumos...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. 1 CD-ROM.

SRIVASTANA, N.K. & CORSINO, A.C.R. Os Carbonatos de Touros (RN): petrografia e estratigrafia. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 11, 1984, Natal. **Anais** Natal: SBG-NE, 1984, p. 166-175.

STEWART, I. & HANCOCK, P.L., Neotectonics. In: HANCOCK, P.L. (ed.), **Continental Deformation**. Pergamon Press, p. 370-409, 1994.

TABOSA, W.F. **Dinâmica costeira da região de São Bento do Norte e Caiçara do Norte - RN**. Natal: Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 76p., 2000.

TEIXEIRA, L. **Arcabouço estrutural da porção submersa da Bacia Potiguar**. Rio de Janeiro: PETROBRAS (Relatório interno), 1991.

TIBANA, P. & TERRA, G.I.S. Seqüências Carbonáticas do Cretáceo na Bacia Potiguar. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 3, n. 24, p. 174–183, 1981.

VAN SCHMUS, W.R.; DANTAS, E.L.; FETTER, A.; BRITO NEVES, B.B.; HACKSPACHER, P.C. & BABINSKI, M. Neoproterozoic age for Seridó Group, NE Borborema Province, Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1996, v. 6, p. 152-155.

VASCONCELOS, E.P., LIMA NETO, F.F. & ROSS, S. Unidades de correlação da Formação Açú – Bacia Potiguar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1990, v.1, p. 227-240.

# **ANEXO 1**

**(Artigo da Revista FAPESP)**

**Pesquisa FAPESP**

Edição 178 - dezembro 2010

Ciência &gt; Geologia

**Terra sacudida****Tremores recorrentes ajudaram a moldar o relevo nordestino**

Maria Guimarães

O Nordeste brasileiro é terra de agitos, não só por causa do Carnaval e outras festividades. De acordo com pesquisadores do Rio Grande do Norte e de São Paulo, os terremotos que de vez em quando sacodem a região estão longe de ser novidade: já aconteciam muito antes de existir gente no planeta, e ocorrem até hoje. O geólogo Francisco Hilario Bezerra, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN), recorre à cultura popular para ressaltar a concepção errada que impera sobre os movimentos do solo brasileiro: “Vai, vai, vai, suba aqui na minha moto/ Vem, vem, vem, aqui não tem terremoto”, diz a música *Insolação do coração*, de Carlinhos Brown, interpretada por Claudia Leitte. Segundo o pesquisador, não é nada disso. No Brasil, sobretudo em sua região natal, tem muito terremoto.

“O Nordeste é o lugar do Brasil onde mais acontecem terremotos”, diz Bezerra, “não se sabe bem por quê”. Os resultados do grupo da UFRN deixam claro que terremotos têm sido comuns na região nos últimos 400 mil anos. Além de explicar o relevo nordestino, esse conhecimento pode também ter utilidade prática direta, como orientar a engenharia civil. “Se determinamos que uma zona é caracterizada, há milhares de anos, por terremotos de magnitude 5, por exemplo, é preciso que as construções resistam a esses tremores”, explica o geólogo.

A caracterização tectônica da região faz parte de um projeto mais amplo coordenado pelo geólogo Reinhardt Fuck, da Universidade de Brasília, no âmbito do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia (INCT) de Estudos Tectônicos. Parte do trabalho foi feita por Francisco César Nogueira durante o doutorado sob orientação de Bezerra. Ele estudou uma falha tectônica com comprimento de 35 quilômetros por onde corre o rio Jundiá, que corta a cidade de Natal, e viu que, mais ou menos a cada 16 mil anos, os movimentos dessa ruptura no terreno causam tremores, segundo artigo publicado este ano no *Journal of Geodynamics*.

A principal fonte de informações para Nogueira foi a areia que preenche as rachaduras profundas do solo. Como matéria-prima para análises geológicas, a areia pode ser desafiante. As zonas arenosas em climas áridos são pouco propensas à preservação de fósseis e por isso são difíceis de datar pela técnica mais comum, de carbono-14. A dificuldade foi resolvida por uma associação com o laboratório de Sonia Tatumi, da Faculdade de Tecnologia de São Paulo (Fatec-SP), especialista em análises de luminescência opticamente estimulada. A técnica mede

a posição dos elétrons dentro dos grãos de quartzo da areia para avaliar sua idade. A luz solar atrai esses elétrons para a camada mais externa, mas eles voltam para o interior do grão quando a camada de areia é enterrada. Com esse método é possível estimar há quanto tempo o grão está no subsolo, dentro de um máximo de 1 milhão de anos. Ao pressupor que a areia infiltrada na falha Jundiaí foi soterrada em consequência da rachadura, as datações permitiram estimar que ela se formou cerca de 100 mil anos atrás. E esteve ativa desde então, o que não se podia saber observando os registros históricos. Durante os 200 anos em que há histórico sobre a atividade sísmica no Nordeste, não foram registrados tremores fortes na falha Jundiaí, o que poderia levar a crer – incorretamente – que ela não está ativa.

**Solo movediço** – Estudar falhas não é a única forma de investigar a sismologia de uma região. Mesmo sem ter acesso direto à falha que causa tremores em determinada área, o grupo da UFRN usa também outras alterações no solo para inferir movimentos passados. Um desses fenômenos é a liquefação, que acontece quando uma mistura de água e areia presa no subsolo é submetida a grande pressão, como a gerada por um terremoto. Bezerra ajuda a compreender fazendo uma analogia com a pressão que se cria quando uma garrafa de champanhe é sacudida. “A rolha, que no caso do solo pode ser uma rocha, impede a mistura de se expandir e a pressão aumenta até que estoura”, explica. No caso do champanhe é festivo, desde que a rolha não atinja ninguém; mas quando grãos de quartzo se agitam com um terremoto e são ejetados, junto com a água, depois que a rocha se rompe, o resultado é destruição e, hoje, prédios demolidos.

As marcas desse tremor depois se solidificam e ficam registradas: é o que Elissandra Moura-Lima tem estudado durante seu trabalho de doutorado. As testemunhas providenciais aí são seixos por cima da areia. Mais uma vez, Bezerra recorre a uma imagem para deixar clara a instabilidade dessa disposição: “Imagine uma gelatina, dessas que a gente come, com um ferro de passar em cima”. Basta um tremor para acabar com o equilíbrio e fazer o ferro afundar. E provavelmente fará isso de lado, descendo pela gelatina na posição que oferece menos resistência. É o que acontece com os seixos: quando são flagrados debaixo da superfície em posição vertical, os pesquisadores podem inferir o trajeto que percorreram. E, mais uma vez com ajuda da luminescência, estimar quando aconteceram esses movimentos.

Elissandra usou também uma espécie de tomografia dos sedimentos conhecida como GPR, sigla em inglês para radar que penetra o solo (*ground penetrating radar*). Isso lhe permitiu caracterizar, no vale do rio Açu, parte da bacia Potiguar, as estruturas em domo formadas quando os seixos penetram solo adentro e empurram a areia para cima. Mapear essas deformações do solo no contexto da rede de falhas que percorre a região permite estimar o momento e a magnitude de tremores que ocorreram há milhares de anos. Um tremor de magnitude 5 ou 6, por exemplo, causa alterações num raio de dois quilômetros. No vale do rio Açu, o grupo mostrou que terremotos já eram recorrentes há 400 mil anos. As falhas que correm por baixo desse vale são, por isso, fortes candidatas a responsáveis por boa parte da atividade sísmica do passado na bacia Potiguar.

**Mais que paisagem** – Uma vantagem de ser geólogo especializado nessa região é poder trabalhar num cenário mais atraente do que pedreiras ou zonas desérticas. As falésias que caracterizam boa parte da costa nordestina são, além de deslumbrantes, uma fonte rica de informações. Naquelas paredes com até 30 metros de altura que se erguem junto ao mar coloridas com tons de vermelho, amarelo, roxo e branco está exposto um histórico sísmico e geológico que remonta a dezenas de milhares de anos. Basta a um especialista olhar para essas falésias para perceber as linhas horizontais que delimitam sedimentos com idades diferentes e reconhecer características que revelam a influência de atividades sísmicas em sua formação.

É nessa paisagem que se dá parte do trabalho de Dilce Rossetti, do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (Inpe), que também analisa faces rochosas onde for possível, como as cortadas pela abertura de estradas. “A costa nordestina é ideal para esse tipo de estudo”, explica a pesquisadora, “pela abundância de falésias que se estendem por muitos quilômetros”. Isso lhe permite comparar as deformações no terreno causadas pela liquefação em contextos diversos, como perto de uma falha e longe dela, além de ter acesso, num único ponto de uma praia paradisíaca, a uma história com dezenas de milhares de anos. Em artigo que será publicado em janeiro de 2011, junto com o de Elissandra, numa edição especial sobre paleoterremotos da *Sedimentary Geology*, Dilce usa essas deformações para mostrar como a ponta da Paraíba, último ponto do continente americano a se desligar da África, não é passiva como se pensava. A atividade sísmica ali é disseminada.

Para datar esses eventos ela tem usado carbono-14, quando há matéria orgânica, e luminescência, cujos resultados estão em fase final de preparação para publicação. Ela viu que por cima da formação geológica conhecida como Barreiras, formada há cerca de 20 milhões de anos, há várias camadas com sinais de perturbação sísmica. Chegou a encontrar rochas com idade de 178 mil anos numa falésia paraibana, mas o mais comum é ter registros dos últimos 67 mil anos. “Nessa época já havia sismicidade em vários locais da Paraíba, e em outros estados do Nordeste também”, afirma. Segundo Dilce, esses movimentos de terra foram responsáveis por modelar parte do relevo da região, como as falésias e a localização dos leitos de alguns rios.

Não é possível extrapolar os resultados obtidos no Nordeste para outras regiões do Brasil. “Cada falha tem um comportamento específico”, explica Bezerra. Por isso as falhas paulistas de Taubaté e de Santos, por exemplo, podem ter uma periodicidade e um modo de ação distintos que ainda precisam ser estudados. Para ele, a grande importância desses trabalhos, em conjunto, é mostrar que olhar os fenômenos atuais da natureza não é suficiente para entender o que acontece hoje. “O conhecimento histórico e instrumental não basta, é preciso examinar as camadas do passado distante.”

#### > Artigos científicos

1. NOGUEIRA, F. C. *et al.* Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. **Journal of Geodynamics**. v. 49, n. 2, p. 79-91. mar. 2010.
2. MOURA-LIMA, E. N. *et al.* 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. **Sedimentary Geology**. no prelo.

3. ROSSETTI, D. F. *et al.* Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: Evidence for paleoseismicity in a passive margin. **Sedimentary Geology**. no prelo.

## OS PROJETOS

1. Estudos geofísicos e geológicos na província Borborema
2. Integração de sedimentologia, sensoriamento remoto e geoquímica aplicada ao mapeamento da sucessão cretáceo-terciária na porção central da bacia Paraíba - nº 2006/04687-7

### Modalidade

1. Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia (CNPq).
2. Auxílio Regular a Projeto de Pesquisa (FAPESP)

