UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA SINSEDIMENTAR NO SILURO-DEVONIANO DA BACIA
DO PARNAÍBA, BRASIL: O PAPEL DE GRANDES ESTRUTURAS DO
EMBASAMENTO NA ORIGEM E EVOLUÇÃO DE BACIAS
INTRACRATÔNICAS**

Marlei Antônio Carrari Chamani

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2015

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

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

Chamani, Marlei Antônio Carrari

Tectônica sinsedimentar no Siluro-Devoniano da
Bacia do Parnaíba, Brasil: o papel de grandes
estruturas do embasamento na origem e evolução de
bacias intracratônicas. / Marlei Antônio Carrari
Chamani. - São Paulo, 2015.

219 p. : il.

Tese (Doutorado) : IGc/USP

Orient.: Riccomini, Claudio

1. Bacias sedimentares 2. Falhas (Geologia
estrutural) I. Título

*The idea is like grass. It craves light, likes crowds, thrives on crossbreeding,
grows better for being stepped on.*

Ursula Le Guin, The Dispossessed

Agradecimentos

Nenhum acontecimento é isolado; a conclusão de um trabalho complexo como uma tese de doutorado depende não só do esforço pessoal do autor, mas de toda uma rede também complexa de relacionamentos. Sempre é inevitável que, na hora de agradecer, deixemos inadvertidamente pessoas dessa rede de fora. Por isso, peço desculpas antecipadas a todos àqueles que eu porventura omitir aqui.

Em primeiro lugar, agradecimentos muito especiais à Ana Góes, não só pelo auxílio direto no doutorado, mas também por ter me colocado em contato com muita gente e me ajudado a abrir meus horizontes. Agradecimentos também especiais ao Guano, não só pela grande força que me deu nos trabalhos de campo e de escritório, mas também por ter chamado minha atenção para o importante problema do uso de paletas de cores em modelos digitais de elevação.

Agradecimentos especiais também ao Renato e à Lili, pelo excelente trabalho de campo, que foi essencial para a conclusão desta tese.

Agradeço também ao pessoal do grupo de estudo crateras de impacto: Prof. Álvaro Crósta, Grace, Marquinhos, Mariana, Letícia e Natália pelos excelentes trabalhos de campo, pela oportunidade de expandir conhecimentos num campo diferente e também pelos dados do entorno da Cratera de Santa Marta, que acabaram sendo pertinentes para este doutorado.

Meus agradecimentos também às companheiras que participaram dos vários trabalhos de campo: Marília, Laura e Yohanna

Agradeço ao CNPQ pela concessão da bolsa de doutorado; à Capes e à Fapesp, pelo financiamento de trabalhos de campo.

Agradecimentos especiais ao Riccomini pela orientação e pelo companheirismo nos trabalhos de campo.

Por último (mas não menos importante), agradeço aos meus irmãos Marise e Mauro por todo o apoio e ajuda que me deram ao longo de todos esses anos; sem esse apoio, eu não teria terminado mais esta etapa.

Resumo

O Sistema de Falhas Transbrasiliano é uma estrutura complexa que se estende por mais de 7.400km, desde a região de Córdoba, Argentina, até a região central da Argélia, na África. O Sistema de Falhas Transbrasiliano e outras estruturas do embasamento exerceram grande influência na instalação e história deposicional das bacias sedimentares da Plataforma Sul-Americana, entre elas a Província Parnaíba e a Bacia Água Bonita, objetos de estudo desta tese.

Zonas de fraqueza litosférica importantes, como o Sistema de Falhas Transbrasiliano, tendem a concentrar esforços remotos gerados na borda das placas, e dessa forma a ser foco de atividade tectônica e sismicidade intraplaca. Sismos intraplaca, embora pouco comuns, podem atingir magnitudes consideráveis e afetar grandes áreas.

Tectônica e sismicidade intraplaca podem gerar diversos tipos de registro em bacias intracratônicas. Entre eles, se destacam os *sismitos*: estruturas de liquidação produzidas em sedimentos inconsolidados submetidos a choque sísmico. Sismitos são ferramentas particularmente úteis para a reconstrução da história tectônica de bacias sedimentares; no entanto, sua caracterização e interpretação podem ser problemáticas, visto que processos não sísmicos podem induzir a formação de estruturas similares às produzidas por terremotos. Desta forma, foi elaborada uma metodologia visando a diagnose do agente desencadeador da deformação sinsedimentar, permitindo a distinção entre agentes de deformação autógenos e agentes de deformação alógenos, e entre estes identificar estruturas produzidas por abalos sísmicos. A partir de sua caracterização como possíveis sismitos, as estruturas foram analisadas, visando determinar intervalos de atividade tectônica sinsedimentar, que estruturas do embasamento foram reativadas e possíveis campos de paleotensões à época de sua formação. Para esta última finalidade, foi desenvolvida também uma metodologia para aquisição e tratamento estatístico de dados de orientação e espessura de diques clásticos.

Foram identificados horizontes com sismitos no Grupo Serra Grande, nas formações Pimenteiras, Cabeças, Piauí, Pedra de Fogo, Pastos Bons e no Grupo Areado (Província Parnaíba) e nas formações Água Bonita e Vereda Verde, (Bacia Água Bonita). Estruturas descritas para a Formação Ipu do Grupo Serra Grande se revestem de especial importância, pois se constituem em registros da tectônica responsável pela instalação da Bacia do Parnaíba. O Sistema de Falhas Transbrasiliano está relacionado à maioria das fases de atividade tectônica identificadas, embora outras estruturas lineares, como os lineamentos Tocantins-Araguaia e de Senador Pompeu também possam ter sido responsáveis por parte desta atividade.

Palavras-chave: deformação em sedimentos inconsolidados; sismitos; campo de paleotensões; Sistema de Falhas Transbrasiliano; Província Parnaíba; Bacia Água Bonita

Abstract

The Transbrasiliano Fault System is a complex structure with a length of more than 7.400km, from the region of Cordoba, Argentina, to central Algeria, in Africa. The Transbrasiliano Fault System and other basement structures played a major role on the formation and depositional history of the sedimentary basins of the South American Platform, such as the Parnaíba Province and Água Bonita Basin, which are studied in this thesis.

Major zones of lithospheric weakness, such as the Transbrasiliano Fault System, may concentrate remote stresses originated on the edges of tectonic plates, and so may be focus of intraplate tectonics and seismicity. Intraplate earthquakes, although uncommon, can reach large magnitudes and affect large areas.

Intraplate tectonics and seismicity may leave several types of records in intracratonic basins. Of great significance among them are *seismites*: liquidization structures produced in soft-sediments under seismic shock. Seismites are particularly useful in the reconstruction of the tectonic history of sedimentary basins. However, identifying and interpreting seismites can be troublesome, since non-seismical processes can generate structures similar to those produced by earthquakes. A method was developed for the diagnosis of the trigger of the soft-sediment deformation, allowing the distinction between autogenic and allogenic triggers, and among the allogenic triggers the identification of structures produced by seismic shock. Structures interpreted as seismites were analysed in order to identify intervals of sinsedimentary tectonic activity, which basement structures were reactivated and possible paleostress fields at the time of their formation. For this end, a method for acquisition and statistical analysis of orientation and thickness data of clastic dikes was developed.

Horizons with soft-sediment deformation structures were identified in the Serra Grande Group, Pimenteiras, Cabeças, Piauí, Pedra de Fogo and Pastos Bons formations and Areado Group (Parnaíba Province) and Água Bonita and Vereda Verde formations (Água Bonita Basin). Structures described in the Ipu Formation of Serra Grande Group are specially important, because they are records of the tectonics related to the origin of Parnaíba Basin. The Transbrasiliano Fault System is related to the majority of the tectonic reactivations identified, although the Tocantins-Araguaia and Senadour Pompeu lineaments may also have played some role on these deformations.

Keywords: soft-sediment deformation; seismites; paleostress field; Transbrasiliano Fault System; Parnaíba Province; Água Bonita Basin

Índice

1. Introdução	pag. 1
1.1 Contexto.....	pag. 1
1.2 Objetivos.....	pag. 2
1.3 Justificativas.....	pag. 3
1.3 Localização e acessos.....	pag. 4
2. Revisão bibliográfica	pag. 6
2.1 A Província Parnaíba e a Bacia Água Bonita.....	pag. 6
2.2 Unidades litoestratigráficas.....	pag. 9
2.2.1 Grupo Serra Grande.....	pag. 9
2.2.2 Grupo Canindé.....	pag. 11
2.2.3 Bacia Água Bonita.....	pag. 13
2.2.4 Outras unidades.....	pag. 15
2.3 Arcabouço estrutural.....	pag. 17
2.3.1 O Sistema de Falhas Transbrasiliano.....	pag. 17
2.3.2 Outras estruturas lineares.....	pag. 31
2.3.3 Estruturas do embasamento e seu papel na origem e evolução da Província Parnaíba.....	pag. 32
2.4 Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados.....	pag. 35
2.4.1 Conceitos.....	pag. 35
2.4.2 O processo de geração de estruturas de deformação sinsedimentar.....	pag. 36
2.4.3 Categorias de estruturas de deformação sinsedimentar.....	pag. 39
3. Materiais e métodos	pag. 44
3.1 Análise de produtos de sensores remotos.....	pag. 44
3.1.1 Análise de modelos digitais de elevação.....	pag. 45
3.2 Levantamentos de campo.....	pag. 48
3.3 Documentação fotográfica, tratamento e interpretação de imagens.....	pag. 49
3.3.1 Confecção de fotomosaicos.....	pag. 49
3.3.2 Imagens HDR.....	pag. 52
3.3.3 Desenho e interpretação das fotos de afloramento.....	pag. 53
3.4 Tratamento dos dados estruturais.....	pag. 54
3.4.1 Tratamento de dados de orientação de diques clásticos.....	pag. 54
3.5 Estruturas de deformação sinsedimentar como ferramentas no estudo de bacias sedimentares.....	pag. 60
3.5.1 Identificando o agente desencadeador.....	pag. 60
3.5.2 Sismitos como ferramentas no estudo da história tectônica de bacias sedimentares.....	pag. 62
4. Apresentação e discussão dos resultados	pag. 71
4.1 Análise de modelos digitais de elevação.....	pag. 71
4.1.1 Sistema de Falhas Transbrasiliano.....	pag. 71
4.1.2 Lineamentos da Província Parnaíba.....	pag. 73
4.2 Estruturas de deformação sinsedimentar.....	pag. 77
4.2.1 Grupo Serra Grande.....	pag. 77
4.2.2 Formações Pimenteiras e Cabeças.....	pag. 108
4.2.3 Formação Longá.....	pag. 158
4.2.4 Bacia Água Bonita.....	pag. 161
4.2.5 Outras unidades da Província Parnaíba.....	pag. 170