### Coordenadores

1. Reinhardt Fuck – IG/UnB.
2. Dilce de Fátima Rossetti – Inpe

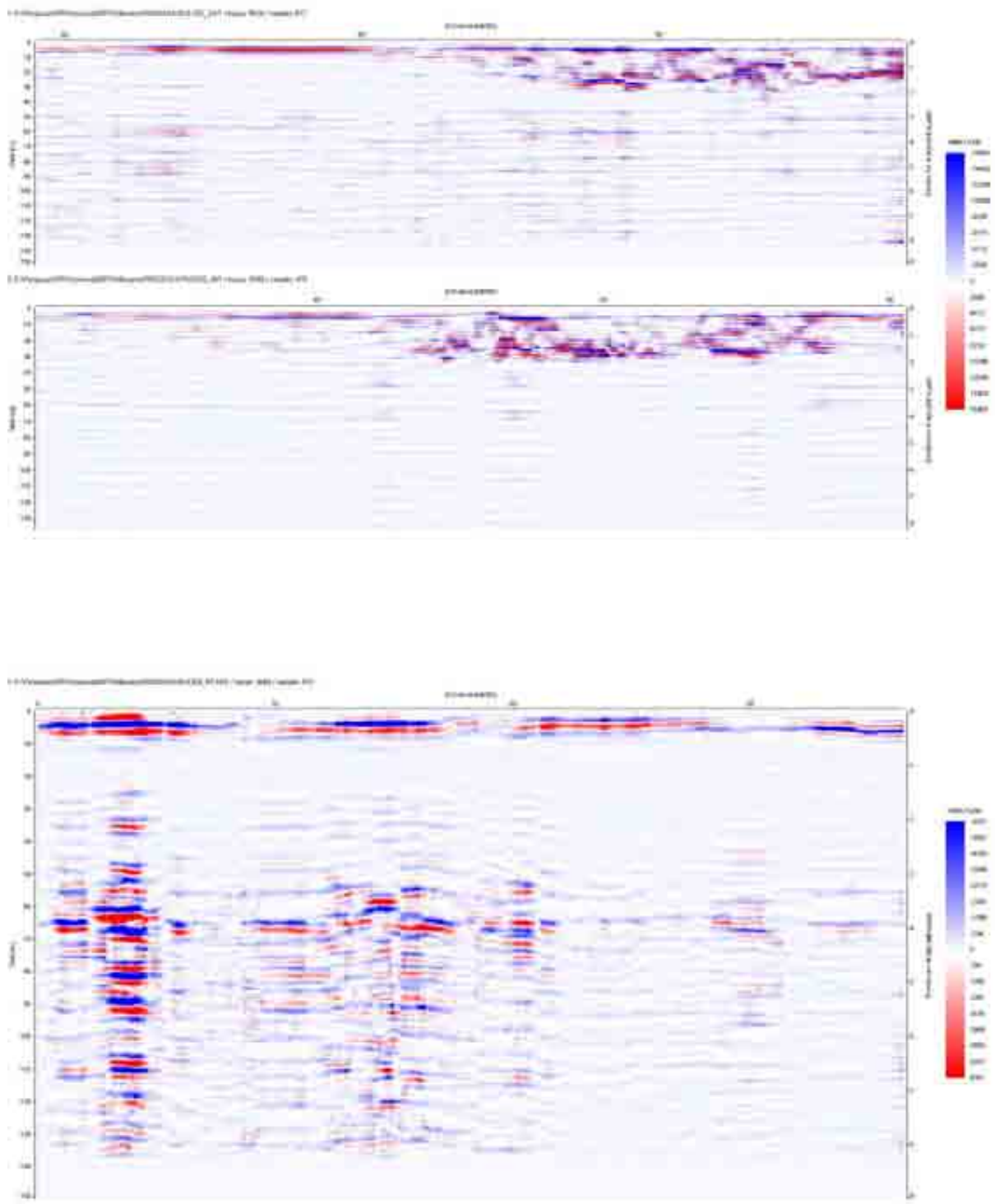
### Investimento

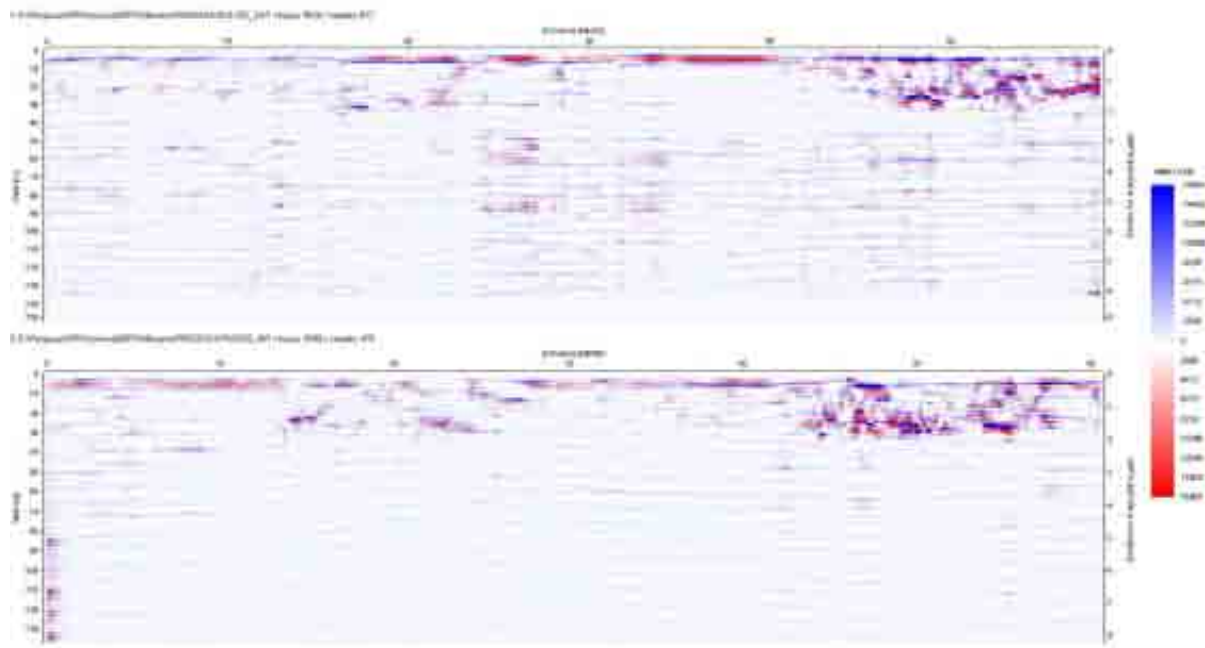
1. R\$ 3.400.000,00
2. R\$ 125.659,43

# **ANEXO 2**

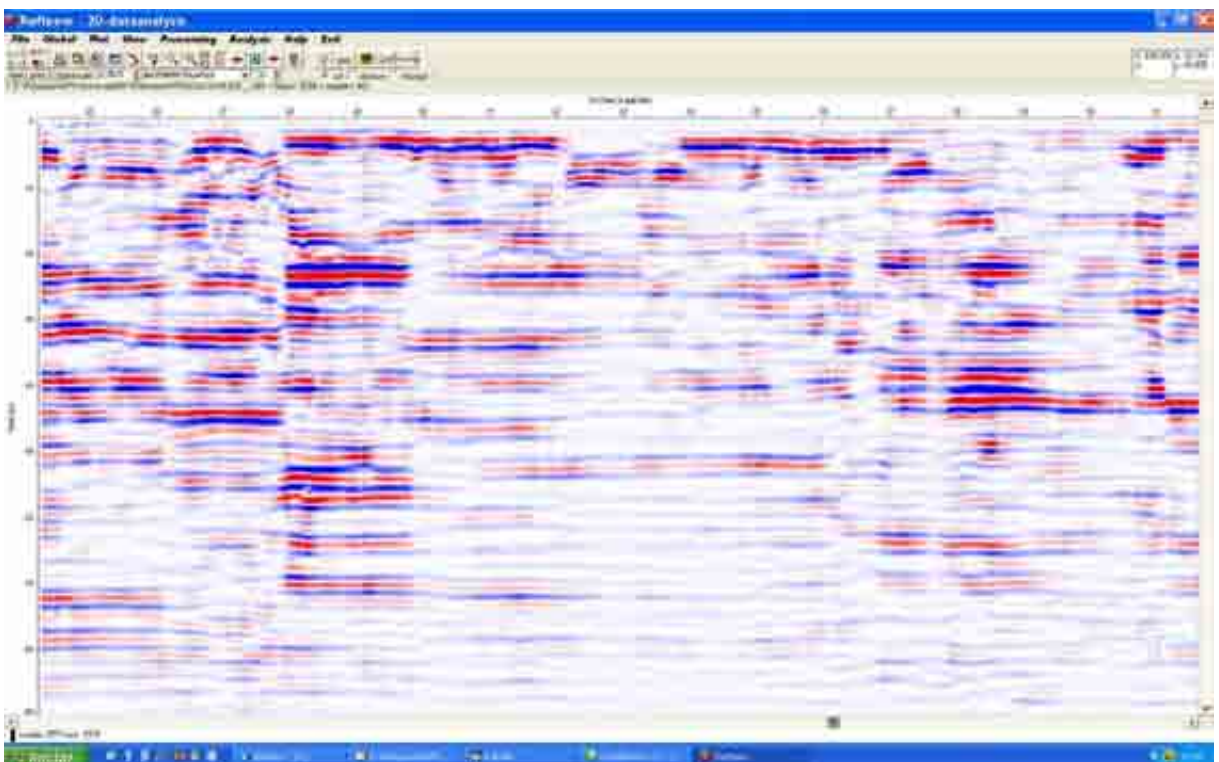
## **(Perfis de GPR)**

**Formação Barreiras e depósitos pós-Barreiras (lixão no Alto do Rodrigues)**

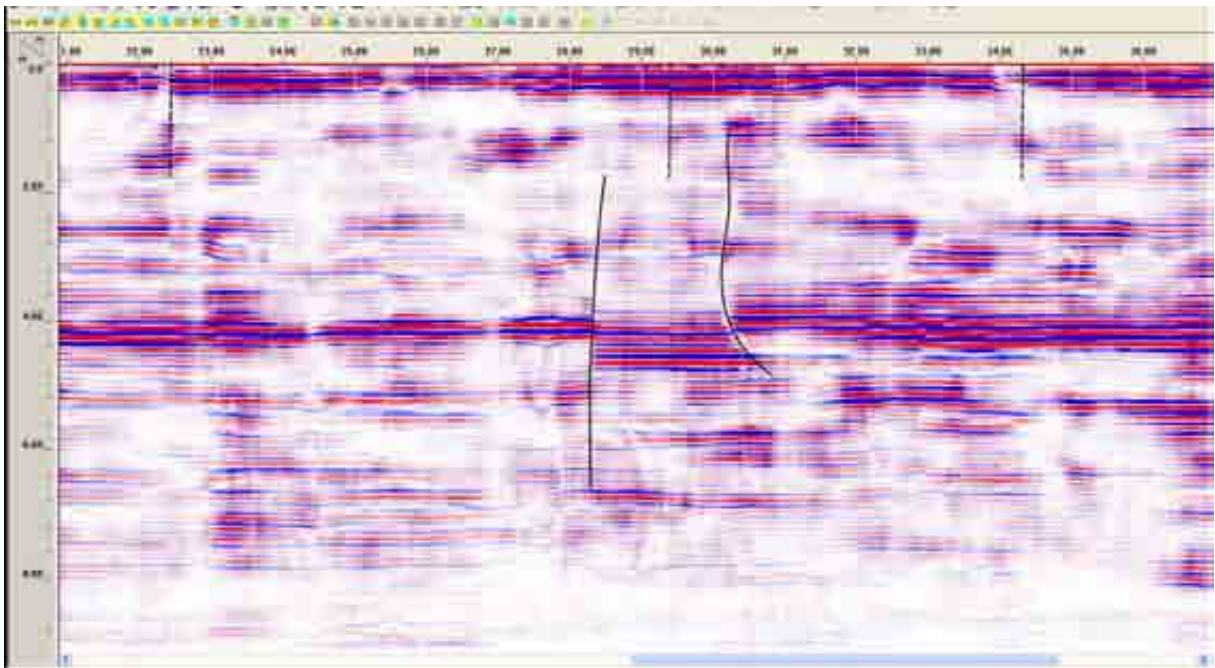
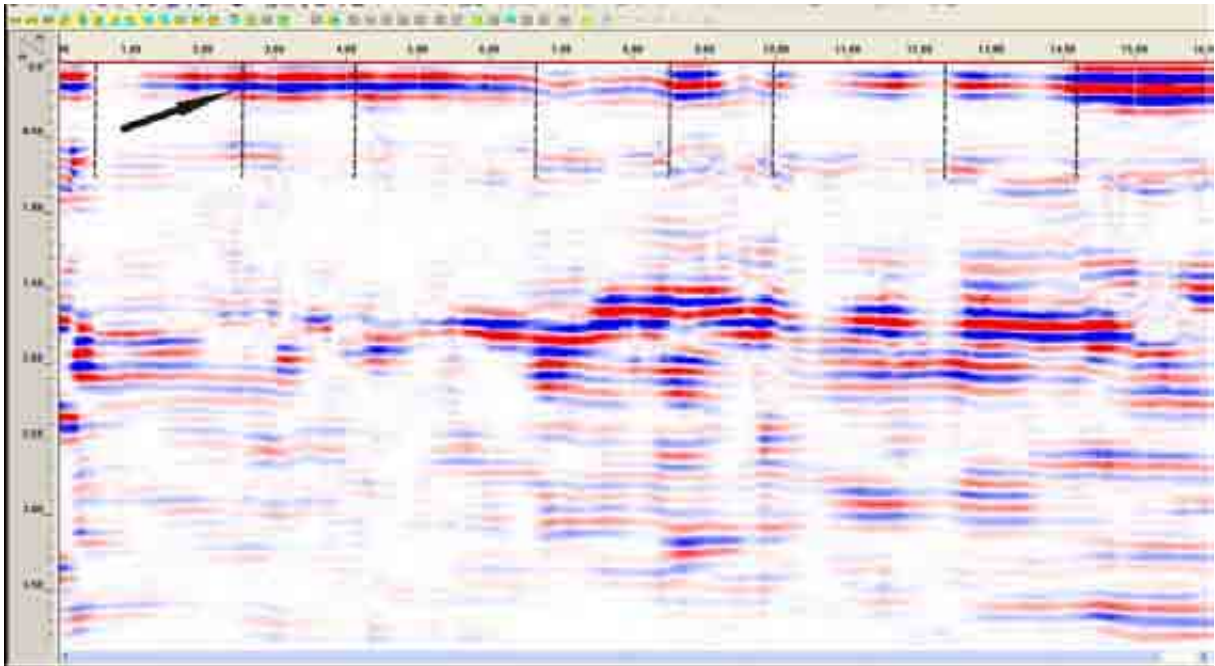


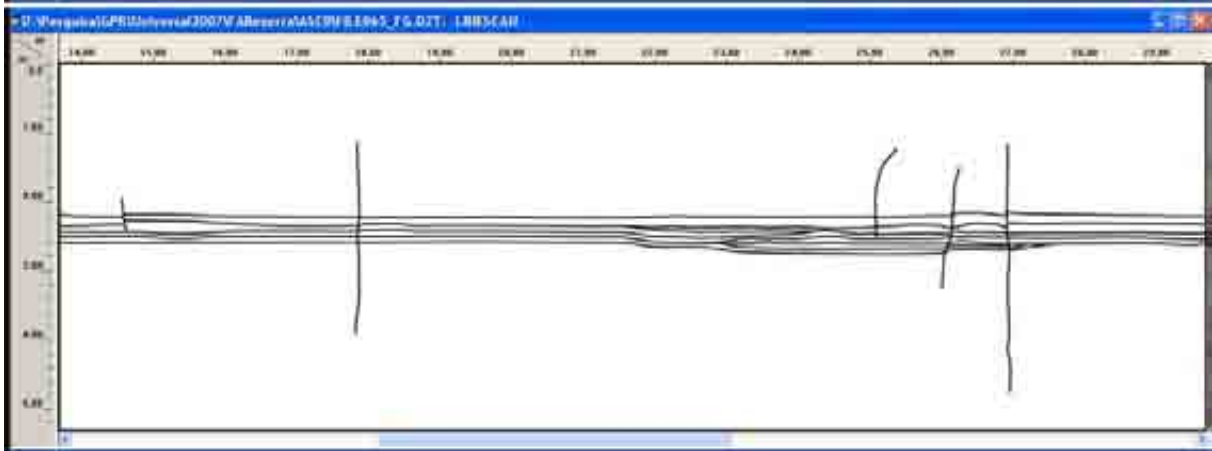
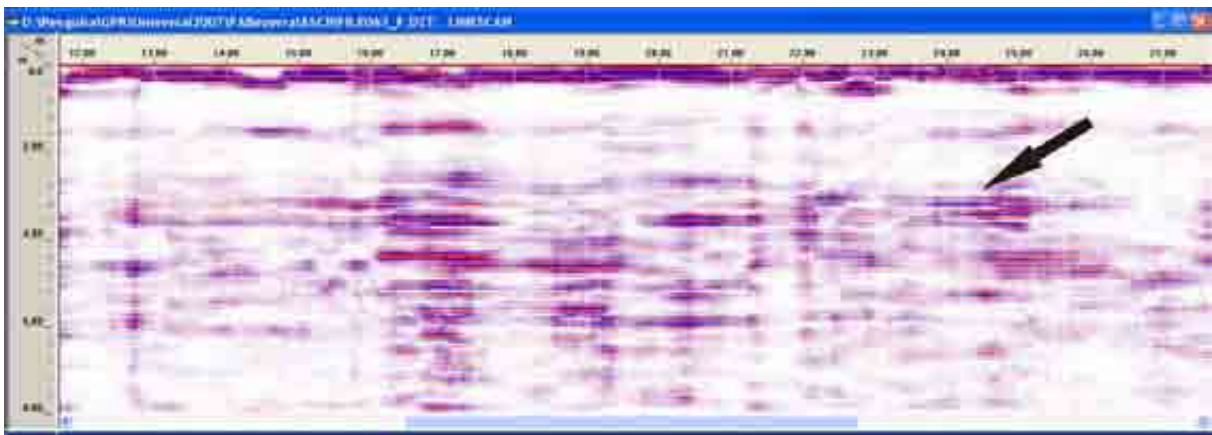


**Formações Jandaíra e Açu (linha do trem em Afonso Bezerra)**

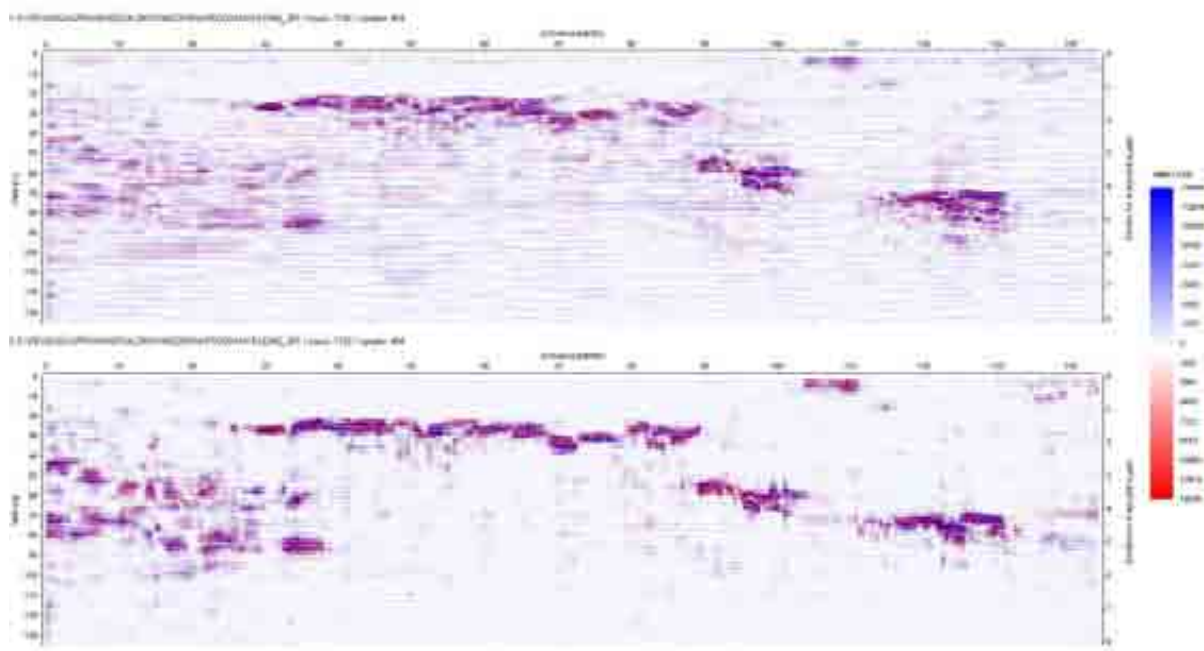


**Formação Jandaira (Pedreira entre Areia Branca e Mossoró)**





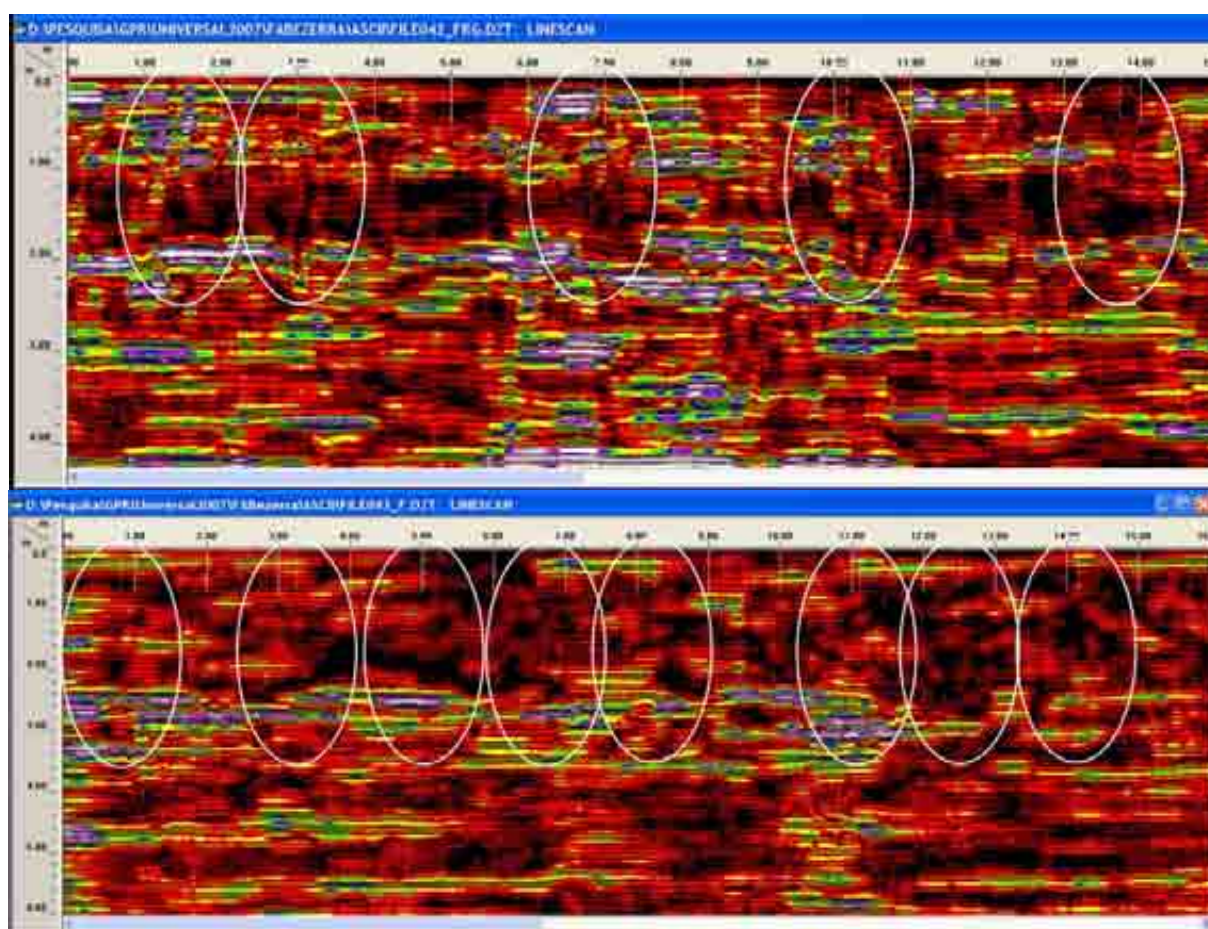
### Formação Barreiras (praia de Ponta do Mel)