5. Significado tectônico das estruturas de deformação **pag. 192**

5.1 Grupo Serra Grande.....	pag. 192
5.2 Formações Pimenteiras e Cabeças.....	pag. 197
5.3 Formação Longá.....	pag. 199
5.4 Bacia Água Bonita.....	pag. 199
5.5 Formação Poti.....	pag. 199
5.6 Formações Piauí e Pedra de Fogo.....	pag. 200
5.7 Formação Pastos Bons.....	pag. 201
5.8 Grupo Areado	pag. 201

6. Conclusões **pag. 203**

7. Referências **pag. 206**

Índice de figuras

Figura 1 - Localização das áreas estudadas.....	pag 5
Figura 2 - Mapa geológico e compartimentação tectônica da Província Parnaíba.....	pag 7
Figura 3 - Carta estratigráfica da Província Parnaíba.....	pag 8
Figura 4 - Mapa geológico da Bacia Água Bonita.....	pag 14
Figura 5 - Principais falhas que compõem o Lineamento Transbrasiliano em território brasileiro.....	pag 18
Figura 6 - Extensão do traço principal do SFTB na América do Sul e de sua contraparte na África.....	pag 19
Figura 7 - Imagem aeromagnetométrica do território brasileiro, sobreposto a modelo digital de elevação.....	pag 22
Figura 8 - Bacias sedimentares afetadas pelo SFTB em território brasileiro.....	pag 24
Figura 9 - Mapa de isópacas da Bacia Las Breñas sobre mapa de anomalia Bouguer.....	pag 25
Figura 10 - Mapas de isópacas para os grupos Canindé (amarelo) e Rio Ivaí.....	pag 26
Figura 11 - Representação esquemática das bacias ao sul das Sierras Pampeanas de Córdoba.....	pag 28
Figura 12 - Principais rochas intrusivas ao longo do SFTB.....	pag 30
Figura 13 - Mapas de anomalia Bouguer, isópacas dos grupos Canindé e Balsas e distribuição das rochas ígneas (Província Parnaíba)...	pag 33
Figura 14 - Seção sísmica da Província Parnaíba.....	pag 34
Figura 15 - Esquema do processo de geração de estruturas de deformação sinsedimentar.....	pag 37
Figura 16 - Representação esquemática do mecanismo de liquidificação cíclica associado a terremotos.....	pag 38
Figura 17 - Esquema da formação de intrusões clásticas e estruturas extrusivas associadas a abalos sísmicos.....	pag 42
Figura 18 - Perfis altimétricos da Província Parnaíba.....	pag 46
Figura 19 - Imagens mostrando o efeito da variação do rumo de incidência da iluminação e o uso de paletas de cores.....	pag 47
Figura 20 - Confecção de fotomosaicos.....	pag 51
Figura 21 - Confecção de imagens HDR.....	pag 52
Figura 22 - Imagens pseudo-HDR produzidas a partir de uma única imagem RAW.....	pag 53
Figura 23 - Histogramas e gráficos para os diques clásticos do afloramento da Rodovia dos Bandeirantes.....	pag 55
Figura 24 - Comparação entre diagramas em roseta gerados pelo <i>software</i> OpenStereo.....	pag 56
Figura 25 - Planilha relacionando direções de orientação e classes de frequência.....	pag 57
Figura 26 - Aplicação do método descrito no item 3.4.1.2.....	pag 58
Figura 27 - Comparação entre diagramas obtidos mediante de sucessivos processos de filtragem.....	pag 58
Figura 28 - Síntese de critérios utilizados na literatura para identificação de sismitos	pag 60
Figura 29 - Síntese da metodologia recomendada por Owen & Moretti (2010).....	pag 61
Figura 30 - Critérios e combinações de critérios diagnósticos para a identificação do agente desencadeador da deformação.....	pag 65
Figura 31 - Relação entre a magnitude de momento e a maior distância em que ocorre liquidificação.....	pag 67
Figura 32 - Esquema da formação de sistemas de diques clásticos paralelos.....	pag 69
Figura 33 - Traçado dos elementos que compõem o SFTB na América do Sul.....	pag 72
Figura 34 - Extensão total do SFTB e de sua contraparte africana, calculada ao longo de seu eixo principal.....	pag 73
Figura 35- Principais falhas de superfície da Província Parnaíba.....	pag 75
Figura 36 - Sistema de juntas E-W.....	pag 76
Figura 37 - Mapa de localização dos afloramentos descritos do Grupo Serra Grande.....	pag 78
Figura 38 - Mapa geológico simplificado da borda leste da Bacia do Parnaíba.....	pag 79
Figura 39 - Vista em planta do afloramento LTB-168.....	pag 81
Figura 40 - Fotomosaico e desenho interpretativo da parte mais alta do afloramento LTB-168	pag 82
Figura 41 - Fotomosaico e desenho interpretativo da parte mais baixa do afloramento LTB-168.....	pag 84
Figura 42 - Esquem das estruturas de fluidificação do afloramento LTB-168.....	pag 87
Figura 43 - Porção basal das estruturas de fluidificação.....	pag 88
Figura 44 - Diques clásticos com ramificação e acunhamento rumo ao topo.....	pag 89
Figura 45 - Detalhe da borda do dique clástico da figura 44	pag 90
Figura 46 - Histogramas e gráficos para os diques clásticos do afloramento LTB-168.....	pag 91
Figura 47 - Histogramas de frequências e espessura total para 3 intervalos dos diques clásticos do afloramento LTB-168.....	pag 92
Figura 48 - Diagramas planar, de isofrequências e em roseta dos diques clásticos do afloramento LTB-168.....	pag 93
Figura 49 - Diagrama mostrando a relação entre o <i>strike</i> e classes de espessura para os diques do afloramento LTB-168.....	pag 94
Figura 50 - Diagramas em roseta para as frequências ponderadas pelas espessuras dos dos diques clásticos do afloramento LTB-168...	pag 94
Figura 51 - Vista paralela ao <i>strike</i> dos diques clásticos da cava de material de empréstimo.....	pag 96
Figura 52 - Comparação entre diagramas planares e em roseta para as medidas dos diques do afloramento LTB-168.....	pag 97
Figura 53 - Laminação convoluta em arenitos da Formação Ipu no afloramento PSG-010.....	pag 99
Figura 54 - Grandes estruturas de escape de fluidos em arenitos da Formação Ipu no afloramento PSG-010.....	pag 100
Figura 55 - Estrutura de sobrecarga em sinforma em arenitos da Formação Ipu no afloramento PSG-011.....	pag 101
Figura 56 - Fotomosaico do afloramento PSG-011, mostrando estruturas de sobrecarga em arenitos da Formação Ipu.....	pag 102

Figura 57 - Laminação convoluta em arenitos da formação Jaicós no afloramento LTB-225.....	pag. 103
Figura 58 - Dobras de grande porte afetando sedimentos do Grupo Serra Grande a sul da cidade de Corrente.....	pag. 104
Figura 59 - Arenitos conglomeráticos e conglomerados do Grupo Serra Grande basculados.....	pag. 105
Figura 60 - Comparação entre diagramas em roseta dos diques clásticos e das paleocorrentes do afloramento LTB-168.....	pag. 107
Figura 61 - Mapa de localização dos afloramentos descritos das formações Pimenteiras e Cabeças.....	pag. 109
Figura 62 - Mapa geológico simplificado da borda oeste da Bacia do Parnaíba.....	pag. 110
Figura 63 - Diques clásticos no afloramento LTB-010.....	pag. 112
Figura 64 - Histogramas e gráficos para os diques clásticos dos afloramentos LTB-010 e LTB-011.....	pag. 113
Figura 65 - Diagramas planar e em roseta dos diques clásticos dos afloramentos LTB-010 e LTB-011.....	pag. 113
Figura 66 - Dique clástico e falha normal na Formação Pimenteiras e base da Formação Cabeças no afloramento LTB-070.....	pag. 114
Figura 67 - Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-219.....	pag. 116
Figura 68 - Diagramas planares e em roseta e campos de esforços para as falhas normais dos afloramentos LTB-219 e LTB-033.....	pag. 118
Figura 69 - Dobras enterolíticas associadas a planos de falhas inversas no afloramento LTB-219.....	pag. 120
Figura 70 - Dobras sinsedimentares no afloramento LTB-033.....	pag. 121
Figura 71 - Fotomosaico do afloramento LTB-084.....	pag. 122
Figura 72 - Detalhe da figura 71 mostrando <i>boudins</i> em nível de arenito fino em flanco de dobra.....	pag. 123
Figura 73 - Diagramas planares para as dobras sinsedimentares do afloramento LTB-033, LTB-084 e LTB-216.....	pag. 124
Figura 74 - Corpo cuneiforme de arenito embutido por falha inversa em pelitos da Formação Pimenteiras no afloramento LTB-033..	pag. 126
Figura 75 - Corpo cuneiforme de arenito no afloramento LTB-085.....	pag. 127
Figura 76 - Detalhe da superfície de contato inferior do corpo cuneiforme de arenito da figura 75.....	pag. 128
Figura 77 - Detalhe de falhas normais escalonadas na borda do corpo cuneiforme de arenito da figura 75.....	pag. 129
Figura 78 - Superfície de contato irregular e pequena injeção clástica nos arenitos do afloramento LTB-085.....	pag. 130
Figura 79 - Diagramas planares e em roseta para as falhas inversas da Formação Pimenteiras.....	pag. 131
Figura 80 - Corpos podiformes de arenito embutidos em diamictitos da Formação Cabeças no afloramento LTB-086.....	pag. 133
Figura 81 - Possíveis estruturas de colapso em corpos de arenito do topo da Formação Pimenteiras no afloramento LTB-221.....	pag. 134
Figura 82 - Laminação convoluta em arenitos finos da Formação Pimenteiras, no afloramento LTB-210.....	pag. 135
Figura 83 - Estratificação cruzada recumbente em arenitos da Formação Cabeças, no afloramento LTB-006.....	pag. 137
Figura 84 - Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-218	pag. 139
Figura 85 - Dobras de porte decamétrico em arenitos da Formação Cabeças.....	pag. 140
Figura 86 - Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-107.....	pag. 141
Figura 87 - Detalhe da figura 86, mostrando dobras recumbentes em arenitos da Formação Cabeças.....	pag. 142
Figura 88 - Vista em planta do afloramento LTB-139.....	pag. 144
Figura 89 - Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-139.....	pag. 145
Figura 90 - Vista em planta de diques clásticos subparalelos (<i>em amarelo</i>) do afloramento LTB-139.....	pag. 147
Figura 91 - Detalhe da figura 89, mostrando diques clásticos do afloramento LTB-139.....	pag. 147
Figura 92 - Detalhe da figura 89, mostrando diapiro de lamitos arenosos intrudindo arenitos de aspecto almofadado.....	pag. 148
Figura 93 - Histogramas e gráficos para os diques clásticos do afloramento LTB-139.....	pag. 149
Figura 94 - Diagramas planar, de isofrequências e em roseta dos diques clásticos do afloramento LTB-139.....	pag. 150
Figura 95 - Diagrama mostrando a relação entre o <i>strike</i> e classes de espessura para os diques do afloramento LTB-168.....	pag. 151
Figura 96 - Diagramas em roseta para as frequências dos diques clásticos do afloramento LTB-139.....	pag. 151
Figura 97 - Diagramas planares e em roseta para os diques clásticos medidos em planta e em corte no afloramento LTB-139.....	pag. 152
Figura 98 - Comparação entre diagramas planares de estruturas de deformação sinsedimentar das formações Pimenteiras e Cabeças.....	pag. 154
Figura 99 - Estimativas para a magnitude mínima dos eventos da Formação Pimenteiras e da Formação Cabeças.....	pag. 156
Figura 100 - Mapa de localização dos afloramentos descritos da Formação Longá.....	pag. 159
Figura 101 - Dobras sinsedimentares em <i>chevron</i> em folhelhos negros da Formação Longá no afloramento LTB-175.....	pag. 160
Figura 102 - Mapa de localização dos afloramentos descritos na Bacia Água Bonita.....	pag. 161
Figura 103 - Falhas sinsedimentares e arenitos homogeneizados no afloramento LTB-048 da Formação Água Bonita.....	pag. 163
Figura 104 - Campos de esforços para as falhas do afloramento LTB-048 e do embasamento.....	pag. 164
Figura 105 - Laminação convoluta em arenitos finos da formação Água Bonita no afloramento LTB-104.....	pag. 164
Figura 106 - Dique clástico de areia fina intrudindo folhelhos siltosos vináceos da Formação Vereda Verde.....	pag. 165
Figura 107 - Histogramas e gráficos para os diques clásticos do afloramento LTB-094.....	pag. 166
Figura 108 - Diagramas planar e em roseta dos diques clásticos do afloramento LTB-094.....	pag. 166
Figura 109 - Dobras sinsedimentares e falha inversa sinsedimentar no afloramento LTB-049.....	pag. 167
Figura 110 - Comparação entre orientação de dobras e falhas inversas, paleocorrentes e deslocamento do gelo.....	pag. 169
Figura 111 - Clasto facetado e estriado e pavimento subglacial	pag. 169
Figura 112 - Mapa de localização dos afloramentos descritos da Formação Poti.....	pag. 171
Figura 113 - Falhas normais conjugadas no afloramento LTB-144.....	pag. 172
Figura 114 - Vista em perfil e planta de pequenas injeções clásticas no afloramento LTB-144.....	pag. 173
Figura 115 - Laminação convoluta na Formação Poti no afloramento SMG-2.....	pag. 174

Figura 116 - Mapa de localização dos afloramentos descritos das Formações Piauí e Pedra de Fogo.....	pag. 176
Figura 117 - Diques clásticos de areia fina no afloramento LTB-031.....	pag. 177
Figura 118 - Diagramas planar e em roseta dos diques clásticos do afloramento LTB-031.....	pag. 177
Figura 119 - Estruturas de deformação em arenitos da Formação Piauí no afloramento LTB-148.....	pag. 179
Figura 120 - Dique clástico de siltito cortando argilitos laminados da Formação Pedra de Fogo no afloramento LTB-148.....	pag. 180
Figura 121 - Diagramas planar e em roseta dos diques clásticos do afloramento LTB-148.....	pag. 180
Figura 122 - Níveis com laminação convoluta afetando arenitos finos da Formação Pedra de Fogo.....	pag. 181
Figura 123 - Mapa de localização dos afloramentos descritos da Formação Pastos Bons.....	pag. 183
Figura 124 - Diques clásticos cortando folhelhos da Formação Pastos Bons no afloramento LTB-141.....	pag. 185
Figura 125 - Diagramas planar e em roseta dos diques clásticos e falhas inversas do afloramento LTB-141.....	pag. 185
Figura 126 - Falha inversa sinsedimentar e dobra de arrasto associada no afloramento LTB-141.....	pag. 186
Figura 127 - Mapa de localização dos afloramentos descritos do Grupo Areado.....	pag. 188
Figura 128 - Intrusões clásticas em arenitos argilosos da Formação Três Barras no afloramento SMG-3.....	pag. 189
Figura 129 - Dique clástico de areia fina da Formação Três Barras no afloramento SMG-4.....	pag. 190
Figura 130 - Estimativa para a magnitude mínima do evento da Formação Três Barras.....	pag. 190
Figura 131 - Vistas em perspectiva da borda leste da Bacia do Parnaíba.....	pag. 193
Figura 132 - Mapa geológico simplificado da borda leste da bacia do Parnaíba e da região de Santana do Acaraú.....	pag. 194
Figura 133 - Vista em perspectiva da borda leste da bacia do Parnaíba e da região de Santana do Acaraú.....	pag. 195
Figura 134 - Mapa de isópacas da Formação Ipu.....	pag. 196
Figura 135 - Possível sequência de eventos nas Formações Pimenteiras e Cabeças.....	pag. 198
Figura 136 - Mapa de isópacas para a Formação Piauí e Grupo Balsas.....	pag. 200
Figura 137 - Modelo digital de elevação da região do entorno da estrutura de impacto de Santa Marta.....	pag. 201
Figura 138 - Síntese dos resultados obtidos.....	pag. 204

1. Introdução

1.1 Contexto

As áreas situadas no interior de placas tectônicas, longe de serem as regiões perfeitamente estáveis descritas em alguns modelos mais simplistas da tectônica de placas, apresentam graus variáveis de atividade tectônica e sismicidade. Grandes descontinuidades litosféricas em interiores continentais estáveis tendem a ser focos de atividade tectônica, e dessa forma estruturas do embasamento podem exercer grande influência na origem e evolução de bacias sedimentares intracratônicas.

Uma dessas grandes descontinuidades (talvez a mais importante do território brasileiro) foi batizada por Schobbenhaus (1975) de Lineamento Transbrasiliano. Esse lineamento corta o território brasileiro de sudoeste para nordeste, indo do sudoeste do Mato Grosso do Sul até o noroeste do Ceará, estendendo-se ao Paraguai e Argentina, e com uma contraparte africana (a zona de cisalhamento Hoggar-Kandi) que se estende até a Argélia, numa extensão total de 7.400km.

O Lineamento Transbrasiliano é, na verdade, apenas o elemento mais importante de uma complexa associação de zonas de cisalhamento, com estruturas em *splay* que se estendem pela Província Borborema e no Pantanal matogrossense. Por isso, optamos na presente tese pelo nome Sistema de Falhas Transbrasiliano (SFTB), de forma a melhor refletir a complexidade da estrutura.

O SFTB afetou profundamente a instalação e história inicial da Província Parnaíba. Outros lineamentos, associados ou não ao Lineamento Transbrasiliano, como os lineamentos Tocantins-Araguaia e de Senador Pompeu desempenharam também um papel importante na história da província, afetando seus limites, condicionando depocentros e gerando atividade tectônica sinsedimentar. A sudoeste da Província Parnaíba, a Bacia Água Bonita tem sua história intimamente ligada ao SFTB.

Uma ferramenta de grande potencial para o estudo de bacias sedimentares em interiores continentais estáveis são as estruturas de deformação sinsedimentar. Particularmente úteis para esse propósito são aquelas estruturas geradas por choque sísmico em sedimentos inconsolidados - *sismitos*. Sismitos são gerados pelo processo denominado *liquidação*, ou seja, a perda de resistência mecânica do sedimento relacionada ao aumento da pressão da água contida nos poros, e tem grande potencial para os estudos de bacias sedimentares, pois: 1. são formados penecontemporaneamente à sedimentação; 2. servem como indicadores da magnitude mínima do terremoto; 3. podem ser usados para estimar o intervalo de recorrência de sismos; 4. podem servir como indicadores do campo de paleotensões. Em bacias intracratônicas, sismitos estão entre os mais importantes indicadores de atividade tectônica sinsedimentar, e sua correta identificação e interpretação é o objetivo central da presente tese.

1.2 Objetivos

A presente tese tem como objetivos:

1. Estabelecer uma metodologia para a caracterização do agente desencadeador de estruturas de deformação sinsedimentar, de forma a distinguir entre agentes inerentes ao processo sedimentar e agentes externos a este, e entre os agentes externos, diferenciar agentes sísmicos de não sísmicos.

2. Estabelecer uma metodologia para coleta e tratamento de dados de orientação de diques clásticos, e avaliar seu potencial como indicadores de campos de paleotensões.

3. A identificação e descrição de estruturas de deformação sinsedimentar nas unidades litoestratigráficas que ocorrem na Bacia Água Bonita e na Província Parnaíba. Nesta última, foi dada ênfase maior às unidades mais basais da Bacia do Parnaíba: o Grupo Serra Grande e as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá. Registros de atividade tectônica sinsedimentar também foram identificados em outras unidades litoestratigráficas da Província Parnaíba, e serão considerados na apresentação e discussão dos resultados.