### Formação Barreiras (próximo à lagoa de Queimados, Pendências)

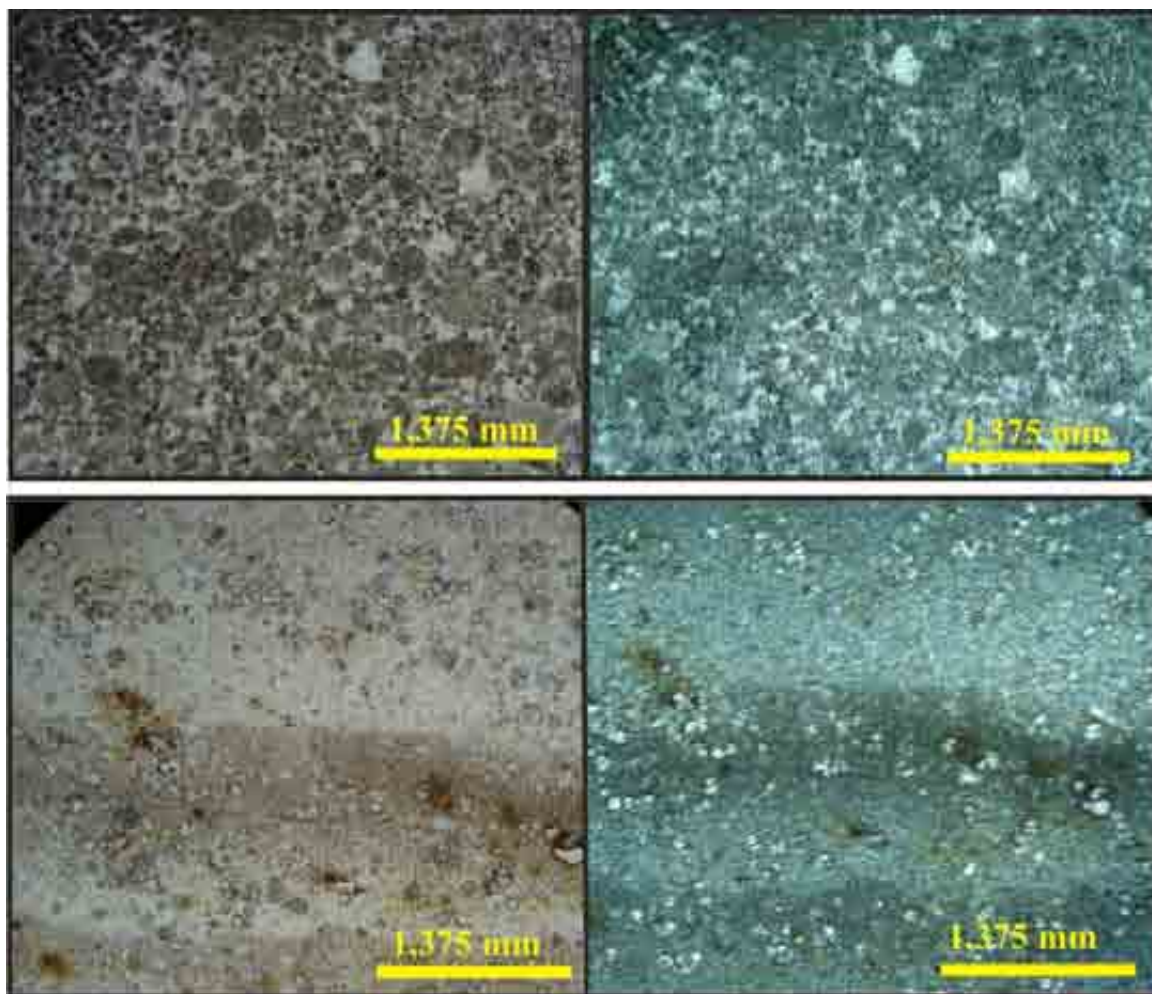


### Depósitos Aluviais Antigos (na rodovia que liga Assu à Triunfo Potiguar)

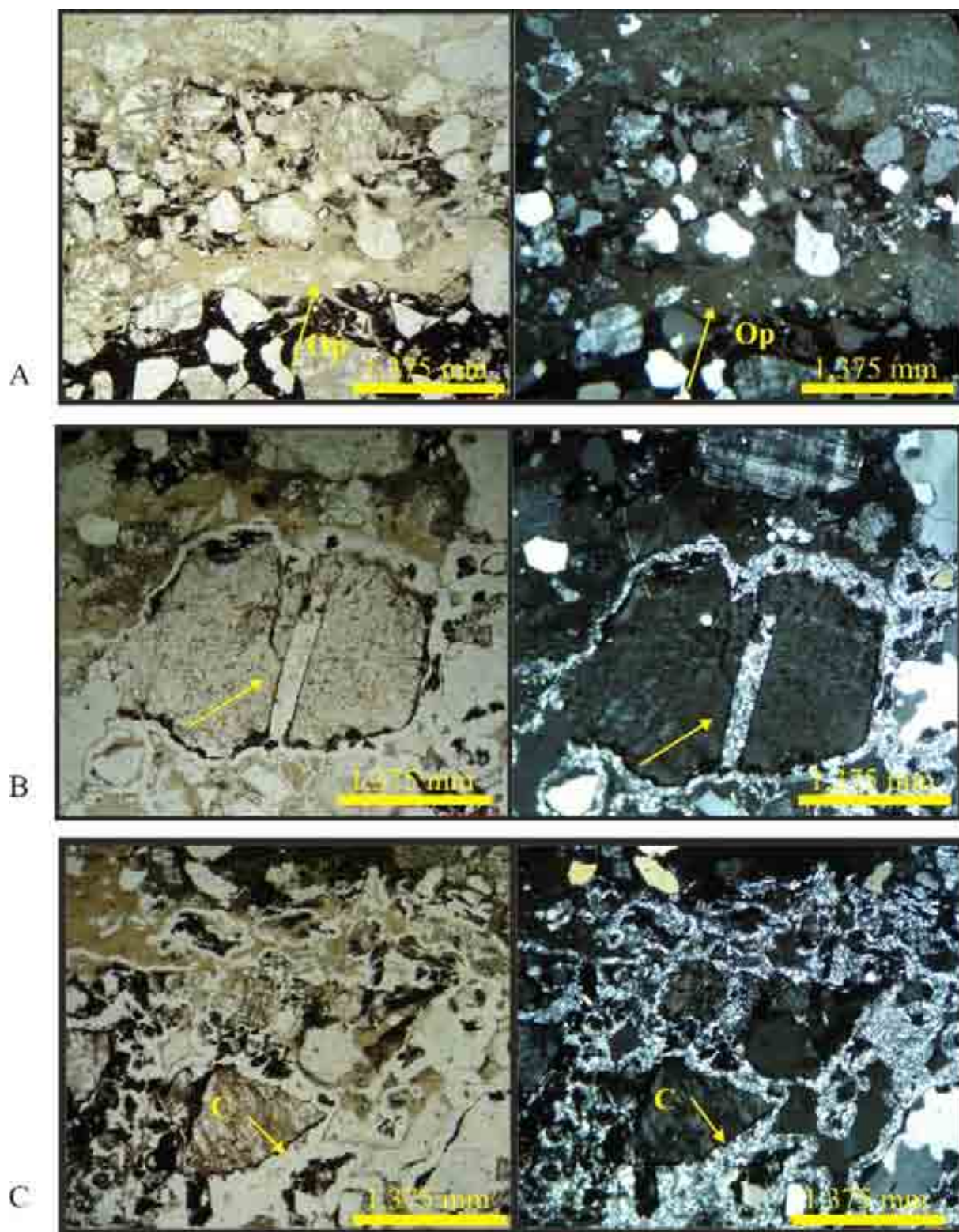


# **ANEXO 3**

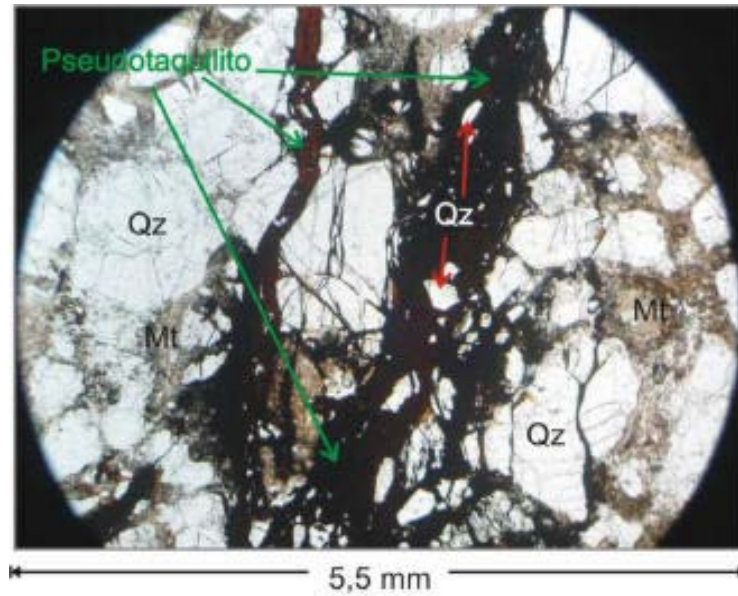
**(Fotos de lâminas delgadas)**

*Silicificação em arenitos da Formação Açu*

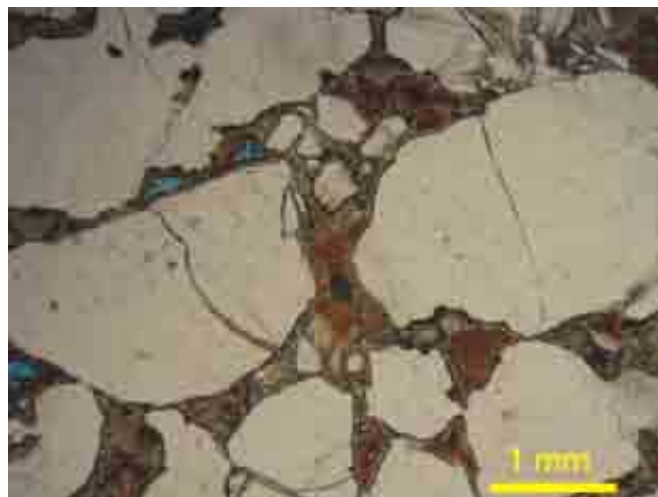
1- (A) Arenito silicificado com moldes de grãos conservados pela silicificação. Lâmina P-05A. (B) Arenito intensamente silicificado, com textura original totalmente obliterada. Lâmina P-05B (N// e Nx, 4x).



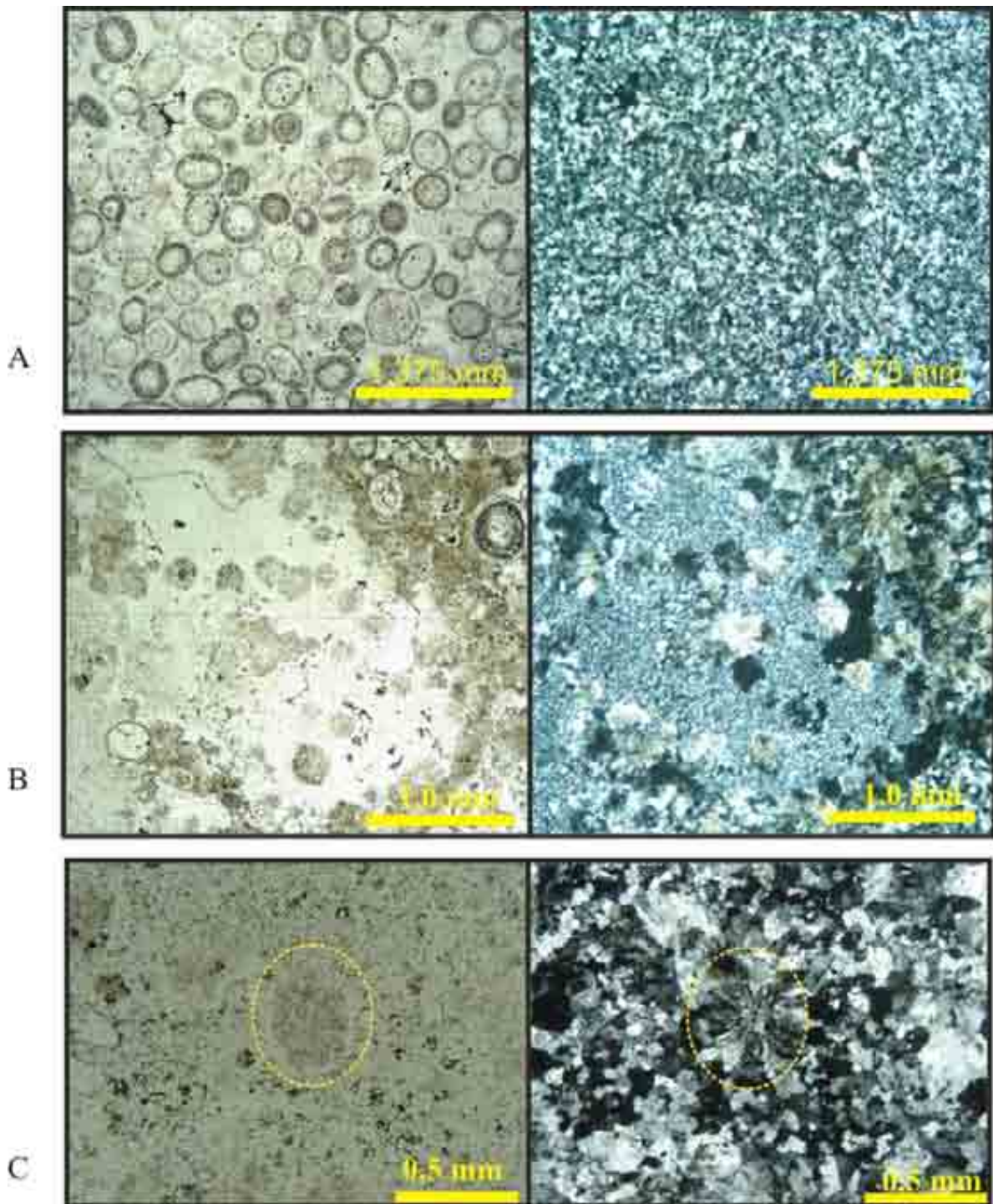
2- (A) Lâmina P-08A: arenito parcialmente silicificado exibindo micro veios de opala. (B) P-08B Feldspato fraturado com preenchimento silicoso na fratura. (C) Lâmina P-08B: Micro veios de calcedônia, substituindo a matriz e o cimento da rocha (N// e N x, 4x).



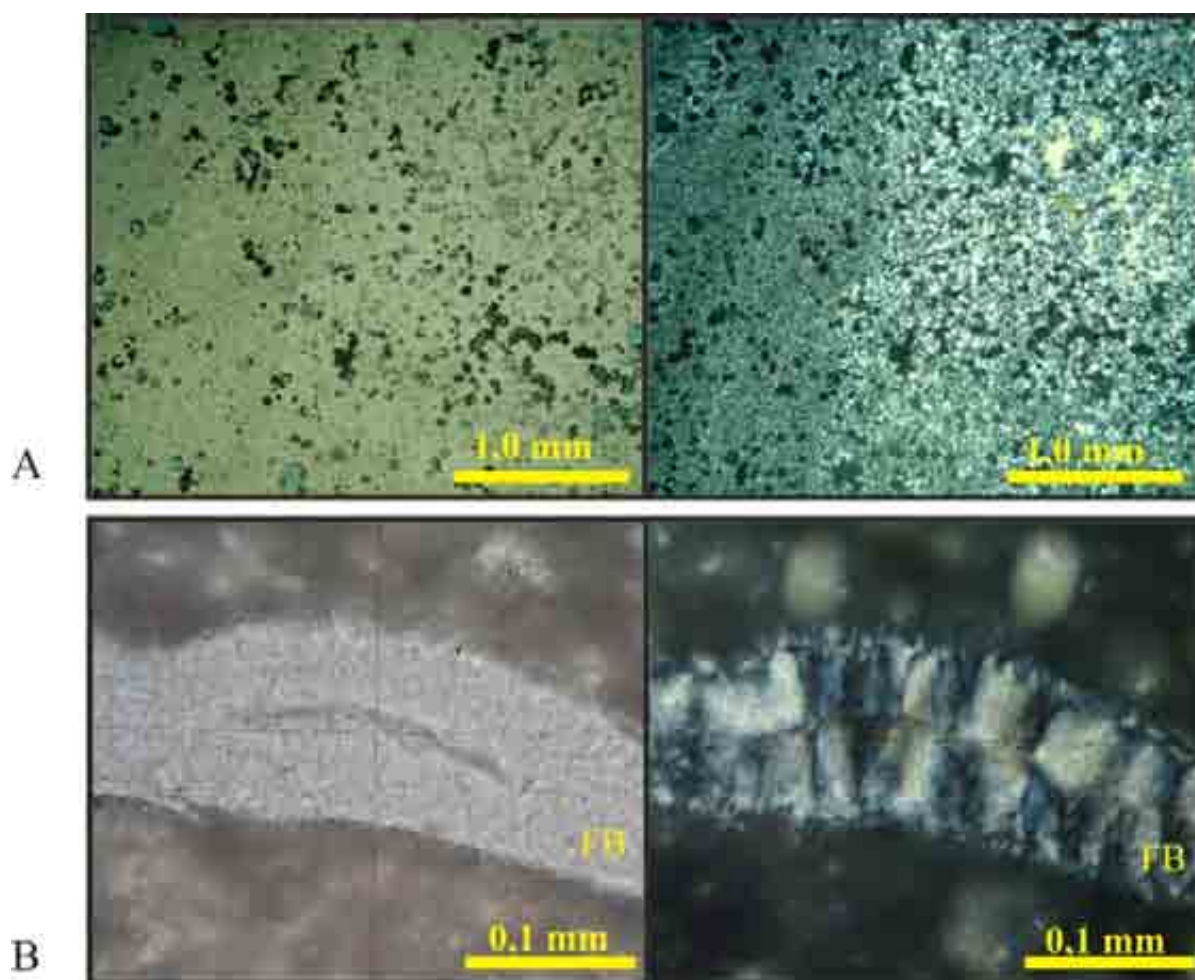
3- Fotomicrografia do arenito da Formação Açú afetado por falhas preenchidas por pseudotaquilito. A rocha hospedeira apresenta quartzo (Qz) essencialmente como grão do arcabouço e sua matriz (Mt) é composta de material fino (silte/argila). Nota-se o intenso fraturamento dos grãos, além de pequenos fragmentos imersos na massa vítrea (pseudotaquilito), que ali instalaram-se a medida que ocorreu o movimento da falha.



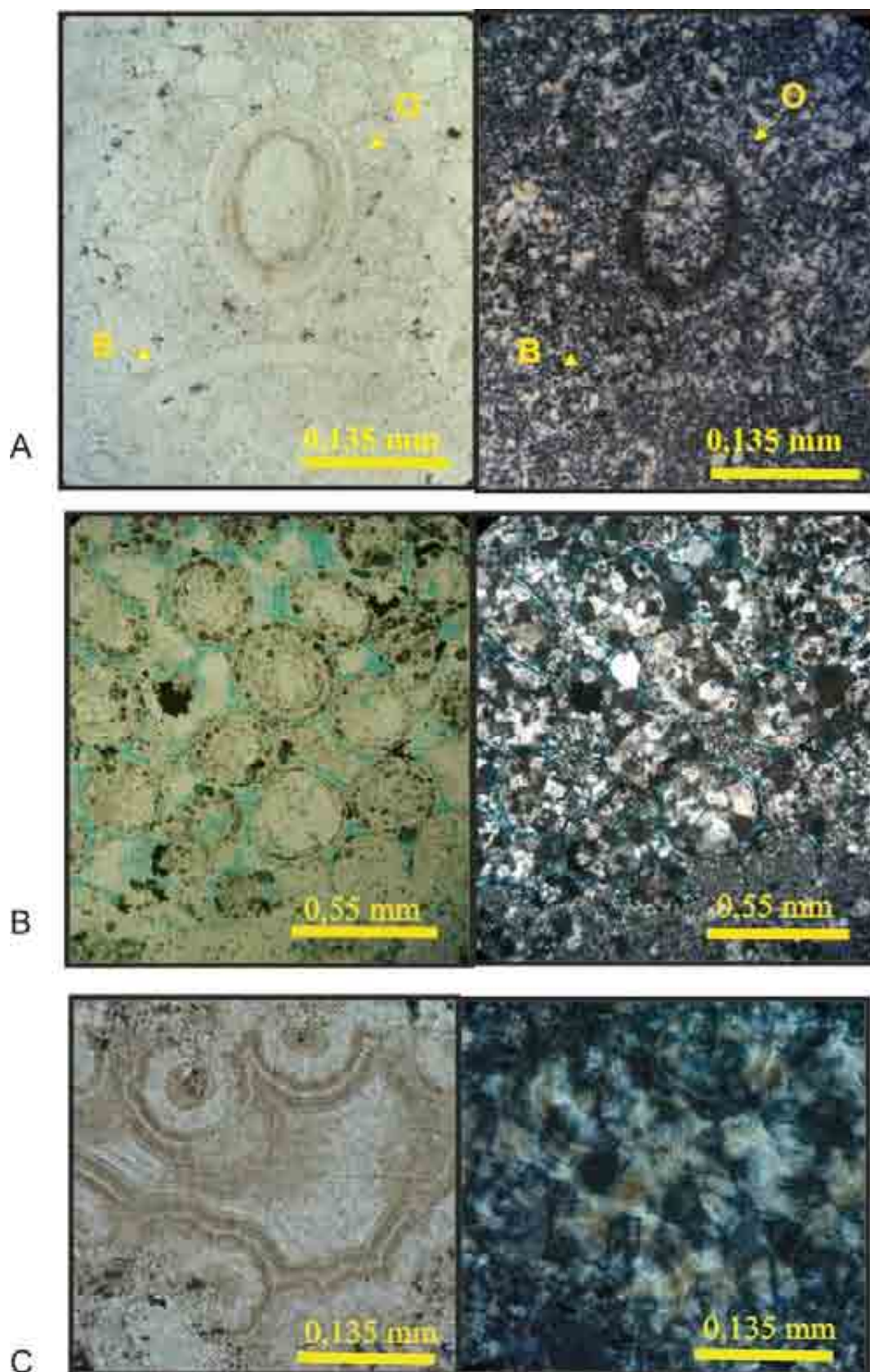
4- Precipitação de calcedônia fibrorradial preenchendo a porosidade criada pela fraca trituração dos grãos minerais e catáclase na rocha arenítica primária.

*Silicificação e brechação em rochas carbonáticas*

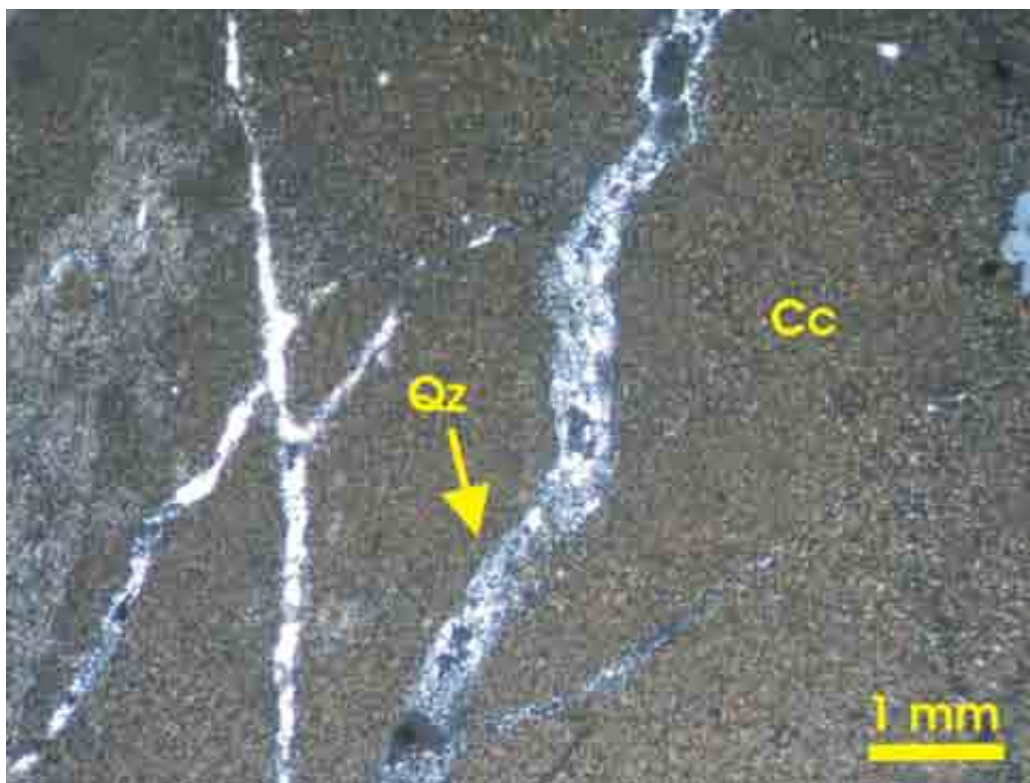
5- (A) Lâmina P-9A: Calcário oolítico com textura original da rocha preservada após a silicificação. (B) Lâmina P-13C: Calcário oolítico com porções onde ainda se conservam vestígios de grãos e porções onde a textura original foi totalmente obliterada. Notar variação entre sílica micro e mesocristalina em função do grau de conservação da textura original da rocha. (C) Lâmina P-13 B: Calcário oolítico, com detalhe de grão substituído por sílica com textura radial (N// e Nx; 4x - Figuras A e B; 10x □ Figura C).



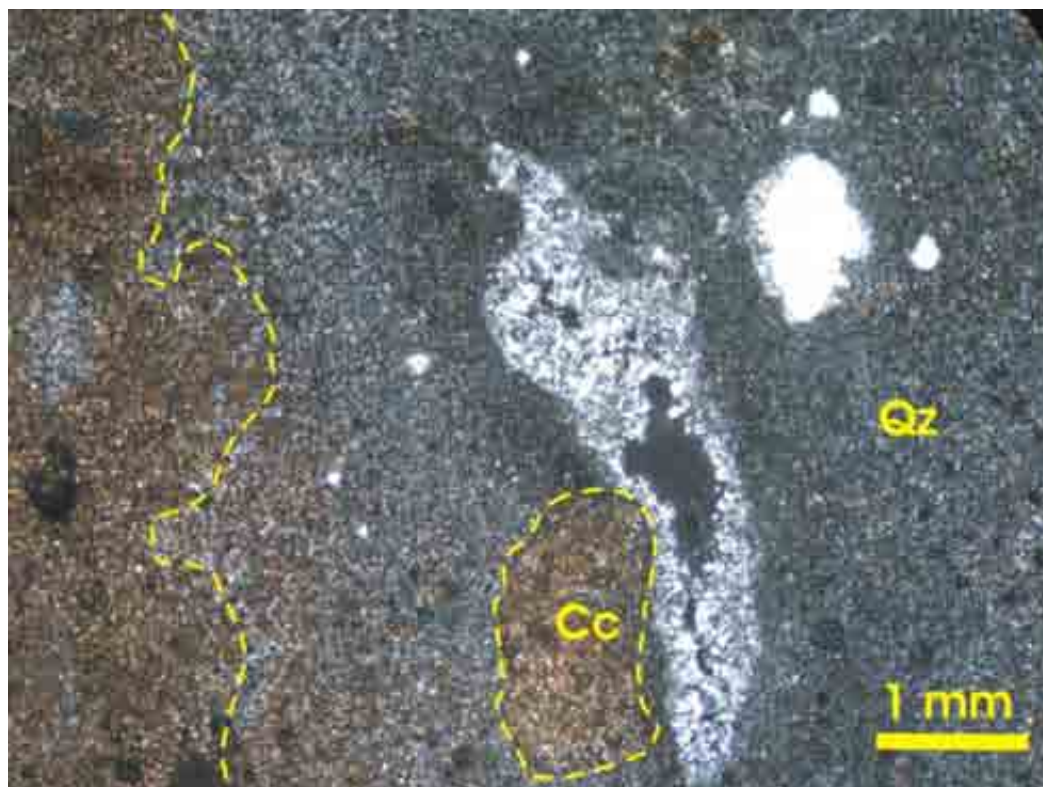
6- (A) Lâmina P-10A: Calcário com feições originais totalmente obliteradas pela silicificação, com presença de minerais opacos, apresentando porosidade intragranular e variação entre sílica microcristalina e micropolicristalina. (B) Lâmina P-09: Detalhe para silicificação de fragmentos de bivalves por sílica microcristalina (N// e N x; 4x □ Figura A; 40x □ Figura B).



7- (A) Lâmina P-14D: Detalhe para oólitos e bioclastos com forma preservada pela silicificação. (B) Lâmina P-09A: Calcário oolítico com porosidade intergranular interconectada. (C) Lâmina P-14 D: Textura botroidal preservada pela silicificação (N// e N x, 10x).



8- Filões de quartzo (Qz) no calcário (Cc).

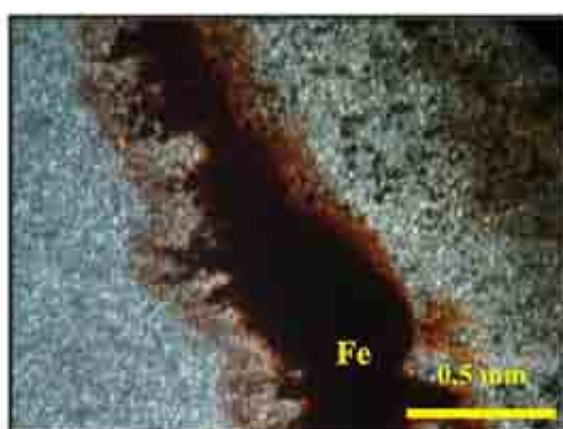
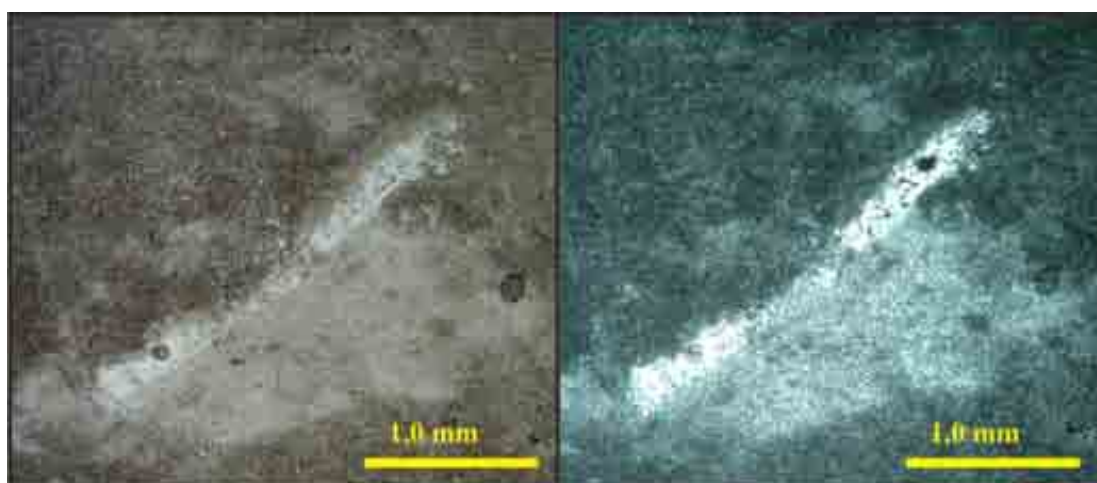


9- Quartzo (Qz) substituindo o calcário da matriz.

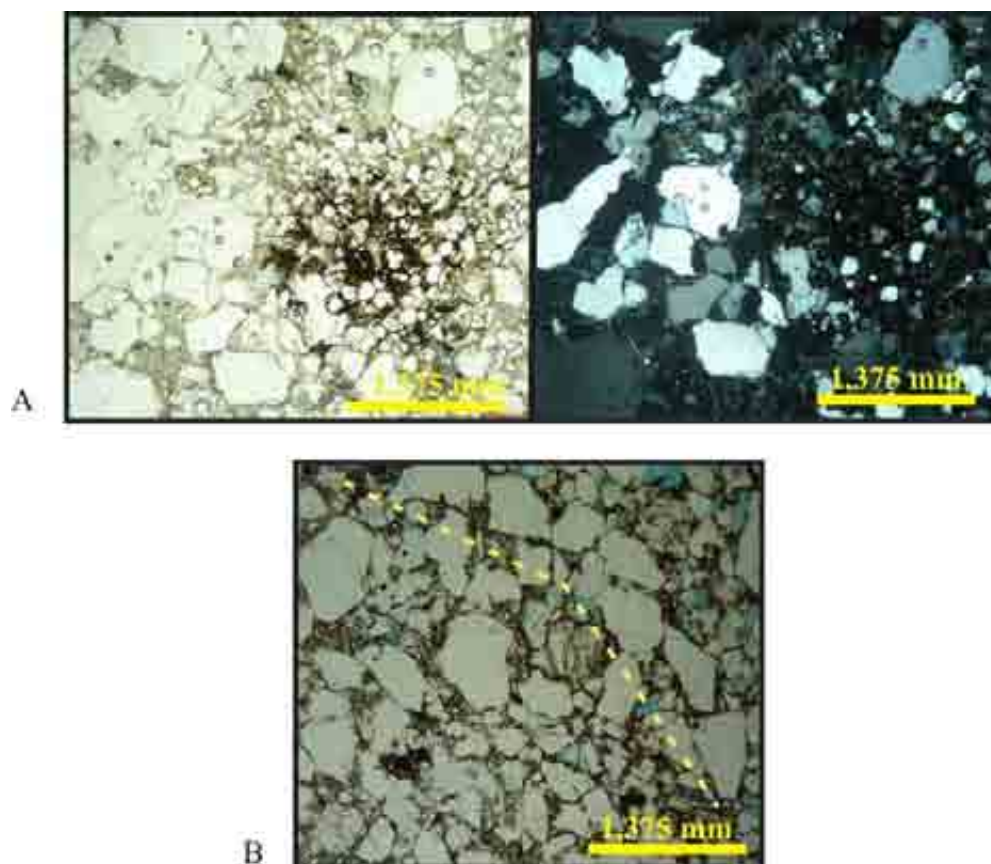


10- Quartzo substituindo o calcário da matriz, respeitando as estruturas primárias.