4. A aplicação da metodologia desenvolvida no item 1 de modo a permitir a identificação do agente desencadeador da deformação; em especial, visou-se diferenciar sismitos e outras estruturas geradas por atividade tectônica sinsedimentar de estruturas não relacionadas a processos tectônicos.

6. A interpretação das estruturas, de forma a permitir a identificação de intervalos de atividade tectônica sinsedimentar e eventualmente dos campos de esforços vigentes durante a geração das estruturas. Em especial, procurou-se aplicar a metodologia desenvolvida no item 2 para o estudo dos enxames diques clásticos que ocorrem nas unidades estudadas.

7. Associar os intervalos de atividade tectônica à reativação de estruturas do embasamento da província, com ênfase especial no SFTB, de forma a contribuir para a elucidação da história tectônica da Província Parnaíba.

1.3 Justificativas

Ao longo de seu traçado, o SFTB abriga rochas sedimentares de idade neoproterozóica a eocambriana, condiciona a distribuição de rochas ígneas intrusivas e extrusivas de diferentes composições e idades, além de atravessar as sinéclises cratônicas do Paraná e Parnaíba, com preenchimento sedimentar e vulcânico eopaleozóico a mesozóico, e afetar coberturas cenozóicas. Dessa forma, o estudo do SFTB oferece uma oportunidade única para a compreensão da evolução tectônica fanerozóica da Plataforma Sul-Americana.

O trecho do SFTB que corta a porção sudoeste da Bacia do Parnaíba e a extremidade norte da Bacia do Espigão Mestre (*sensu* Góes 1995) foi estudado na dissertação de mestrado do autor (Chamani 2011), e a Bacia Água Bonita foi objeto de estudo da dissertação de mestrado de Marília Pulito de Aguiar (Aguiar 2013), ambas desenvolvidas no âmbito de um projeto maior visando o estudo em detalhe da relação entre o SFTB e as bacias sedimentares fanerozóicas. Indícios de atividade tectônica sinsedimentar foram identificados em rochas sedimentares pertencentes às formações Pimenteiras (Neodevoniano), Cabeças (Neodevoniano), e Piauí (Neocarbonífero) e ao grupo Areado (Eocretáceo). As estruturas de deformação sinsedimentar indicadoras de atividade tectônica nas formações Pimenteiras e Cabeças e no Grupo Areado foram observadas em afloramentos situados ao longo do traço do Lineamento Transbrasiliano, sugerindo que reativações desta estrutura tenham sido responsáveis pela tectônica sinsedimentar. Na Bacia de Água Bonita, foram identificados sismitos nas formações Água Bonita e Vereda Verde. Falhas sinsedimentares observadas nos sismitos mostram uma direção de esforço horizontal máximo em torno de N20E-S20W, compatível com o *trend* do Lineamento Transbrasiliano na área. (Aguiar 2013). Paleocorrentes medidas nos depósitos sedimentares da Formação Água Bonita mostram orientações notavelmente paralelas à direção do Lineamento Transbrasiliano, indicando que a bacia se instalava numa calha alongada condicionada pela orientação deste (Chamani *et al.* 2011).

Os resultados obtidos nos trabalhos supramencionados, embora até certo ponto preliminares, foram promissores e justificam a extensão e o aprofundamento dos estudos realizados na presente tese, empregando metodologias mais aprimoradas para o estudo e interpretação das estruturas de deformação sinsedimentares encontradas, de forma a permitir uma melhor compreensão do significado destas.

1.4 Localização das áreas estudadas e acessos

Os trabalhos de campo foram focados no trecho do SFTB que corta a Província Parnaíba. Foram efetuadas quatro etapas de campo: 1. em junho-julho de 2011 abrangendo a borda sudoeste da Província Parnaíba (Estado do Tocantins) e a Bacia Água Bonita; 2. em maio-junho de 2013 na região centro-leste da Província Parnaíba (Estado do Piauí); 3. em abril de 2014, abrangendo a região centro-leste da Província Parnaíba, sua borda leste e a Bacia Jaibaras (estados do Piauí e Ceará); 4. em abril de 2015, na borda sudoeste da Província Parnaíba (Estado do Tocantins).

Em fevereiro-março de 2012, foi realizado um trabalho de campo na região de Córdoba (Argentina). Embora essa área não esteja incluída nesta tese (que lida apenas com as bacias do Parnaíba e Água Bonita), os dados obtidos foram importantes para uma visão mais clara do comportamento geral do SFTB, em especial no que diz respeito a suas reativações mesozóicas.

Trabalhos de campo adicionais de grande relevância para a presente tese foram realizados no flanco leste da Província Parnaíba em janeiro de 2015, no âmbito do projeto “Developing facies models for Large River Systems”, de responsabilidade do Prof. Dr. Renato Paes de Almeida. O objetivo dos trabalhos foi o estudo dos sistemas fluviais do Grupo Serra Grande na borda leste da província, o que permitiu o aprofundamento dos estudos nesta unidade. A borda sul da província foi visitada dentro do projeto “Caracterização geológica e geofísica da potencial estrutura de impacto de Santa Marta/PI”, de responsabilidade do Prof. Dr. Álvaro Penteadó Crósta. Embora o objetivo deste projeto tenha sido a caracterização e mapeamento da estrutura de impacto de Santa Marta, dados úteis para a presente tese foram obtidos no reconhecimento do entorno da estrutura.

Além dos afloramentos descritos nas etapas de campo, o presente doutorado representa uma extensão dos temas abordados na dissertação de mestrado do autor (Chamani 2011), desenvolvida na região sudoeste da Província Parnaíba e engloba também dados gerados na dissertação de mestrado de Marília Pulito de Aguiar (Aguiar 2013).

Acesso às áreas de estudo pode ser feito da seguinte forma: 1. a borda sudoeste da Província Parnaíba pode ser acessada a partir de Palmas (TO); cidades de apoio úteis na região são Ponte Alta do Tocantins, Porto Nacional e Novo Acordo, todas no Tocantins. 2. A região centro-leste pode ser acessada a partir de Teresina (PI); cidades de apoio úteis na região são Floriano, Oeiras e Campo maior, todas no Piauí. 3. A borda leste pode ser acessada a partir de Teresina (PI) ou Fortaleza (CE); cidades de apoio úteis são Sobral, Tianguá, São Benedito, Ipu e Nova Russas, todas no CE. A parte sul da província pode ser acessada a partir de Corrente e Gilbués, no Piauí, via Barreiras (BA).

A figura 1 mostra a localização das áreas em que foram realizados trabalhos de campo.

Figura 1

Localização das áreas estudadas, sobre modelo digital de elevação com hipsometria codificada em escala de cores. Para a legenda do traçado do SFTB, veja figura 35, pág. 75.

2. Revisão bibliográfica

2.1 A Província Parnaíba e a Bacia Água Bonita

A Província Parnaíba foi definida por Almeida *et al.* (1977) como uma das províncias estruturais brasileiras, abrangendo a Bacia Sedimentar do Parnaíba e as rochas do embasamento pré-cambriano que afloram imediatamente a norte da mesma, ocupando uma área de aproximadamente 650.000km².

A área sedimentar considerada como pertencente à Província Parnaíba foi redefinida por Góes (1995), que a denominou Província Sedimentar do Meio Norte e desmembrou em quatro bacias com idades e gêneses distintas: a Bacia do Parnaíba, a Anficlise das Alpercatas, a Bacia do Grajaú e a Bacia do Espigão-Mestre (esta última corresponde à porção norte da Bacia Sanfranciscana). Pedreira da Silva *et al.* (2003) mantêm as unidades geotectônicas propostas por Góes (1995), mas retomam o nome Província Parnaíba e substituem o nome Anficlise das Alpercatas por Bacia das Alpercatas. O conceito da Província Parnaíba de Pedreira da Silva *et al.* (2003) será o utilizado nesta tese. A figura 2 mostra o mapa geológico da Província Parnaíba e sua compartimentação tectônica; a figura 3 mostra as colunas estratigráficas das bacias do Parnaíba, Alpercatas, Grajaú, Espigão Mestre e Alto-Sanfranciscana.

A Bacia Água Bonita, na divisa entre Goiás e Tocantins, foi definida por Baptista & Cartner-Dyer (1966), como o *graben* de Água Bonita. É uma depressão alongada, de cerca de 9km de largura por 90km de extensão. A Formação Água Bonita foi definida pelos autores como constituída por arenitos médios a grossos, mal selecionados e friáveis, localmente conglomeráticos, com intercalações decimétricas de siltitos. Os autores consideraram o *graben* posterior à sedimentação, tendo preservado da erosão sedimentos preexistentes. Zalán (1986) atribui a origem da bacia a uma transcorrência dextral ao longo do LTB.

Aguiar (2013) sugere que a Bacia Água Bonita é o remanescente de um *seaway* paleozóico conectando as províncias Parnaíba e Paraná. A descoberta recente de braquiópodes do gênero *Arenorthis* na Formação Eusébio Ayala (Ordoviciano, Paraguai) (Benedetto *et al.* 2013), antes conhecido apenas da África do Norte, reforça a idéia da existência dessas conexões durante o Eopaleozóico.

Figura 2

A. Mapa geológico da Província Pamaliba; a legenda refere-se apenas às unidades situadas dentro dos limites desta. Mapas geológicos do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004) sobre modelo digital de terreno sombreado. **B.** Compartimentação tectônica da província Pamaliba, principais estruturas que a limitam e as bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana a ela adjacentes. Limites das bacias segundo Góes (1995)

Figura 3

Carta estratigráfica das bacias do Parnaíba, Alpercatas e Grajaú (à esquerda) e do Espigão Mestre e Alto Sanfranciscana (à direita). Modificado de Vaz *et al.* (2007) e Zalán & Romeiro Silva (2007).