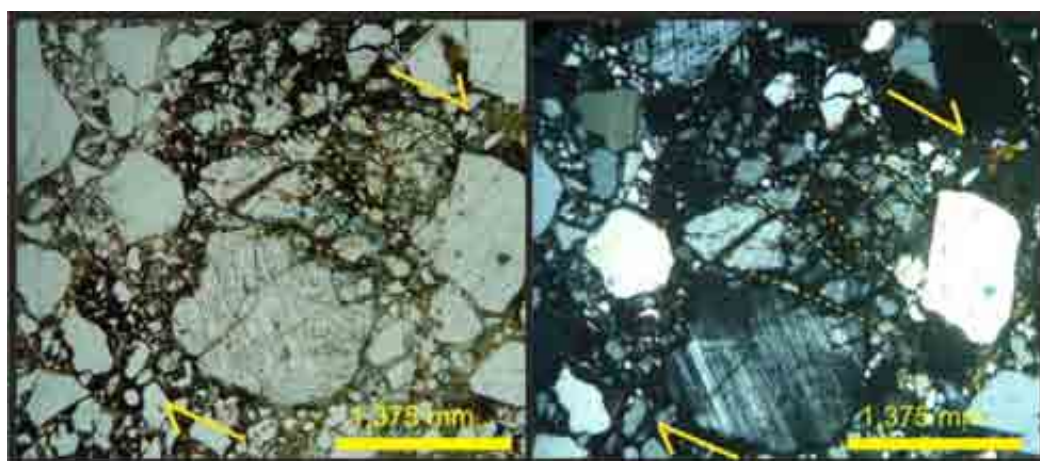
#### *Silicificação em arenitos da Formação Barreiras*



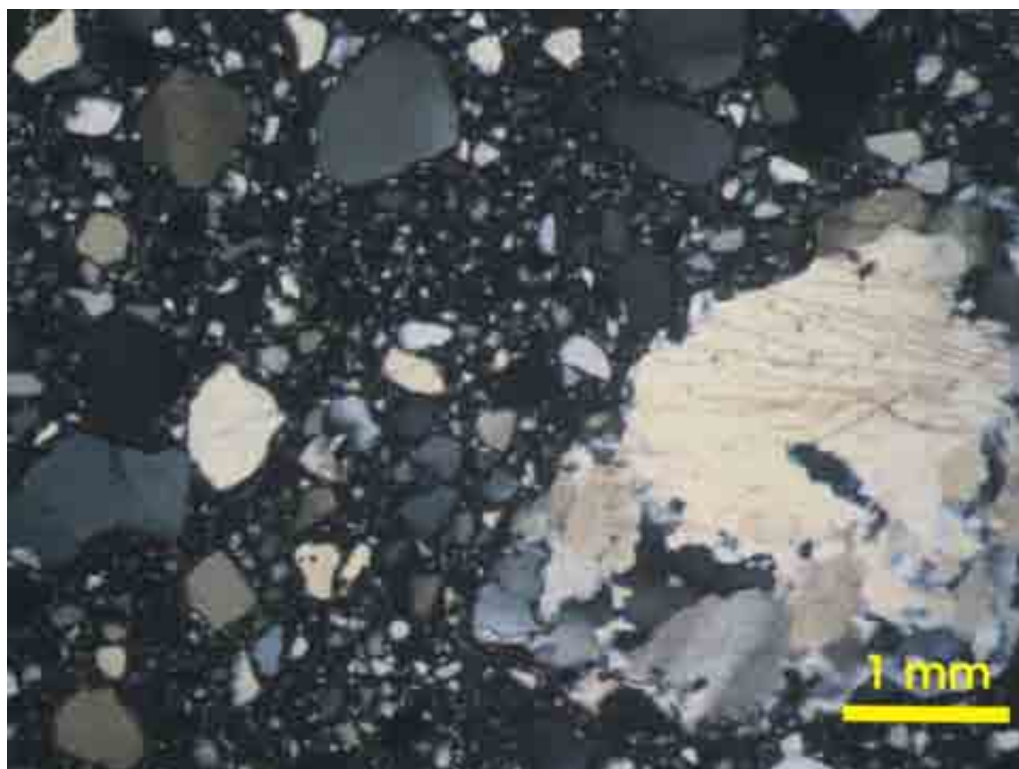
11- Lâmina P-14E: (A) Arenito silicificado, com coloração amarronzada, onde não se notam feições originais conservadas e apresenta substituição por sílica micropolicristalina e microcristalina. (B) Níveis com grande concentração de ferro  $\text{Fe}$ . (4x  $\square$  Figura A; 10X  $\square$  Figura B).

**Bandas de deformação** □ **Formação Açú**

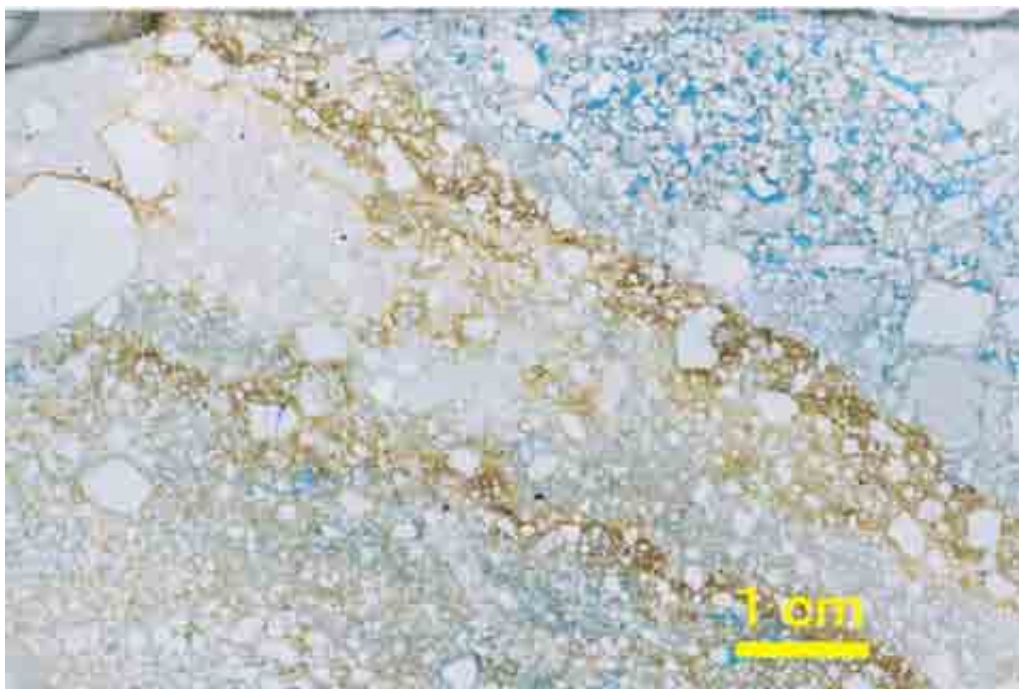
12- Lâmina P-16: (A) Contato entre rocha encaixante (à direita da foto), areia grossa, com banda de deformação (à esquerda da foto) (B) Grãos orientados, com contatos retos evidenciando compactação mecânica (N// e Nx □ Figura A; N//; 4x).



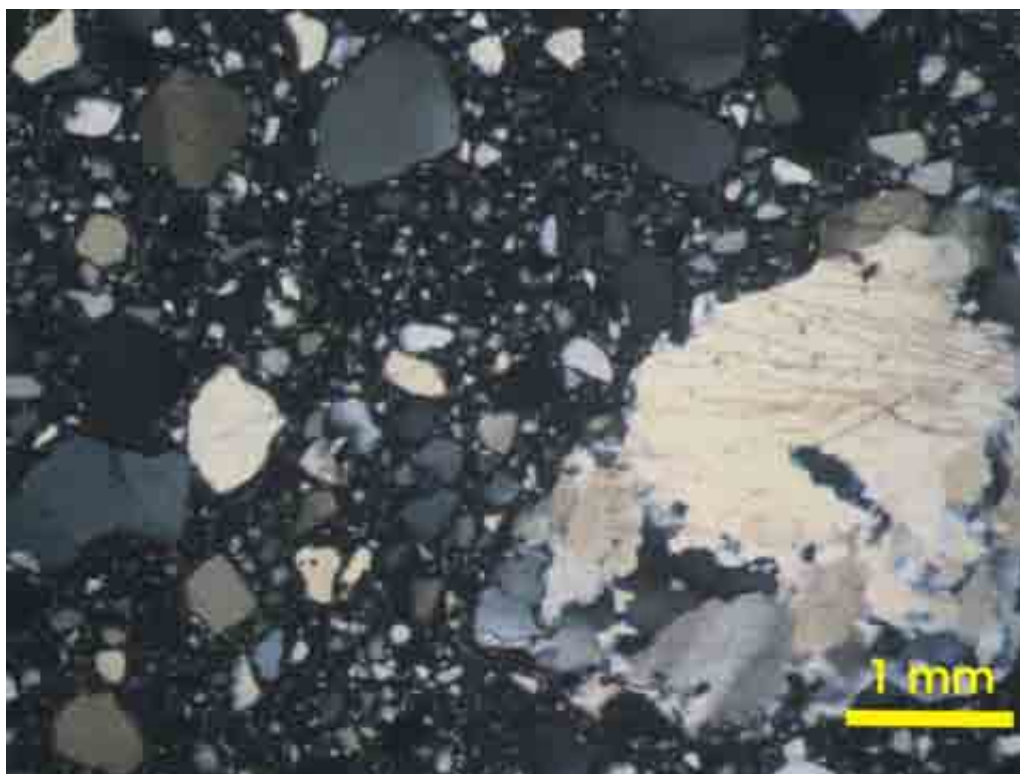
13- Lâmina P-16F: Fotomicrografias mostrando grão de plagioclásio que sofreu esmagamento e rotação dos fragmentos gerados, observando-se cinemática dextral e sugerindo que se trata de uma junta de cisalhamento Y (N// e Nx, 4x).



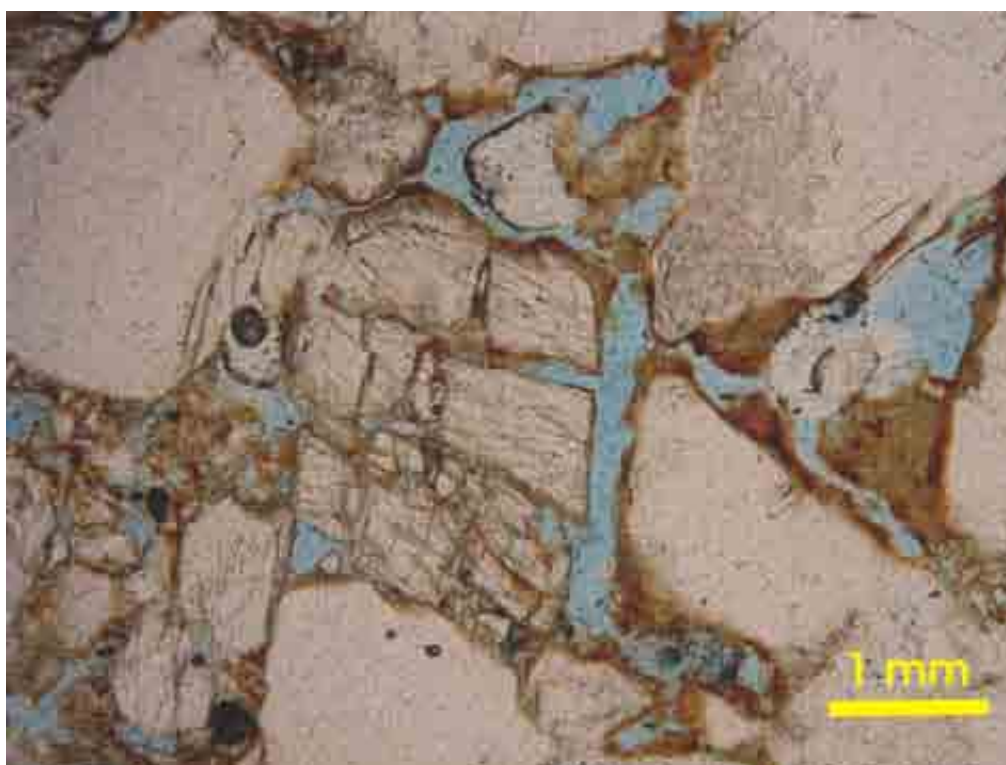
14- Cominuição dos grãos menores da encaixante da banda de deformação.



15- Fechamento da porosidade provocado pela argilização dos feldspatos detríticos, associada à hidroxidação do ferro na banda de deformação.



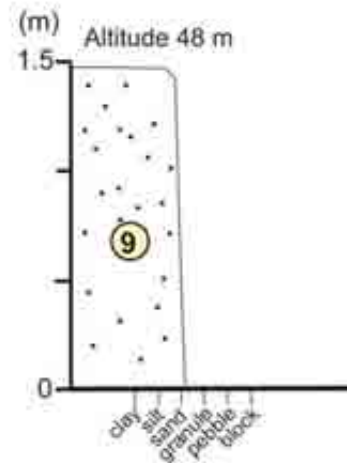
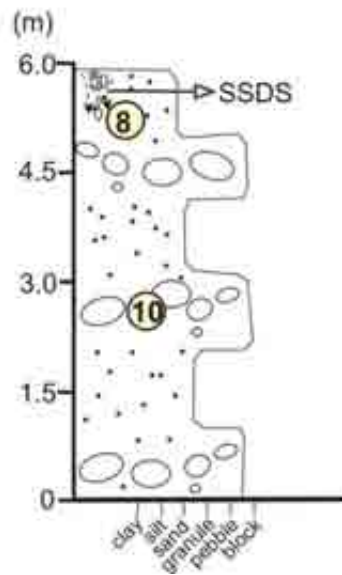
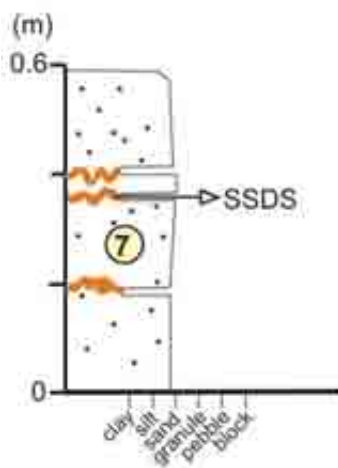
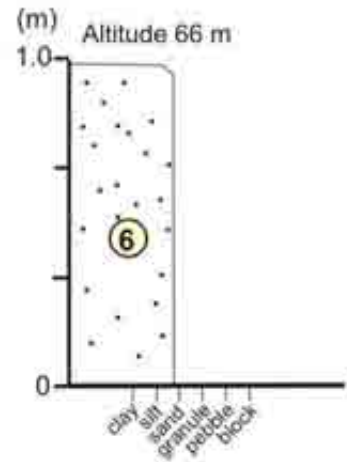
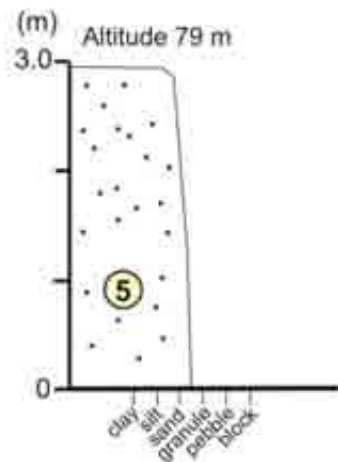
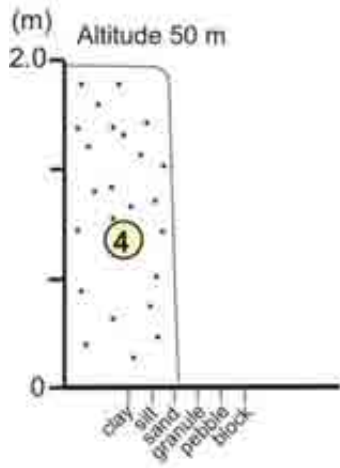
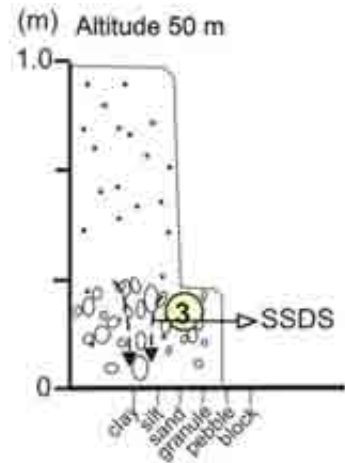
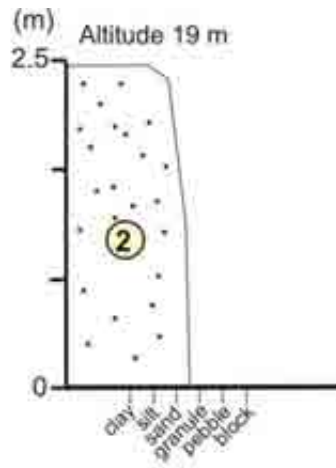
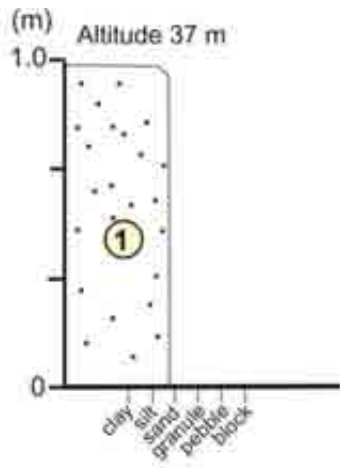
16- Fechamento da porosidade provocado pela argilização dos feldspatos detríticos, neoformação de argila e hidroxidação do ferro na banda de deformação.

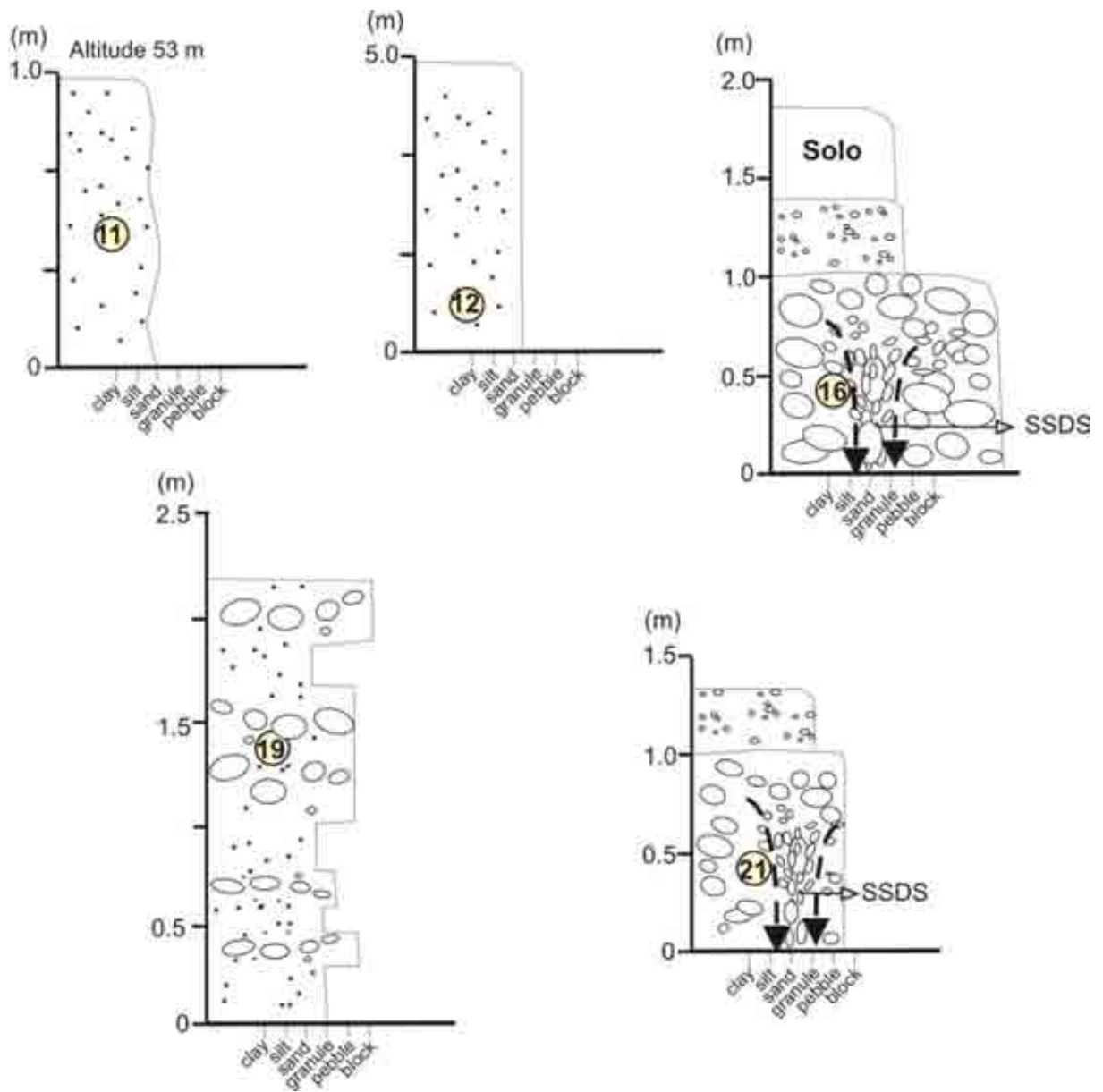


17- Aumento da porosidade devido à quebra de grãos da encaixante entre bandas de deformação.

# **ANEXO 4**

**(Secções colunares correspondentes a amostras datadas)**





# **ANEXO 5**

## **(Datações por luminescência)**

## TL / OSL dating Methodology - LVD

Prof.a Dr.a Sonia Hatsue Tatumi; Msc. Silvio Luiz Miranda Brito;

Msc. Márcio Yee; Giuliano Gozzi

### Preparação das amostras

#### Sedimentos

Os tubos são abertos em ambiente de luz vermelha na extremidade interna de inserção que deve ser indicada. Posteriormente passam por um tratamento químico com  $H_2O_2$ , HF (20%) por 1 hora e finalmente HCl (20%) durante 2 horas, sendo que as lavagens intermediárias são efetuadas com água destilada. Após tratamento químico as amostras são secas e peneiradas separando em uma fração granulométrica na faixa de 100-160  $\mu m$  (100-60 Tyler), obtendo assim material Natural (quartzo/feldspato) isentos de materiais orgânicos e/ou metais pesados, e com granulometria bem homogênea. No caso de amostras com grande concentração de feldspato, usa-se o líquido pesado (SPT) para separar o quartzo do feldspato por densidades.

#### Cerâmicas

As amostras cerâmicas têm sua superfície totalmente lixada, são trituradas com cuidados especiais para grãos de quartzo muito grandes, que são retirados por terem absorção radioativa diferentes dos grãos pequenos (diferença causada por distâncias de penetração das radiações). São peneiradas separando em uma fração granulométrica na faixa 100-160  $\mu m$  (100-60 Tyler), passam por um tratamento químico com  $H_2O_2$ , HF (20%) por 1 hora e finalmente HCl (20%) durante 2 horas, sendo que as lavagens intermediárias são efetuadas com água destilada, são secas obtendo assim material Natural (quartzo/feldspato) isentos de materiais orgânicos e/ou metais pesados, e com granulometria bem homogênea. No caso de amostras com grande concentração de feldspato, usa-se o líquido pesado (SPT) para separar o quartzo do feldspato por densidades.

**Obs- Todas as etapas são realizadas em ambiente de luz vermelha. Pois é muito importante que a amostra não seja exposta a comprimentos de onda de maior energia, cuidado especial que deve ser adotado também na coleta.**

### Preparação das amostras para análise de TL / OSL

#### Sedimentos

A partir da amostra de material Natural é separada uma porção que é submetida à radiação solar intensa por um período de aproximadamente de 16 horas para decaimento Residual (TL / OSL). Desta porção são separadas várias amostras que são irradiadas (fonte de  $^{60}\text{Co}$  (455Ci), IPEN-CNEN) em várias doses (Gy), que devem estar próximas à dose acumulada Natural.

#### Cerâmicas

A partir da amostra de material Natural é separada uma porção que é submetida a um tratamento térmico a  $500^{\circ}\text{C}$  para decaimento residual que é total da emissão de TL (simulando a queima da cerâmica na sua manufatura). Desta porção são separadas várias amostras que são irradiadas (fonte de  $^{60}\text{Co}$  (455Ci) IPEN/CNEN) em várias doses (Gy), que devem estar próximas à dose acumulada Natural.

#### Determinação da Dose Acumulada Natural

Equipamento utilizado: TL/OSL Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc.

O método de regeneração total é usado para determinar a dose acumulada da amostra, neste método ela denomina-se paleodose (P). As medidas das intensidades de TL<sub>nat</sub> e as TL<sub>res</sub> + irradiação (estes últimos com doses pré-estabelecidas de radiação ionizante conhecidas), num intervalo de temperatura de 30 a  $475^{\circ}\text{C}$ .

O ajuste dos pontos experimentais de intensidade de TL no valor de pico de intensidade e sua extrapolação nos fornecem o valor da dose acumulada (em Gy) quando comparado com os valores de doses conhecidas.

TL<sub>res</sub> obtida após 16 horas de exposição à luz solar

TL<sub>res</sub>+ irradiação obtida após pré-aquecimento de  $250^{\circ}\text{C}$ , durante 10 minutos.

### Determinação da Dose Anual

Por espectroscopia- $\gamma$ .

Equipamento utilizado: Canberra Inspector Portable Spectroscopy Workstation

(detector: NaI  $\square$  Tl), com programa de análise Genie 2000 basic.

Padrão de solos: Standard Rock Samples (JRS)

#### Sedimentos

As amostras sem nenhum tratamento são colocadas em um recipiente plástico (dimensões: 5 cm de diâmetro e 2 cm de altura) em um espectrômetro (já citado acima) para coleta de dados por 24 horas, este equipamento faz uma varredura completa de energia e nos fornece uma relação de Contagem *versus* Energia da radiação- $\gamma$ .

#### Cerâmicas

As amostras sem nenhum tratamento são colocadas diretamente no espectrômetro (já citado acima) para coleta de dados por 24 horas, este equipamento faz uma varredura completa de energia e nos fornece uma relação de Contagem *versus* Energia da radiação- $\gamma$ .

Após a coleta de dados, a partir do gráfico de Contagem versus Energia são extraídos os valores de intensidade de contagem referentes à energia dos filhos dos elementos  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ ; usa-se o programa de análise Geni2000 basic para determinar as concentrações. Levando em conta também à radiação cósmica é então calculada a dose anual.

A equação da idade fica:

Equação:  $\ln\left(\frac{DADADAP}{I_{\beta\gamma}}\right) = P$

P = paleodose

DA $_{\gamma}$  = dose anual da radiação gama

DA $_{\beta}$  = dose anual da radiação beta

DA $_{\text{radiação cósmica}}$  = dose anual da radiação cósmica

Pode-se fazer correções em relação ao conteúdo de água, espessura da cerâmica e do desequilíbrio secular entre o U e o Th. Caso a dose da radiação cósmica for medida em campo, este valor também pode ser usado; quando não temos este valor experimental usa-se valores teóricos.

## Relatório de Ensaio

**CLIENTE: ELISSANDRA N. DE MOURA LIMA**

**e-mail: elissandramoura@yahoo.com**

**MATERIAL: Sedimento**

**NATUREZA DO TRABALHO: Datação de sedimentos pelo método da Termoluminescência e luminescência óptica estimulada.**

### **1. AMOSTRAS**

Foram fornecidas pelo cliente quinze amostras com as designações indicadas na Tabela 1, acondicionada em tubos plástico. A amostra foi identificada no laboratório como 1523 à 1537, respectivamente.

### **2. MÉTODO UTILIZADO**

Análise da paleodose ☐ Equipamento utilizado: TL/OSL Automated Systems, Model 1100-series Daybreak Nuclear Instruments Inc.

Análise da dose anual ☐ Equipamento utilizado: Canberra Inspector Portable Spectroscopy Workstation (NAI ☐ TI)

### **3. RESULTADOS**

Os resultados das paleodoses, doses anuais e das idades estão apresentados na Tabela 1, a seguir:



**Laboratório de Vidros e Datação**

**Faculdade de Tecnologia de São Paulo**

**Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza**

VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP

Código	Amostra		Dose Acumulada	Dose Anual	Idade
LVD			(Gy)	( $\mu$ Gy / ano)	(anos)
1084	Amostra 1A	TL	194	1.125 $\pm$ 26,5	172.500 $\pm$ 21.300
		LOE	199		177.000 $\pm$ 21.800
1085	Amostra 1B	TL	219	880 $\pm$ 18,8	250.000 $\pm$ 30.000
		LOE	130		150.000 $\pm$ 18.000
1086	Amostra 2	TL	179	735 $\pm$ 15	245.000 $\pm$ 30.000
		LOE	155		210.000 $\pm$ 25.500
1087	Amostra 3	TL	186	570 $\pm$ 11,5	328.000 $\pm$ 39.500
		LOE	154		272.000 $\pm$ 32.500
1088	Amostra 4	TL	250	615 $\pm$ 12	400.000 $\pm$ 48.500
		LOE	199		325.000 $\pm$ 28.500
1089	Amostra 6	TL	198	560 $\pm$ 10	350.000 $\pm$ 42.500
		LOE	170		300.000 $\pm$ 35.500
1090	Amostra 7	TL	187	485 $\pm$ 8	385.000 $\pm$ 45.000
		LOE	190		392.000 $\pm$ 45.000
1091	Amostra 9	TL	212	760 $\pm$ 16	280.000 $\pm$ 34.000
		LOE	206		270.000 $\pm$ 33.000



**Laboratório de Vidros e Datação**

**Faculdade de Tecnologia de São Paulo**

**Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza**

**VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP**

<b>Código LVD</b>	<b>Amostra</b>	<b>Dose Anual (µGy/ano)</b>	<b>P (Gy) LOE</b>	<b>Idade (anos) LOE (feldspato)</b>	<b>P (Gy) LOE</b>	<b>Idade (anos) LOE (quartzo)</b>
1523	MC 15 – SAR	2.182 ± 193		±		±
1524	MC 16	1.042±79	49,27	47.300±6.000	-	-±-
1525	MC 13-b	564±31	117,89	209.000±22.100	330,27	585.600±61.900
1526	MC 9 – SAR	981 ± 73		±		±
1527	MC 11	1.568±132	21,56	13.800±1.800	52,8	33.700±4.500
1528	MC 10	948±70	-	-±-	32,16	33.900±4.200
1529	MC 12	1.184±93	30,47	25.700±3.300	-	-±-
1530	MC 13 A	1.942±169	51,04	26.300±3.600	50,19	25.800±3.500
1531	MC 17	579±33	-	-±-	32,39	56.000±6.000
1532	MC 14	728±48	33,58	46.100±5.300	-	-±-
1533	MC 19	971±72	77,4	79.800±9.900	-	-±-
1534	MC 18	1.402±115	18,22	13.000±1.700	-	-±-
1535	MC 21 – SAR	1.043± 79		±		±
1536	MC 20	785±54	-	-±-	49,56	63.100±7.500
1537	MC 22	1.271±102	-	-±-	82,27	64.700±8.400

<b>Código LVD</b>	<b>Amostra</b>	<b>Dose Anual (µGy/ano)</b>	<b>P (Gy) LOE (SAR)</b>	<b>Idade (anos) LOE (feldspato) (SAR)</b>
1523	MC 15 – SAR	2.182±193	165	75.600±10.500
1526	MC 9 – SAR	981±73	81	82.600±10.300
1535	MC 21 – SAR	1.043±79	5,4	5.200±700



**Laboratório de Vidros e Datação**

**Faculdade de Tecnologia de São Paulo**

**Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza**

VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP

<b>Código LVD</b>	<b>Amostra</b>	<b>P (Gy) TL</b>	<b>Idade TL</b>
1523	MC 15 – SAR		±
1524	MC 16	81,97	78.600
1525	MC 13-b	-	-±-
1526	MC 9 – SAR		±
1527	MC 11	-	-±-
1528	MC 10	34,38	36.300
1529	C 12	33,54	28.300
1530	MC 13 A	57,95	29.800
1531	MC 17	32,54	56.200
1532	MC 14	36,3	49.800
1533	MC 19	117,12	120.70
1534	MC 18	53,95	38.500
1535	MC 21 – SAR		±
1536	MC 20	40,2	51.200
1537	MC 22	88,26	69.400

Obs: As amostras sem resultados não apresentaram sinal de TL/LOE reprodutivo.

São Paulo, 10 de Agosto de 2006.

**Giuliano Gozzi**  
*Responsável pela Análise*

**Profa. Dra. Sonia H. Tatumi**  
*Coordenadora do Laboratório*



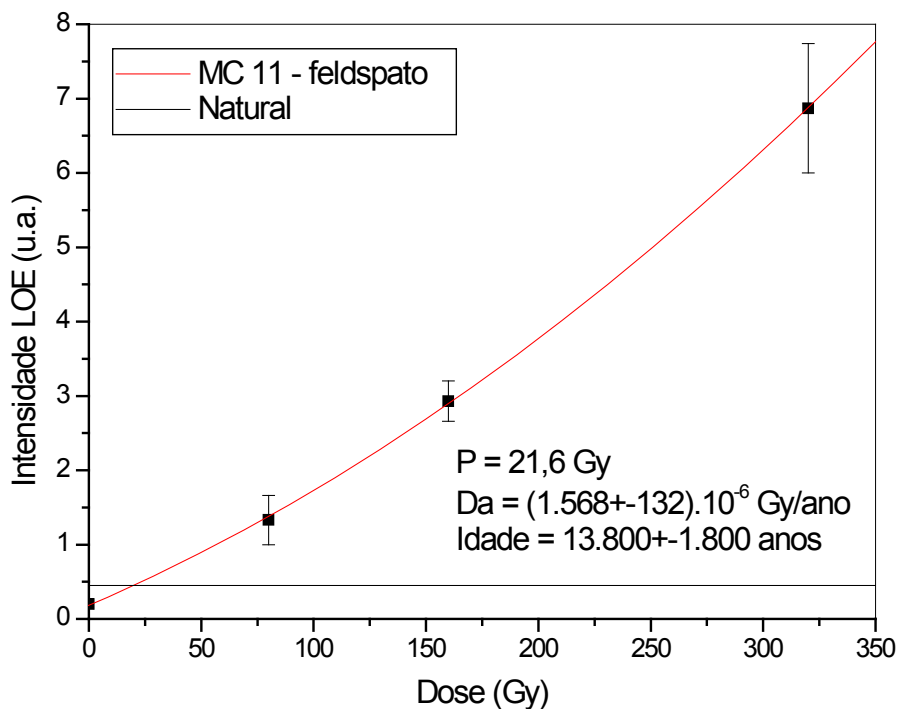
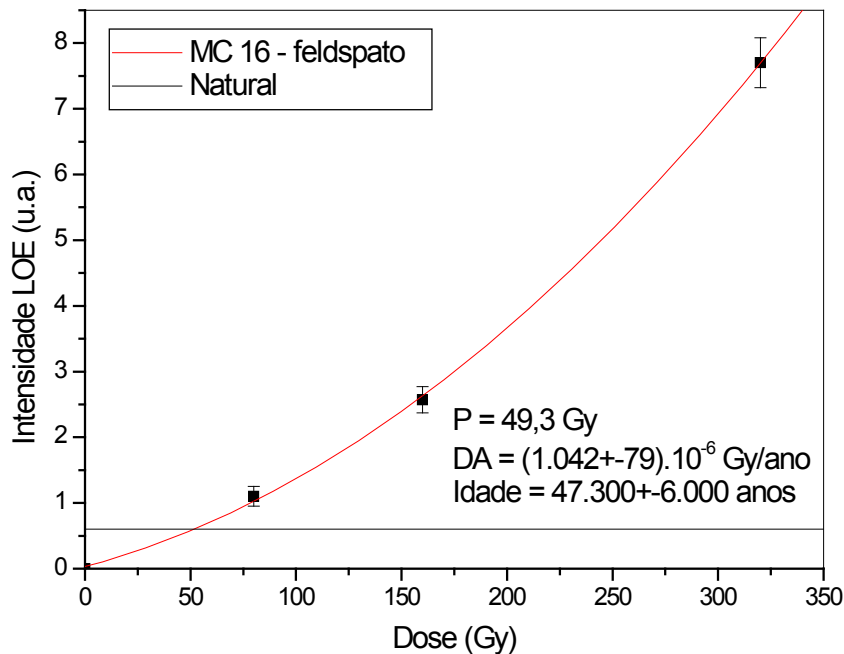
**Laboratório de Vidros e Datação**