2.2 Unidades litoestratigráficas

O foco principal dos estudos da presente tese foram as unidades pertencentes aos grupos Serra Grande (formações Ipu, Tianguá e Jaicós) e parte do Grupo Canindé (formações Pimenteiras, Cabeças e Longã), na Bacia do Parnaíba e as formações Água Bonita e Vereda Verde, na Bacia Água Bonita. Adicionalmente, foram estudados afloramentos das formações Poti, Piauí, Pedra de Fogo e Pastos Bons (Bacia do Parnaíba) e do Grupo Areado (Bacia do Espigão Mestre). Segue-se uma breve revisão destas unidades.

2.2.1 Grupo Serra Grande

O Grupo Serra Grande é a unidade mais basal da Bacia do Parnaíba, e segundo Góes & Feijó (1994) corresponde à primeira ingressão marinha na bacia, compondo um ciclo transgressivo-regressivo completo (sequência siluro-devoniana de Góes & Feijó 1994). Caputo & Lima (1984) subdividem o Grupo Serra Grande em três formações (Ipu, Tianguá e Jaicós), descritas resumidamente a seguir.

Formação Ipu

É composta por arenitos conglomeráticos brancos a creme, maciços ou com estratificação cruzada, friáveis a bem cimentados, e conglomerados com seixos e matacões de até 50cm, principalmente de quartzo e quartzito. Localmente, ocorrem níveis de diamictitos de até 6m de espessura (Caputo & Lima 1984).

Caputo e Lima (1984) sugerem um ambiente deposicional de leques aluviais glaciais e periglaciais para a Formação Ipu, passando para leques deltaicos e frentes de leques deltaicos no interior da bacia. Santos (2005) descreve depósitos fluviais entrelaçados e de fandelta na região do Parque da Serra da Capivara, sudeste da Bacia do Parnaíba.

A Formação Ipu atinge até 300m de espessura na porção nordeste da bacia, se acunhando e desaparecendo em direção a oeste e a norte (Caputo & Lima 1984). Unidades correlatas a esta unidade ocorrem fora dos limites da Província Parnaíba, por exemplo, a Formação Tacarutu, na bacia do Jatobá (Caputo & Lima 1984). Um corpo alongado (30x4km) de arenitos conglomeráticos e conglomerados (Destro *et al.* 1994) pertencentes à Formação Ipu ocorre na região de Santana do Acaraú (NE do Ceará), a cerca de 80km da borda mais próxima da bacia, acompanhando o *trend* principal do Sistema de Falhas Transbrasiliano.

São conhecidos apenas icnofósseis para a Formação Ipu, pertencentes às icnofácies *Psilonichnus* e *Skolithos* (Viana *et al.* 2010). Assim, a idade da Formação Ipu é inferida a partir de possíveis correlações com outras unidades e pela idade da Formação Tianguá, sobreposta. Caputo & Lima (1984) atribuem a esta unidade uma idade neordoviciano a eossiluriana.

Formação Tianguá

Caputo & Lima (1984) subdividem a Formação Tianguá em 3 membros: um membro basal, composto por folhelhos escuros, sideríticos, bioturbados ou laminados; um membro intermediário, composto por arenitos finos a médios, feldspáticos, com intercalações de folhelhos; um membro superior, composto de folhelhos e siltitos intercalados, cinza escuros a verdes, micáceos e sideríticos. Os contatos inferior e superior da Formação Tianguá respectivamente com a Formação Ipu e a Formação Jaicós são concordantes, e a unidade atinge uma espessura de cerca de 270m em subsuperfície (Caputo & Lima 1984).

O ambiente proposto para a Formação Tianguá por Caputo & Lima (1984) é marinho raso, associado à fase máxima de uma transgressão glácio-eustática mundial. Com base nos quitinozoários e miosporos encontrados na Formação Tianguá Grahn *et al.* (2005) atribuem uma idade eossiluriana (Aeroniano-Telychiano inferior) para esta unidade.

Formação Jaicós

A Formação Jaicós é composta por arenitos textural e mineralogicamente imaturos, de cor esbranquiçada a creme e castanha, médios, grossos e conglomeráticos, mal selecionados, friáveis e com estratificação cruzada (Caputo & Lima 1984). O contato inferior com a Formação Tianguá é concordante, enquanto que o contato superior com a Formação Pimenteiras é marcado por uma discordância erosional e paralela, difícil de ser percebida; a espessura máxima da unidade atinge cerca de 400m na porção nordeste da bacia (Caputo & Lima 1984).

O ambiente deposicional proposto por Caputo & Lima (1984) é de leques aluviais e deltaicos. Santos *et al.* (2004) identificam litofácies associadas a um sistema fluvial entrelaçado raso dominado por cascalho e um sistema fluvial entrelaçado distal em lençol para depósitos desta unidade na borda sudeste da Bacia do Parnaíba.

Grahn *et al.* (2005) atribuem uma idade eodevoniana (Pragian superior - Emsiano inferior) aos depósitos mais superiores da Formação Jaicós com base em seus quitinozoários e miosporos, estabelecendo desta forma uma idade acurada para o final da deposição do Grupo Serra Grande.

2.2.2 Grupo Canindé

O Grupo Canindé, na divisão adotada na presente tese (veja o item a seguir) é composto pelas formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti. Destas, apenas as primeiras três foram estudadas em maior detalhe na presente tese, embora afloramentos da Formação Poti também tenham sido descritos.

O Grupo Canindé corresponde à sequência devoniana de Góes & Feijó (1994), constituindo-se num ciclo transgressivo-regressivo.

Formação Pimenteiras

Kegel (1953) subdivide a Formação Pimenteiras em dois membros: o Membro Itaim, mais arenoso, na base da unidade e o Membro Picos, mais argiloso, no topo. Trabalhos mais recentes (por exemplo Pedreira da Silva *et al.* 2003, Santos & Carvalho 2009) elevam o membro Itaim à categoria de formação e designam como “Formação Pimenteiras” as litologias pertencentes ao Membro Picos. Deve-se notar, porém, que esta unidade em geral não consta em mapas geológicos, mesmo os mais recentes e em escalas de detalhe. Assim, por questões de praticidade, adota-se nesta tese a divisão proposta por Kegel (1953).

O Membro Itaim consiste em arenitos micáceos e arenitos silticos avermelhados a cinzentos, ocasionalmente com estratificação cruzada, com intercalações de folhelhos e siltitos arroxeados a cinzentos (Kegel 1953). O Membro Picos consiste em folhelhos cinza-escuros a pretos e arenitos finos esbranquiçados, localmente conglomeráticos e calcíferos (Schobbenhaus *et al.* 1984). As camadas de arenito podem ser amalgamadas e apresentar estratificações cruzadas tipo *hummocky* (Santos & Carvalho 2009). Uma característica desta unidade é a ocorrência de camadas ricas em ferro, em geral na forma de nódulos e ooides, muitas vezes fossilíferas (Kegel 1953, Lima & Leite 1978). Os níveis ferruginosos acham-se distribuídos por toda a unidade, e apresentam aspectos faciológicos distintos (Lima & Leite 1978). A espessura da Formação Pimenteiras varia na borda leste da bacia entre 40 e 100m, chegando a 200m na borda leste, na região de Ponte Alta do Tocantins.

O Membro Itaim foi depositado em ambiente deltaico e de plataforma marinha proximal sob influência de marés e tempestades (Góes & Feijó 1994, Santos & Carvalho 2009). O Membro Picos corresponde a uma deposição em ambiente nerítico de plataforma dominada por tempestades (Góes & Feijó 1994, Santos & Carvalho 2009). A idade do Membro Itaim é eo-mesodevoniana (Praghiano-Givetiano) e a do Membro Picos, meso-neodevoniana (Givetiano-Frasniano) (Trindade *et al.* 2015).

O nome desta unidade é grafado variadamente como “Pimenteira” (por exemplo, Schobbenhaus *et al.* 1984) ou “Pimenteiras” (por exemplo, Pedreira da Silva *et al.* 2003). O nome da localidade em mapas topográficos recentes é “Pimenteiras”, sendo esta a forma adotada na presente tese.

Formação Cabeças

A Formação Cabeças é constituída principalmente por arenitos, de cor dominante cinza-esbranquiçada, variando de médios a grossos, mal selecionados, a finos e bem selecionados, com ou sem estratificação cruzada (Kegel 1953, Lima & Leite 1978, Schobbenhaus *et al.* 1984). Siltitos e, mais raramente, folhelhos ocorrem de forma subordinada (Kegel 1953) e diamictitos ocorrem na borda oeste da bacia (Caputo 1985). A espessura da unidade varia de um máximo de 300m na região de Piripiri (PI) a cerca de 40-50m na borda oeste da bacia (Lima & Leite 1978).

A Formação Cabeças foi depositada em ambientes de frente e planície deltaicas (Barbosa 2014) e de *shoreface* (Ponciano *et al.* 2010, Barbosa 2014). Uma clara influência glacial nos depósitos da Formação Cabeças é evidenciada pela ocorrência de níveis de diamictitos com clastos facetados (Caputo 1985, Barbosa 2014) e pela ocorrência de pavimentos subglaciais estriados (Caputo 1985, Caputo *et al.* 2008, Caputo & Ponciano 2010).

Trindade *et al.* (2015) atribuem uma idade neodevoniana (Fammeniano) para a Formação Cabeças.

Formação Longá

As referências a esta unidade na literatura são escassas, poucos trabalhos tendo sido publicados além dos trabalhos clássicos da década de 1950. Segundo Kegel (1953) a unidade é composta predominantemente por folhelhos escuros, com intercalações subordinadas de siltitos e arenitos finos, em geral micáceos e piritosos. Marcas onduladas e icnofósseis são comuns. Lima & Leite (1978) dividem informalmente esta unidade na porção leste da bacia em três seções: inferior (folhelhos e siltitos argilosos com poucos leitos intercalados de arenito fino), mediana (arenitos bem selecionados, com laminação plano-paralela, ondulada e cruzada, com rastros de vermes e lâminas descontínuas de folhelhos) e superior (folhelhos cinza-esverdeados a arroxeados, bioturbados, com ocasionais lentes de calcarenito, siltitos e arenitos finos, com rastros de vermes e estruturas *flaser*).

A espessura da Formação Longá varia entre 90 e 120m no flanco leste da bacia, e entre 60 e 80m no flanco oeste (Lima & Leite 1978). Góes & Feijó (1994) atribuem a deposição desta unidade a um ambiente nerítico plataformar dominado por tempestades. A idade atribuída à Formação Longá por Melo & Loboziak (2000) é neodevoniana-mississippiana (final do Fammeniano - Tournaisiano).