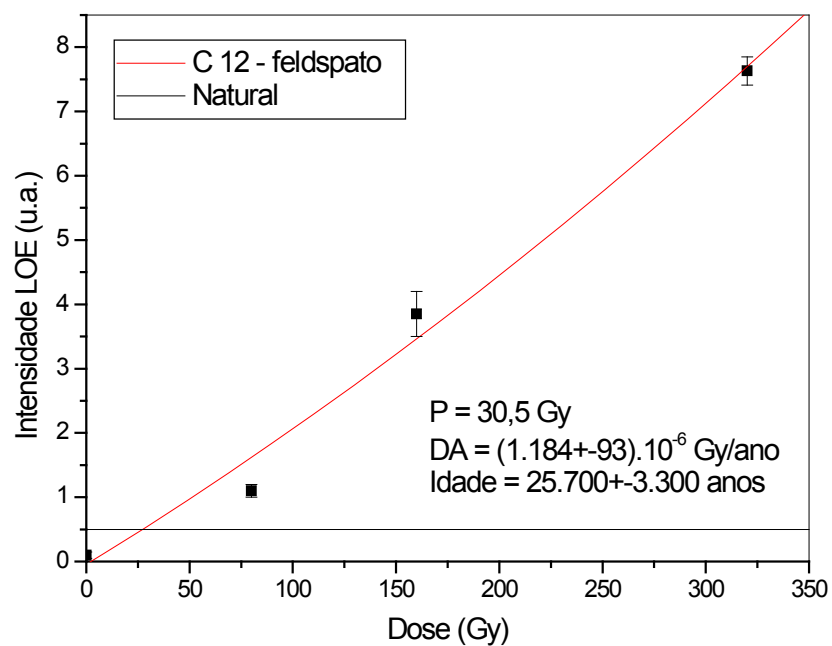
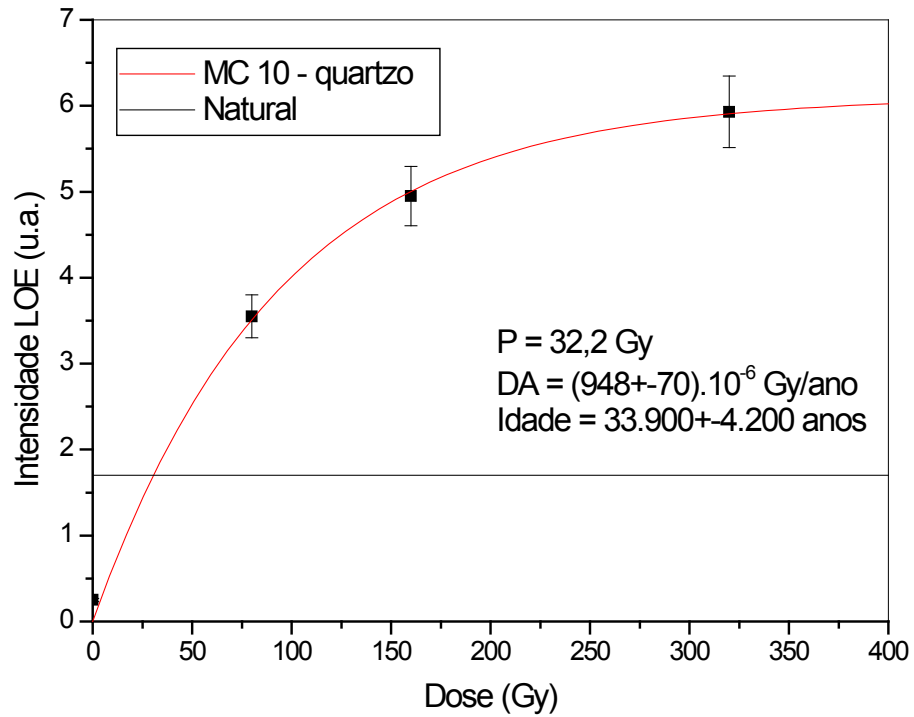
**Faculdade de Tecnologia de São Paulo**

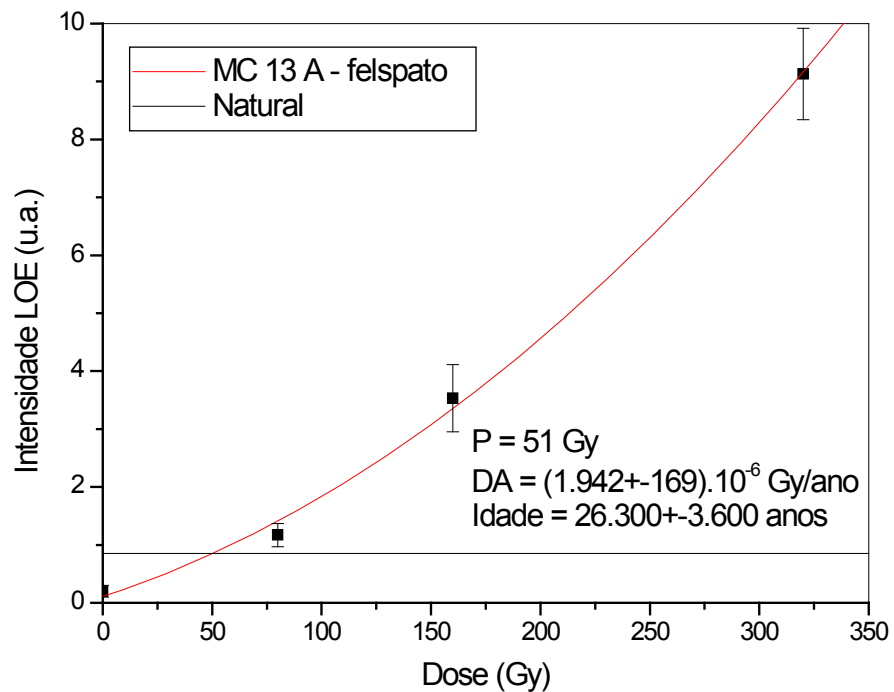
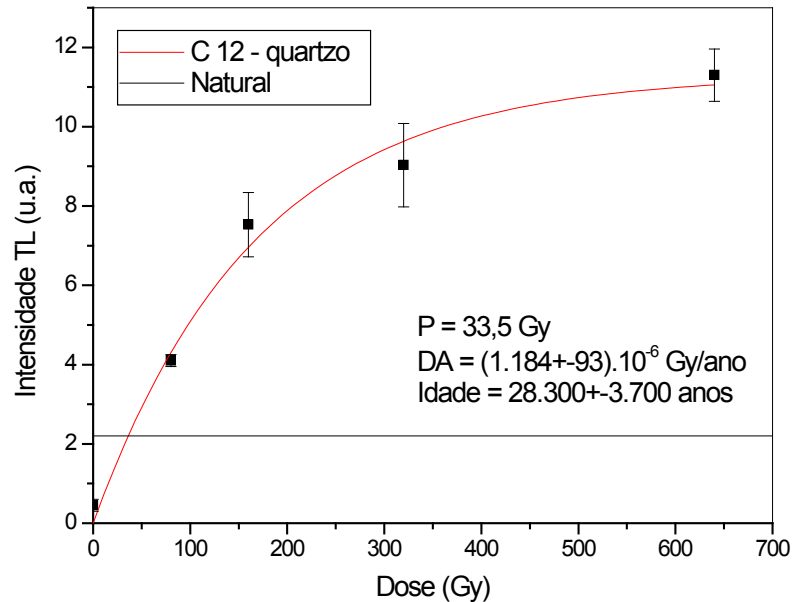
**Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza**

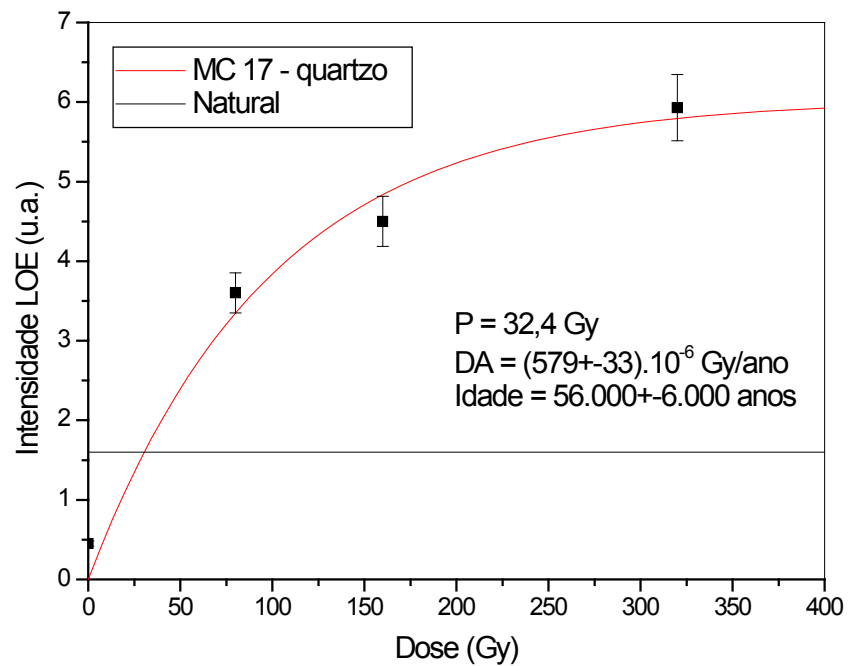
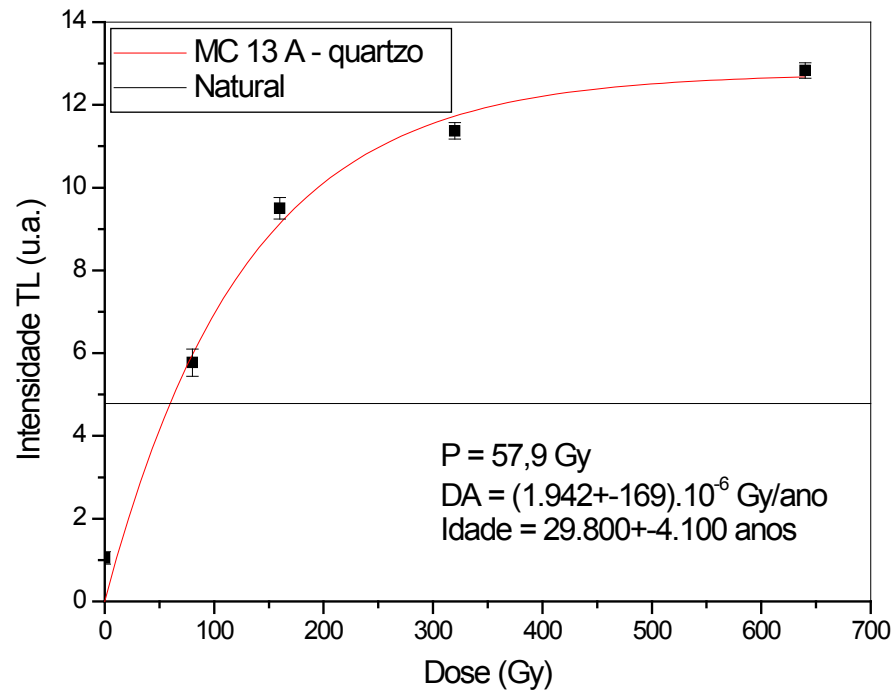
**VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP**

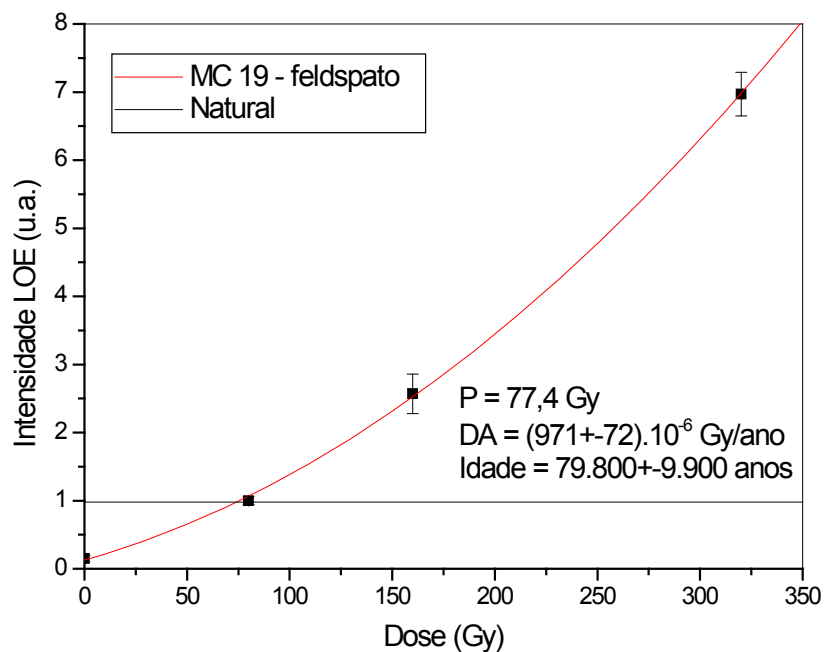
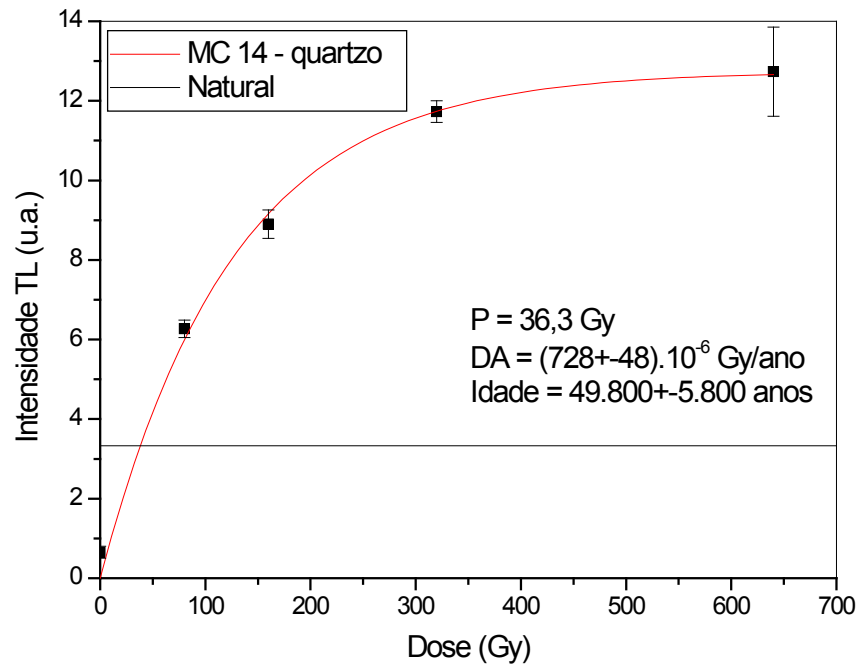
<b>Amostra</b>	<b>Th (ppm)</b>	<b>U (ppm)</b>	<b>K (%)</b>
AN 1 A	4,165 ±	2,404 ±	0,010 ±
AN 1 B	3,050 ±	1,818 ±	0
AN 2	2,267 ±	1,481 ±	0
AN 3	1,146 ±	1,089 ±	0,017 ±
AN 4	1,841 ±	1,139 ±	0
AN 6	1,466 ±	1,049 ±	0
AN 7	1,115 ±	0,850 ±	0
AN 9	2,471 ±	1,521 ±	0
MC 16	5,529 ±	1,464 ±	0 ± 0
MC 13 B	3,004 ±	0,344 ±	0 ± 0
MC 11	3,707 ±	1,402 ±	0,662 ±
MC 10	4,225 ±	1,278 ±	0,050 ±
MC 12	4,143 ±	1,012 ±	0,354 ±
MC 13 A	3,686 ±	1,695 ±	0,955 ±
MC 17	1,750 ±	0,766 ±	0 ± 0
MC 14	2,956 ±	0,995 ±	0 ± 0
MC 19	4,268 ±	1,405 ±	0,037 ±
MC 16	3,109 ±	0,804 ±	0694 ±

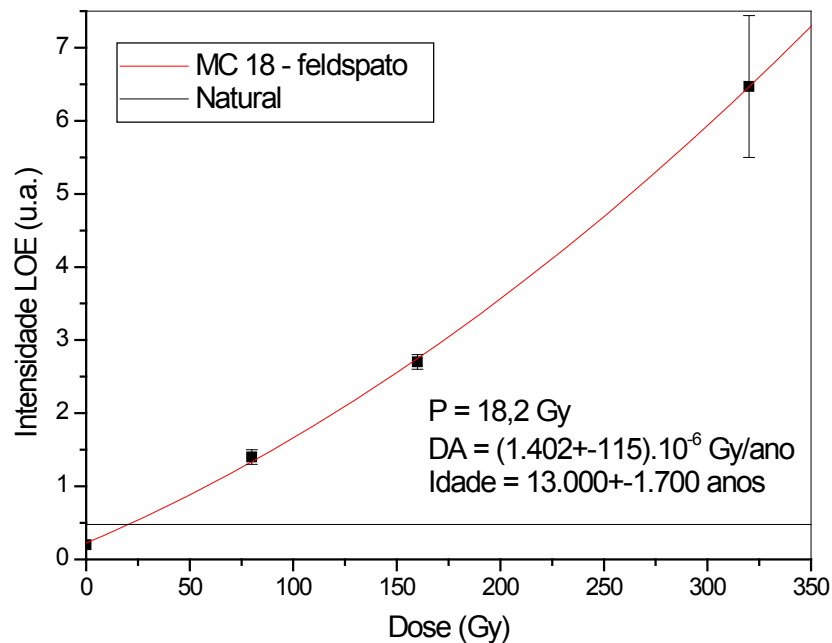
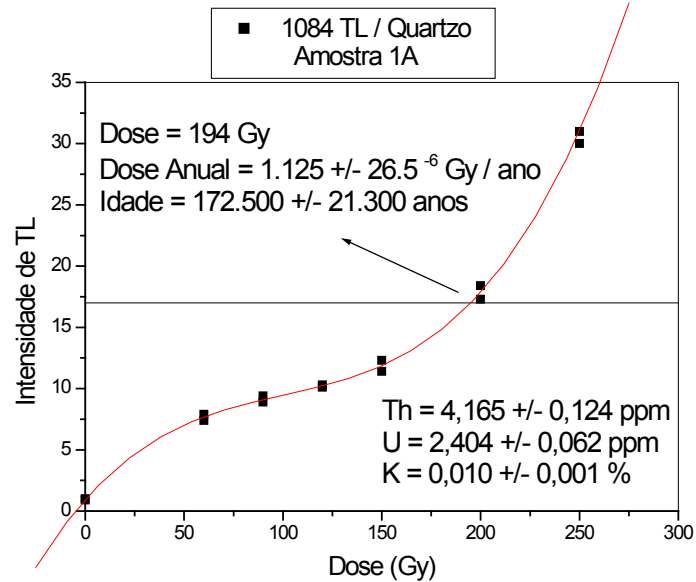


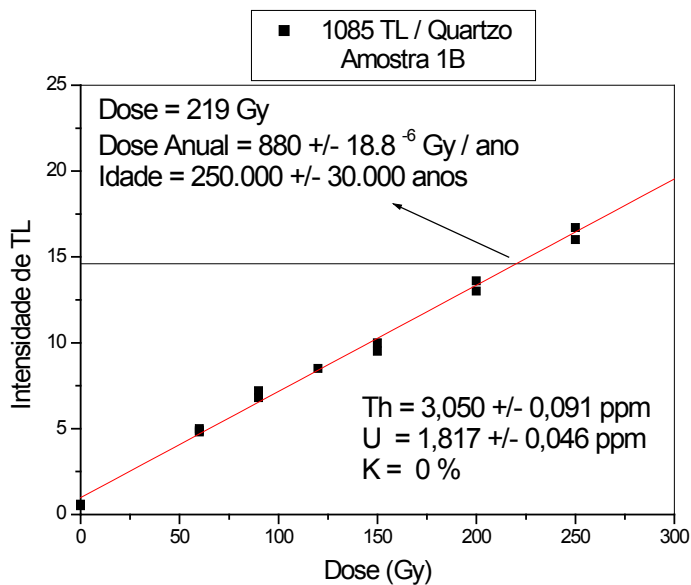
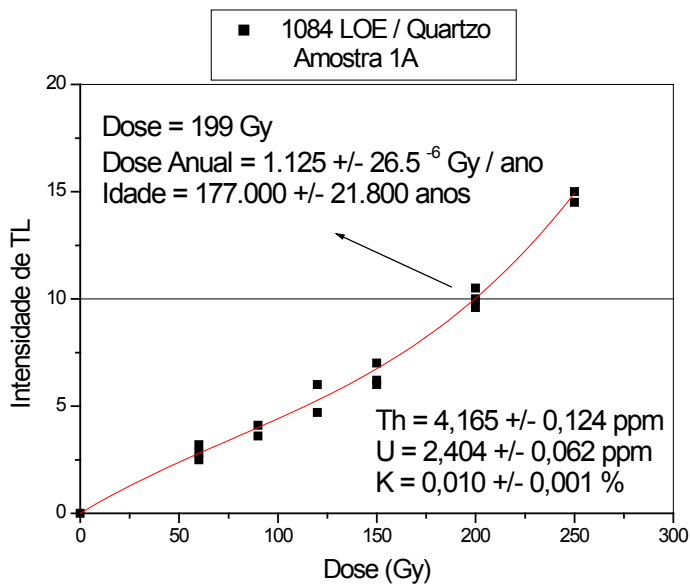


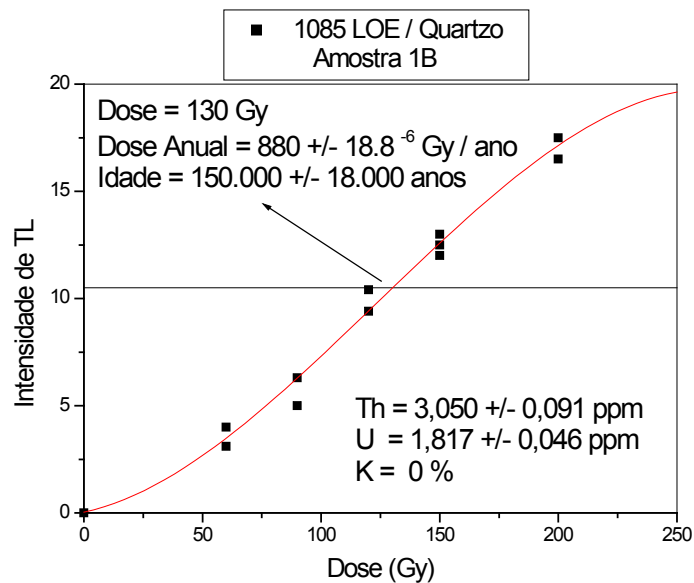
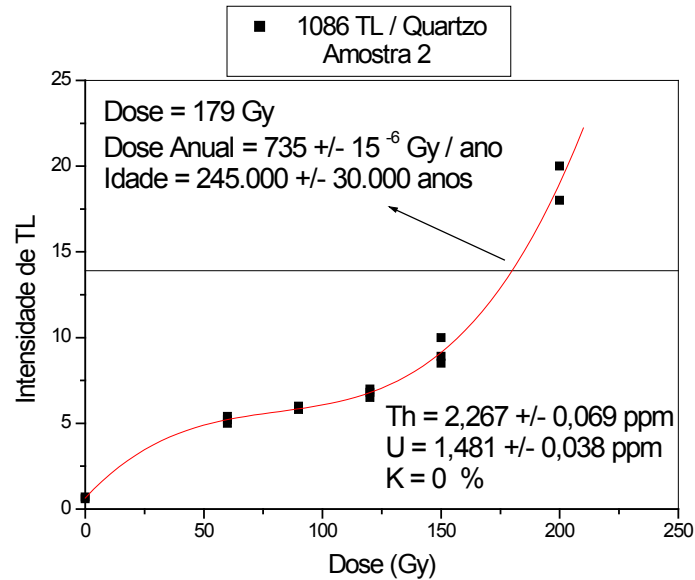


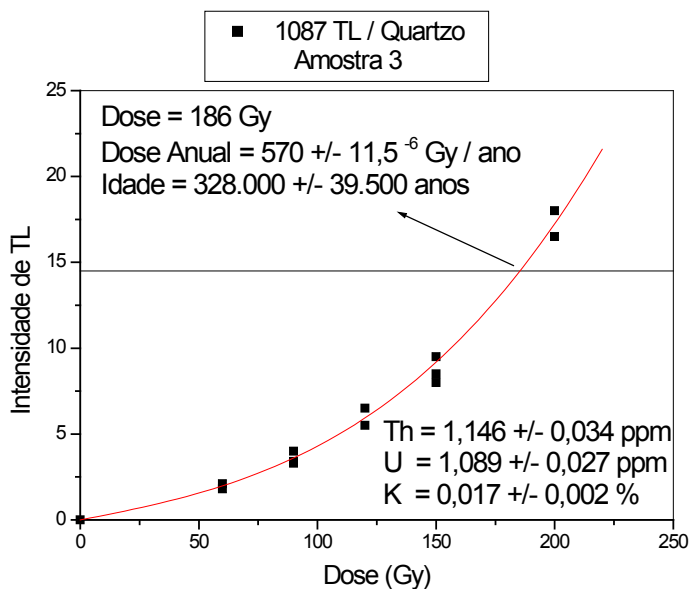
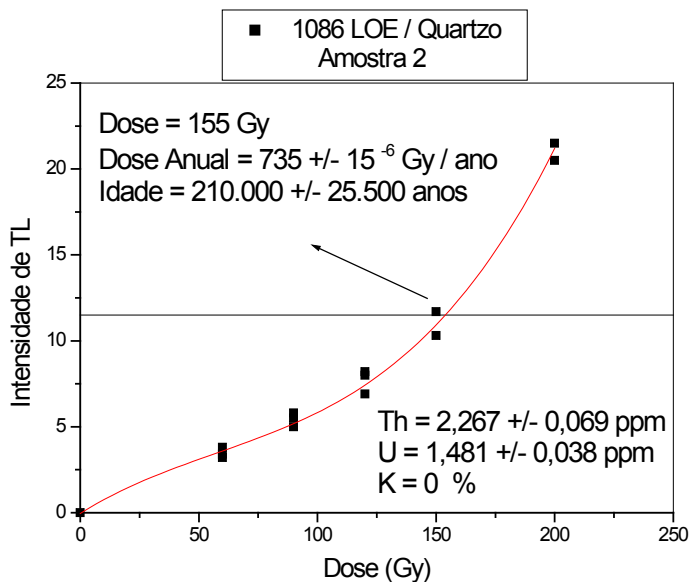


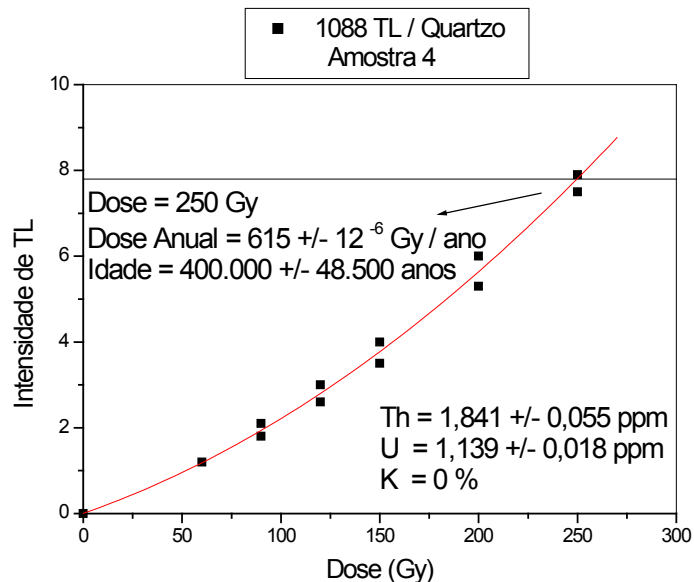
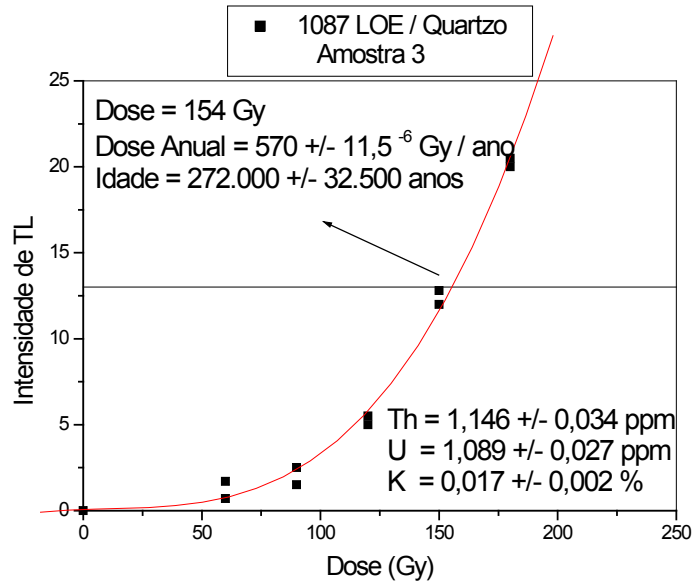


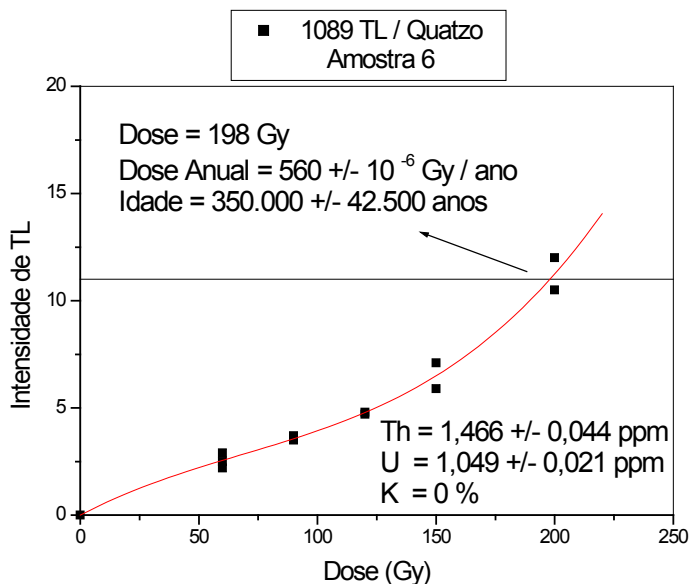
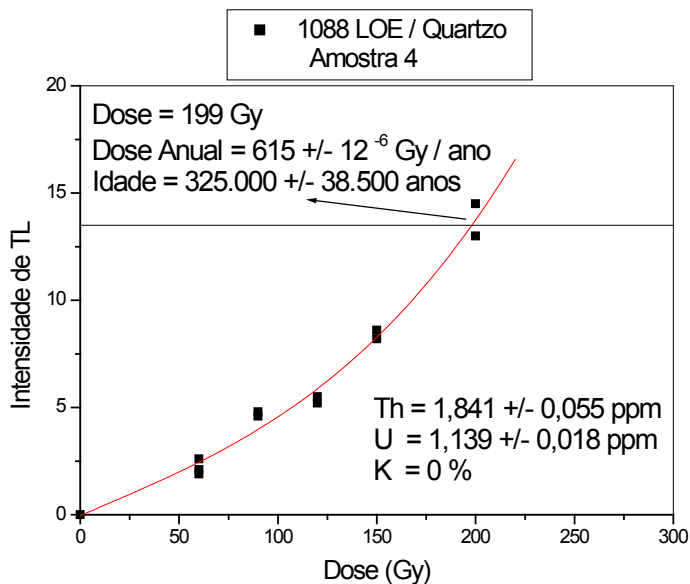


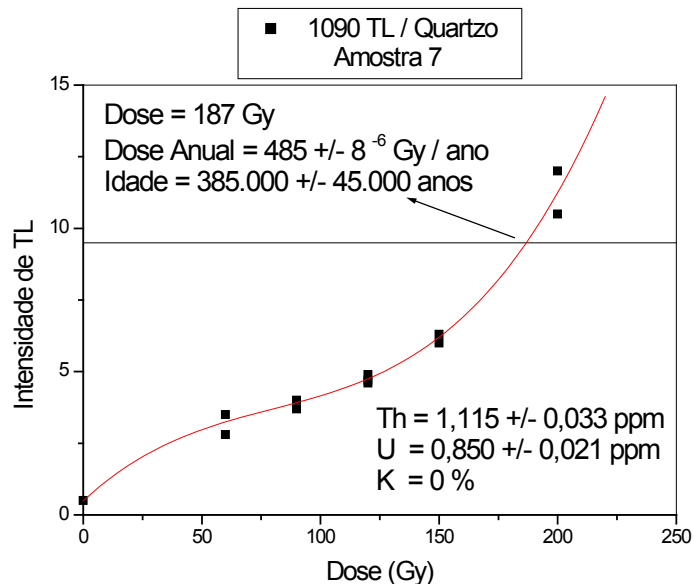
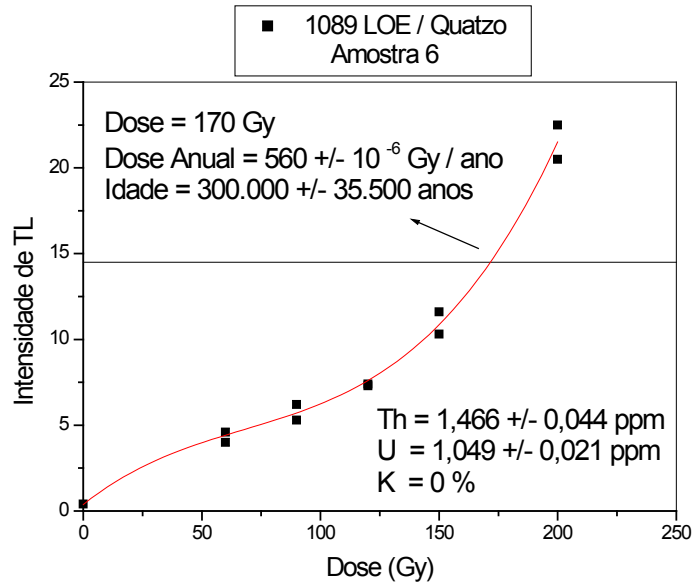


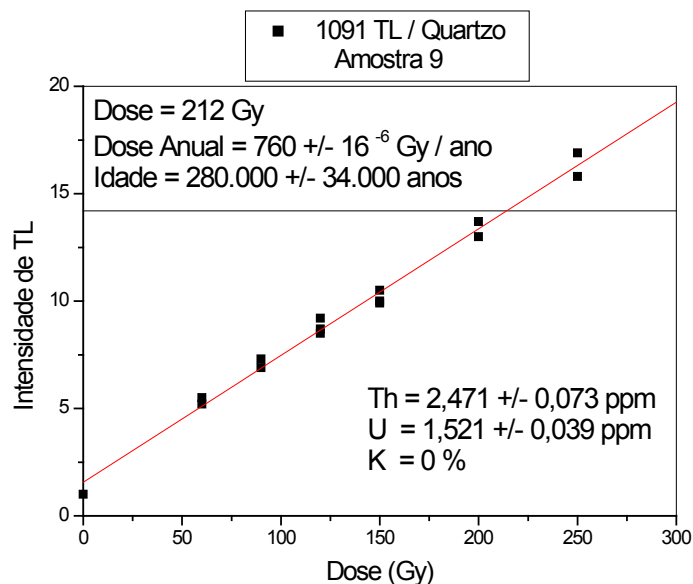
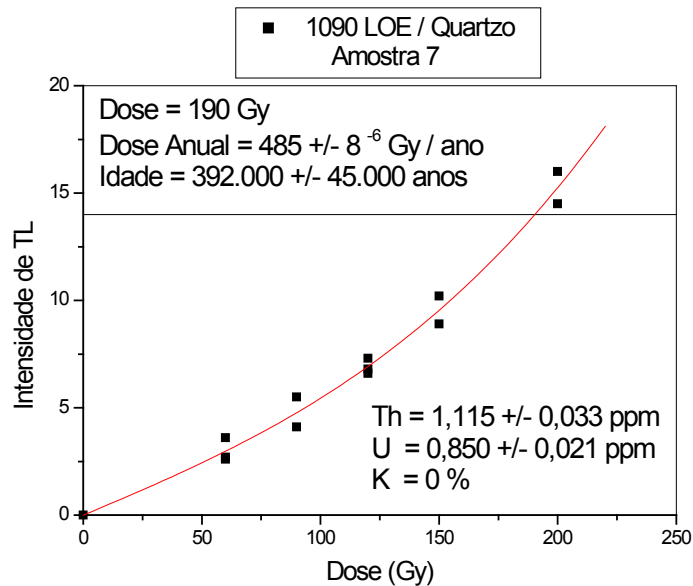














**Laboratório de Vidros e Datação**

**Faculdade de Tecnologia de São Paulo**

**Centro Estadual de Educação Tecnológica Paula Souza**

**VINCULADO E ASSOCIADO A UNESP**