2.2.3 Bacia Água Bonita

Baptista & Cartner-Dyer (1966) definiram o preenchimento do *graben* de Água Bonita como a Formação Água Bonita, constituída por arenitos médios a grossos, mal selecionados e friáveis, localmente conglomeráticos, com intercalações decimétricas de siltitos. Aguiar (2013) separou o preenchimento sedimentar da bacia nas formações Água Bonita e Vereda Verde, com a Formação Araguaçu ocorrendo em áreas vizinhas à bacia. A figura 4 mostra o mapa geológico da Bacia Água Bonita segundo Aguiar (2013).

Até o momento foram encontrados apenas icnofósseis nos sedimentos da Bacia Água Bonita, não sendo possível portanto estabelecer uma correlação exata com unidades estratigráficas tanto da Província Parnaíba quanto da Província Paraná. Aguiar (2013) assinala a presença de sedimentos glaciogênicos na bacia, e sugere correlação dos mesmos com a Formação Iapó (Ordoviciano, Bacia do Paraná), enquanto a Formação Araguaçu seria correlata ao Grupo Itararé.

Formação Água Bonita

Segundo Aguiar (2013), a Formação Água Bonita assenta-se em discordância erosiva sobre o embasamento milonítico. É composta principalmente por arenitos esbranquiçados, micáceos, com estratificação plano-paralelo, cruzada tabular e de baixo ângulo, correspondendo aos originalmente descritos por Baptista & Cartner-Dyer (1966). Ocorrem também diamictitos maciços, com seixos a matacões imersos em matriz lamosa. O contato desta unidade com a Formação Vereda Verde, sobreposta, consiste numa passagem rápida para os folhelhos desta última, resultado de uma retrogradação da linha de costa, e a espessura estimada da unidade é de 40m (Aguiar 2013).

O ambiente deposicional proposto para a formação Água Bonita por Aguiar (2013) é marinho de plataforma rasa, com depósitos eólicos associados. Níveis de diamictitos marcam a ocorrência de um evento glacial.

Formação Vereda Verde

A Formação Vereda Verde consiste de folhelhos avermelhados, que passam lateralmente a siltitos arenosos com drapes de argila formando sigmóides, sobrepostos concordantemente à Formação Água Bonita (Aguiar 2013).

Os folhelhos da Formação Vereda Verde correspondem a depósitos marinhos mais profundos (*offshore*). Corpos sigmóides de siltitos arenosos corresponderiam à desaceleração de correntes fluviais em sua desembocadura (Aguiar 2013).

Formação Araguaçu

Os depósitos da Formação Araguaçu ocorrem nos arredores da área aflorante da bacia Água Bonita, e constituem-se em conglomerados maciços ou estratificados com estratificação granodecrescente. Clastos facetados e estriados evidenciam uma contribuição glacial, enquanto imbricamento de seixos sugere retrabalhamento fluvial (Aguiar 2013). Um pavimento subglacial desenvolvido sobre rochas do embasamento próximo à cidade de Araguaçu (TO) provavelmente está associado a estes depósitos.

Figura 4

Mapa geológico da Bacia Água Bonita sobre modelo digital de elevação (modificado de Aguilar 2013).

2.2.4 Outras unidades

Evidências de tectônica sinsedimentar foram encontradas em outras unidades das bacias do Parnaíba e do Espigão Mestre, além das revisadas anteriormente. Estas unidades foram estudadas em menor detalhe, e a revisão resumida a seguir refere-se apenas a elas, excluindo-se unidades que não foram alvo de estudos.

Formação Poti (Carbonífero, Grupo Canindé)

A Formação Poti é constituída na sua porção inferior por arenitos finos a médios, creme a esbranquiçados, com estratificações cruzadas de pequeno a grande porte e *ripple marks*. Na porção superior, ocorrem siltitos cinza a cinza-escuros alternados com arenitos finos a médios (Schobbenhaus *et al.* 1984). O ambiente deposicional da Formação Poti é plataformar, litorâneo e fluvial, sob influência ocasional de tempestades (Góes 1995), e a idade da unidade é mississippiana (Viséano) (Melo & Loboziak 2000).

Formação Piauí (Grupo Balsas)

A Formação Piauí consiste em arenitos finos a grossos, avermelhados e róseos a amarelados, com estratificação cruzada tabular e acanalada de grande porte. Siltitos, folhelhos, calcários e (localmente) silicitos ocorrem de forma subordinada (Schobbenhaus *et al.* 1984). O ambiente deposicional da Formação Piauí é continental desértico (depósitos de dunas eólicas, leques aluviais e *wadis*) (Góes 1995), e a idade atribuída à porção superior da unidade por Souza *et al.* (2010) é pennsylvaniana (Moscoviano).

Formação Pedra de Fogo (Grupo Balsas)

Segundo Pinto & Sad (1986), a Formação Pedra de Fogo pode ser subdividida informalmente em três membros: um membro inferior, composto por siltitos argilosos carbonáticos, calcário dolomítico e calcítico e excepcionalmente gipsita; um membro médio, composto por siltitos esverdeados, arenitos cinzentos e folhelhos cinza-escuros a negros; e um membro superior, composto por arenitos e margas avermelhadas e siltitos arroxeados. Leitões e nódulos de silicito são característicos desta unidade (Schobbenhaus *et al.* 1984). O ambiente deposicional da Formação Pedra de Fogo é nerítico raso a litorâneo (Góes & Feijó 1994). Andrade *et al.* (2014) identificam na parte superior da unidade um sistema lacustre de clima árido, associado a campos de dunas eólicas e *sabkha* continental, com contribuições de rios efêmeros, sem influência marinha.

Dias-Brito *et al.* (2007) sugerem uma idade eopermiana tardia (Kunguriano) para a porção mais alta da Formação Pedra de Fogo.

Formação Pastos Bons

A Formação Pastos Bons apresenta uma seção inferior composta por conglomerados e arenitos esverdeados, creme e esbranquiçados, localmente com intercalações de calcário, e de uma seção superior constituída predominantemente por arenitos róseos a avermelhados, com intercalações de folhelhos e siltitos (Schobbenhaus *et al.* 1984). Na região de Floriano (PI), afloram folhelhos arroxeados com intercalações de arenitos finos, informalmente denominados “Folhelho Muzinho”. Estes folhelhos têm idade jurássica e são provavelmente correlatos à Formação Pastos Bons, separados da faixa de afloramentos desta por um alto estrutural (Ballén 2012). O ambiente deposicional proposto por Ballén (2012) para esta unidade é continental desértico, com associações de fácies de planície de inundação e canais de rios efêmeros, dunas eólicas e interdunas com pequenos lagos; o “Folhelho Muzinho” corresponderia a um sistema deposicional lacustre. Com base na palinologia do “Folhelho Muzinho”, Lima & Campos (1980) atribuem uma idade eocretácea (Berriasiano ou Valanginiano) para esta unidade.

Grupo Areado (Bacia do Espigão Mestre)

Campos & Dardenne (1997) subdividem o Grupo Areado em três formações:

Formação Abaeté

Ocorre de forma descontínua, embora com ampla distribuição horizontal, e constitui-se na base do Grupo Areado (Campos & Dardenne 1997). Na porção norte da bacia, consiste em conglomerados polimíticos com matriz avermelhada, arenitos conglomeráticos e arenitos avermelhados com lentes de conglomerado (Lima & Leite 1978). O ambiente proposto para esta unidade é de leques aluviais e rios entrelaçados (Campos & Dardenne 1997).

Formação Quiricó

Na porção norte da bacia, consiste em folhelhos e siltitos marrom-avermelhados, calcíticos, com intercalações de camadas pouco espessas de arenito róseo a esbranquiçado, fino a médio, com estratificação plano-paralela e cruzada (Lima & Leite 1978). O ambiente deposicional da Formação Quiricó é lacustre (Campos & Dardenne 1997).

Formação Três Barras

É a unidade do Grupo Areado que apresenta maior diversidade litológica, volume e área de ocorrência, mas na porção norte da bacia é pouco espessa (Campos & Dardenne 1997). Nesta área, a Formação Três Barras consiste em arenitos róseos e arroxeados muito finos, micáceos, com estratificação plano-paralela e cruzada incipiente (Lima & Leite 1978). O ambiente deposicional da formação Três Barras é fluvial, fluviodeltaico e eólico (Campos & Dardenne 1997).

A idade atribuída por Campos & Dardenne (1997) ao grupo Areado é eocretácea.

2.3 Arcabouço estrutural

Diversas estruturas do embasamento condicionaram a origem e evolução geológica da Província Parnaíba. Entre elas, merece destaque o Sistema de Falhas Transbrasiliano (que corta a Bacia do Parnaíba de NE para SW) e estruturas associadas, como o Lineamento de Senador Pompeu (que delimita a borda sudeste da Bacia do Parnaíba). Outras estruturas importantes são o Lineamento Tocantins-Araguaia (que baliza a borda oeste da província) e estruturas E-W como os lineamentos Patos e Pernambuco.

A revisão bibliográfica que se segue está centrada no Sistema de Falhas Transbrasiliano e estruturas associadas, que foram o principal foco dos trabalhos de campo. No entanto, outras estruturas do embasamento da bacia também devem ser consideradas na interpretação dos dados, e também serão mencionadas.

2.3.1 O Sistema de Falhas Transbrasiliano

Introdução

O Lineamento Transbrasiliano foi definido por Schobbenhaus (1975) como uma faixa intensamente falhada, representando uma estrutura de 1ª ordem, estendendo-se desde o Ceará até o Mato Grosso do Sul e continuando em direção ao Paraguai e Argentina. A figura 5 mostra o traçado do Lineamento Transbrasiliano em território brasileiro.

Trabalhos posteriores enfatizam a importância do Lineamento Transbrasiliano como uma megaestrutura afetando a Plataforma Sul-americana. Brito Neves & Cordani (1991) consideram o Lineamento Transbrasiliano uma das principais suturas na gênese do Gondwana, unindo um domínio “Pré-Brasiliano”, a NW, e um domínio “Brasiliano”, a SE. Saadi (1993) chama o Sistema de Falhas Transbrasiliano de “Descontinuidade Crustal dos Dois Brasis”. Vários autores (*e. g.* Trompette 1994; Vauchez *et al.* 1995; Cordani *et al.* 2003; Basile *et al.* 2005; Arthaud *et al.* 2008; Attoh & Brown 2008) evidenciam a continuidade do Lineamento Transbrasiliano em território africano, onde é chamado de Lineamento Kandi (Basile *et al.* 2005), Kandi-4°50' (Arthaud *et al.* 2008), Hoggar-4°50' (Cordani *et al.* 2003), ou ainda Sobral-Kandi (Rogers *et al.* 1995). Autores como Rapela *et al.* (2007) e Ramos *et al.* (2010) consideram a continuação do Lineamento Transbrasiliano na Argentina e Paraguai como o limite do Cráton Rio de La Plata, com seu traçado acompanhando o flanco oriental das Sierras Pampeanas de Córdoba e seguindo até o limite norte da Patagônia. Attoh & Brown (2008) consideram

o Lineamento Transbrasiliano como talvez a mais longa zona de cisalhamento coerente do mundo, com extensão de cerca de 4.000km (como veremos adiante (pag. 71), isso é uma subestimação). A figura 6 mostra a extensão do eixo principal do Lineamento Transbrasiliano na América do Sul e sua contraparte africana.

Figura 5

Principais falhas que compõem o Lineamento Transbrasiliano em território brasileiro (em vermelho). Mosaico de cartas do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004) sobre modelo digital de elevação sombreado. Traçado do lineamento a partir da análise do modelo digital de elevação (vide discussão no item 4.1.1, pág. 71).

As principais estruturas brasileiras da Província Borborema (por exemplo, os lineamentos Pernambuco, Patos e Senador Pompeu) se associam ao Lineamento Transbrasiliano, formando uma estrutura em *splay* que se estende por grande parte do Nordeste do Brasil (Delgado *et al.* 2003). Outro *splay* ocorre na região noroeste da Bacia do Paraná e no Pantanal Matogrossense, no sudoeste de Goiás e no Mato Grosso do Sul (Chamani 2011, Curto *et al.* 2012). Um terceiro *splay* ocorre na borda oeste da Bacia do Paraná, com lineamento se dividindo em dois ramos principais, um dos quais segue através da planície Chaco-Pampeana em direção às Sierras Pampeanas de Córdoba e outro que segue ao longo da calha do Rio Paraná no nordeste da Argentina. Dessa forma, o assim chamado Lineamento Transbrasiliano na verdade é apenas o principal componente de um sistema de estruturas consideravelmente complexo. Adotamos aqui o nome de Sistema de Falhas Transbrasiliano (SFTB) em substituição a Lineamento Transbrasiliano, por considerarmos que esse nome reflete melhor sua complexidade estrutural.

A contraparte africana do SFTB (Lineamento Kandi-4°50') se estende para norte até a região central da Argélia, onde é interceptada por outro grande lineamento de escala continental, o Lineamento de Tibesti, com cerca de 6.000km de extensão (Guiraud *et al.* 2000). A terminação sudoeste do SFTB, em território argentino, é ainda uma questão em aberto. Ramos *et al.* (2010) sugerem que o SFTB se estende para sul, acompanhando o *trend* das Sierras Pampeanas de Córdoba até o limite com a Patagônia. Fairhead & Maus (2003) propõem uma inflexão do SFTB para sudoeste, condicionando a instalação das bacias Colorado e Salado durante uma fase de reativação sinistral mesozóica.

Geofísica

Mapas de efetiva da litosfera (T_e) mostram uma zona de baixos valores de T_e (e portanto litosfera mecanicamente mais fraca) acompanhando o *trend* do SFTB (Bizzi & Vidotti 2003, Pérez-Gussinyé *et al.* 2007, Tassara *et al.* 2007). Modelos de tomografia sísmica do manto superior também mostram uma faixa de baixa velocidade de ondas S nos níveis superiores do manto ao longo do SFTB, sugerindo que este é uma zona de litosfera mais delgada (Feng *et al.* 2004, Feng *et al.* 2007). Assim, o SFTB, longe de ser um conjunto de feições lineares superficiais, se constitui numa importante descontinuidade litosférica. Tassara *et al.* (2007) sugerem que o SFTB tem sido uma zona de fraqueza considerável desde o Meso-Neoproterozóico, tendo um papel importante na liberação de esforços tectônicos concentrados no interior do continente.

De especial interesse para o estudo do SFTB (e sua influência sobre as bacias sedimentares fanerozóicas) são as anomalias magnetométricas e gravimétricas a ele associadas, que discutimos brevemente a seguir.

Anomalias magnéticas

Em mapas de anomalias magnéticas (figura 7) o traço principal SFTB apresenta-se como uma zona de anomalias de baixa amplitude separando o Cráton da Amazônia a noroeste dos terrenos a sudeste, que pode atingir 350km de largura (Fairhead & Maus 2003). Essas anomalias são evidentes tanto em produtos gerados por satélite (por exemplo, os gerados pelo satélite CHAMP [**CH**allenging **M**inisatellite **P**ayload]), disponíveis em <<http://geomag.org/models/emag2.html>> quanto em produtos de sensores aeroportados (figura 7).

Na região de Goiás e sul do Tocantins o eixo principal do SFTB aparece como um limite entre duas áreas com padrões de anomalias magnéticas claramente distintas, o Cráton Amazônico a NW, com anomalias predominantemente E-W, e a Província Tocantins, a SE, com anomalias predominantemente na direção NE-SW. Contudo, a partir da região de Palmas (TO), esse limite não acompanha o SFTB, mas inflete para norte, acompanhando o Lineamento Tocantins-Araguaia e a borda leste da Província Parnaíba (figura 7). Essa inflexão é bastante evidente, tanto nas imagens de sensores aeroportados quanto nas de satélite. A inflexão desse limite para norte sugere que o papel do SFTB como uma das principais suturas do Gondwana foi algo exagerado por autores anteriores (*e.g.* Brito Neves & Cordani 1991, Saadi 1993), e que a zona de sutura entre o Cráton Amazônico e outros elementos constituintes do Gondwana Ocidental apresenta uma morfologia complexa.

Anomalias gravimétricas

O SFTB apresenta uma evidente assinatura gravimétrica (Sadowski & Campanha 2004), visível tanto em mapas de anomalia ar-livre quanto nos de anomalia Bouguer e isostática. Em geral, essas anomalias correspondem a altos gravitacionais ao longo do eixo do sistema de falhas ou paralelo a este, como por exemplo ao longo da Província Tocantins (Berrocal *et al.* 2004), na região das Sierras Pampeanas de Córdoba, acompanhando o limite do Cráton Rio de La Plata (Ramé & Miró 2011) e ao longo da borda oeste da Bacia do Paraná (Vidotti *et al.* 2008). No entanto, sob as sinéclises fanerozóicas ocorrem significativos baixos gravitacionais, em especial na Província Parnaíba, onde um baixo gravimétrico acompanha o eixo deposicional eopaleozóico da bacia (Petersohn 2007). Na Bacia do Paraná um baixo gravimétrico ocorre na região oeste da bacia (Vidotti *et al.* 1998), e pode corresponder a um possível *splay* do SFTB. Carvalho (2011) identifica um baixo gravimétrico na porção central da Bacia Água Bonita, junto à sua borda oeste, e conclui que a bacia consiste num graben assimétrico, inclinado para oeste, com uma espessura de sedimentos calculada em cerca de 4.000m em seu depocentro.

Figura 7

Imagem aeromagnetométrica (ANP 2011) do território brasileiro, sobreposto a modelo digital de elevação. O SFTB apresenta-se como uma faixa de anomalias atravessando o Brasil de NE a SW (1). Note-se ainda o padrão de anomalias claramente distinto do Cráton Amazônico (2), e a inflexão para norte do limite deste no Tocantins (3).

O Sistema de Falhas Transbrasiliano e as bacias sedimentares fanerozóicas sul-americanas

O SFTB influenciou a instalação e evolução de diversas bacias sedimentares na América do Sul. Em território brasileiro, são afetadas pelo SFTB (figura 8) as províncias sedimentares do Paraná e Parnaíba, a Bacia Água Bonita e a extremidade norte da Bacia do Espigão Mestre, além das bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-americana (bacias Jaibaras, Piranhas, Monte do Carmo, Cococi-Jucá e Catolé - São Julião) e das bacias cenozóicas do Pantanal e Bananal. Na Argentina, o SFTB condiciona a instalação das bacias Las Breñas e General Levalle e possivelmente das bacias Colorado e Salado, além de uma série de hemigrabens nas Sierras Pampeanas de Córdoba.

Bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-americana

Durante o final do Neoproterozóico e o início do Cambriano (estágio de transição da Plataforma Sul-americana), ocorre reativação do SFTB e algumas bacias tipo *graben* e/ou *rift* se instalam ao longo de seu eixo principal e em falhas associadas.

A Bacia Jaibaras (noroeste do Ceará), é uma bacia tipo *rift* gerada por reativação rúptil de estruturas pré-cambrianas associadas ao SFTB (Oliveira & Mohriak 2003). Tem cerca de 10-20km de largura e 120km de comprimento e é preenchida por depósitos siliciclásticos continentais imaturos e vulcânicos (andesitos, basaltos andesíticos, riolitos, rochas vulcanoclásticas). A idade proposta para a deposição da base do Grupo Jaibaras é de 560-535 Ma (Teixeira *et al.* 2004). A Bacia Jaibaras continua em subsuperfície sob a Bacia do Parnaíba e Oliveira & Mohriak (2003) a consideram um *rift* precursor desta última.

No lado oposto da Bacia do Parnaíba, na região de Porto Nacional e Monte do Carmo (TO), situa-se a bacia Monte do Carmo, também sobre o eixo principal do SFTB. O preenchimento sedimentar desta bacia é similar ao da Bacia Jaibaras (conglomerados polimíticos, grauvacas, siltitos, andesitos, dacitos e brechas vulcânicas) (Cunha *et al.* 1981). Sabóia (2009) obteve idades-modelo T_{DM} entre 0,86 e 1,01 Ga para basaltos e xistos máficos da bacia Monte do Carmo. No entanto, o preenchimento sedimentar da bacia sugere uma correlação com a Bacia Jaibaras. Essa correlação é reforçada pela ocorrência de depósitos correlacionáveis aos da Bacia Jaibaras sob a Província Parnaíba ao longo do SFTB (a “Formação Mirador” de Cunha 1986). A continuidade em subsuperfície entre as bacias Jaibaras e Monte do Carmo foi defendida por Brito Neves *et al.* (1984).

A Bacia Piranhas situa-se próximo à cidade de Piranhas, (sudoeste de Goiás) e é preenchida por conglomerados e arcóseos da Formação Piranhas, que aflora numa faixa de 15 x 1,5km (Pena & Figueiredo 1972). A idade atribuída à Formação Piranhas é pré-devoniana a cambriana.

As bacias de Cococi-Jucá e Catolé-São Julião estão associadas a zonas de cisalhamento da Província Borborema, e são correlatas à Bacia Jaibaras (Teixeira *et al.* 2004).

Figura 8

Bacias sedimentares afetadas pelo SFTB em território brasileiro.

A bacia Las Breñas

A Bacia Las Breñas é uma bacia de subsuperfície situada na região limítrofe entre o Paraguai e a Argentina. Consiste num hemigraben limitado a NW pela falha de Las Breñas, com um depocentro assimétrico, alongado na direção NE-SW com cerca de 250km de extensão (Peri *et al.* 2013). A bacia possui idade eopaleozóica (Peri *et al.* 2013) e a espessura máxima dos depósitos atinge cerca de 6.000m (Wiens 1995).

A presença desse expressivo hemigraben levou Rapela *et al.* (2007) e Ramos *et al.* (2010) a considerar a Falha de Las Breñas (também chamada Lineamento Otumpa [Rossello & Veroslavsky 2012]) como o prolongamento em subsuperfície do SFTB sob a Planície Chaco-Pampeana. Em trabalho recente, Peri *et al.* (2013), através da aplicação de métodos magnetotelúricos, encontraram uma zona de baixa resistividade elétrica com orientação NE-SW e mergulho para leste separando dois blocos de alta resistividade elétrica, e correlacionam essa anomalia a uma zona transpressiva dextral associada ao SFTB. O depocentro da Bacia Las Breñas está associada a um alto gravimétrico (figura 9).

Figura 9

Mapa de isópacas da Bacia Las Breñas (espessuras em metros) sobre mapa de anomalia Bouguer. Notar o depocentro alongado segundo NE-SW e o alto gravimétrico que o acompanha. Isópacas a partir de Wiens (1995).

Províncias Parnaíba e Paraná

O SFTB exerceu influência na evolução das províncias Parnaíba e Paraná, embora com diferentes graus de importância em cada uma delas. Brito Neves *et al.* (1984) e Cordani *et al.* (1984) ressaltam o importante controle estrutural exercido pelo SFTB na origem e evolução inicial de ambas as sinéclises.

Mapas de anomalia Bouguer mostram um importante baixo gravimétrico na porção ocidental da Província Paraná (Vidotti *et al.* 1998), o qual pode estar associado ao *spilay* do Rio Paraná do SFTB (vide figura 33, pág. 72) e um distinto baixo gravimétrico ao longo do eixo do SFTB na Província Parnaíba (Petersohn 2007). A relação entre o SFTB e a Província Parnaíba será discutida em maior detalhe mais adiante (pág. 32).

Mapas de isópacas das unidades litoestratigráficas da bacia do Parnaíba mostram um eixo deposicional principal fortemente condicionado pelo SFTB durante a deposição dos grupos Serra Grande (Siluriano - Devoniano) e Canindé (Devoniano - Carbonífero) (Cunha 1986). Na Província Paraná, isópacas do Grupo Rio Ivaí (Milani & Ramos 1998) mostram um depocentro secundário ao longo do traço principal do SFTB. Dessa forma, o SFTB parece ter exercido influência na instalação e evolução paleozóica das Províncias Paraná e Parnaíba, embora esse papel pareça não ser tão proeminente na primeira quanto na última. A figura 10 mostra as isópacas dos grupos Serra Grande e Rio Ivaí sobre o traçado do SFTB

Figura 10

Mapas de isópacas para os grupos Canindé (amarelo) e Rio Ivaí (vermelho). O principal eixo deposicional do Grupo Canindé acompanha o SFTB na Província Parnaíba, enquanto que um depocentro secundário está instalado sobre este na Província Paraná. Isópacas modificadas respectivamente de Cunha (1986) e Milani & Ramos (1998).

Bacias mesozóicas da Argentina

Ao sul das Sierras Pampeanas de Córdoba, ocorre um complexo de bacias tipo *graben* e *rift*, ao menos algumas das quais associadas ao SFTB.

A Bacia General Levalle é uma bacia de subsuperfície tipo *rift*, com 5 a 50km de largura e 159km de comprimento, com profundidade atingindo 6.500m (Webster *et al.* 2004). A bacia é preenchida por depósitos evaporíticos e siliciclásticos da Formação General Levalle, capeados por basaltos da Formação Guarda Vieja, de idade aptiana e correlatos aos basaltos da Formação Serra Geral. (Webster *et al.* 2004). Os mesmos autores atribuem a origem da bacia a esforços relacionados à abertura do Oceano Atlântico Sul, com a bacia se instalando na zona de fraqueza que segue o limite entre o Cráton Rio de La Plata e o Terreno Pampia.

A sudeste da Bacia General Levalle, na margem continental, estão situadas as bacias de Colorado e Salado. A Bacia Colorado é uma bacia *offshore* alongada na direção E-W. Consiste num *rift* abortado e segmentado, gerado por reativação tensional de descontinuidades geradas no Paleozóico Superior (Pángaro & Ramos 2012). A Bacia Salado é uma bacia tipo *rift*, alongada na direção WNW-ESE e associada à reativação de estruturas proterozóicas (Pángaro & Ramos 2012). Os mesmos autores atribuem a formação das bacias a um evento extensional de idade eo a mesojurássica. A espessura do pacote sedimentar mesozóico e cenozóico atinge 6.000m na Bacia Colorado e 5.000m na Bacia Salado (Pángaro & Ramos 2012).

Numa posição intermediária entre a Bacia General Levalle e a extremidade oeste da Bacia Colorado está situado o *Graben* de Macachín, também instalado na zona de fraqueza entre o Cráton Rio de La Plata e o Terreno Pampia (Webster *et al.* 2004). A continuidade entre estas estruturas sugere uma inflexão para leste do SFTB em sua terminação sul, conforme proposto por Fairhead & Maus (2003) em seu modelo de reativação sinistral mesozóica do SFTB.

A figura 11 mostra de forma esquemática a relação entre as principais bacias da região a sul das Sierras Pampeanas de Córdoba.

Figura 11

Representação esquemática das bacias ao sul das Sierras Pampeanas de Córdoba possivelmente relacionadas ao SFTB. Contornos da Bacia General Levalle segundo Webster *et al.* (2004); contorno das bacias Colorado e Salado segundo Pángaro & Ramos (2012).

Bacias cenozóicas do Pantanal e Bananal

A bacia cenozóica do Pantanal é cortada por um possível *splay* do SFTB, e Soares *et al.* (1998) identificaram uma forte influência de atividade neotectônica a ele relacionada na dinâmica de erosão e sedimentação no megaleque do Rio Taquari.

A bacia cenozóica do Bananal é balizada em seu limite sudeste pelo eixo principal do SFTB (vide figura 8, pág. 24). Valente & Latrubesse (2012) notam que a arquitetura da bacia é afetada por atividade neotectônica, e que a bacia está situada dentro da Zona Sismogênica Goiás-Tocantins, associada ao SFTB.

Magmatismo fanerozóico ao longo do Sistema de Falhas Transbrasiliano

Rochas ígneas intrusivas e extrusivas de idade variada ocorrem ao longo do SFTB (figura 12), e podem estar a ele associadas. Na região das Sierras Pampeanas de Córdoba, os granitóides calcialcalinos do batólito Sierra Norte–Ambargasta (Proterozoico superior-Eopaleozoico) e os monzogranitos do batólito Achala (Devoniano) apresentam formas alongadas segundo o *trend* regional do SFTB, e Martino *et al.* (2012) associam a colocação destes batólitos a atividade tectônica relacionada ao SFTB.

Na porção sudoeste do Mato Grosso do Sul e região adjacente do Paraguai rochas da suíte alcalina Fecho dos Morros e o gabro Morro do Triunfo (Permotriássico) (CPRM 2004) estão situados no eixo principal do SFTB, e podem estar associadas a esta estrutura.

Na região de Amorinópolis (GO) ocorrem diversas intrusivas alcalinas neocretáceas, orientadas num *trend* aproximadamente ortogonal ao LTB; a ascensão do magma alcalino foi provavelmente condicionada pelo LTB e pelo Arco de Bom Jardim de Goiás (Junqueira-Brod *et al.* 2002). Mais para noroeste ocorrem rochas alcalinas de mesma idade (suíte Ponta do Morro) na Antéclise de Rondonópolis (Riccomini *et al.* 2005b), que podem estar associados a um *splay* do SFTB.

Na Província Parnaíba, diversas intrusões kimberlíticas acham-se alinhadas ao longo do SFTB, como as de Gilbués, Redondão e Fazenda Largo (Kaminsky *et al.* 2009). A província kimberlítica de Picos também é considerada associada a este (Gonzaga & Tompkins 1991), embora situada a sudoeste e com um *trend* algo diverso (em torno de N60E contra N45E do SFTB), intermediário entre as orientações locais do eixo principal do SFTB e do lineamento de Senador Pompeu. O SFTB também parece ter exercido um controle secundário na distribuição das intrusivas e extrusivas dos eventos vulcânicos Mosquito e Sardinha, na Província Parnaíba, o que será discutido mais detalhadamente mais adiante (pag. 32).

Figura 12

Principais rochas intrusivas ao longo do SFTB.

2.3.2 Outras estruturas lineares

Lineamento de Senador Pompeu

O Lineamento de Senador Pompeu é uma das falhas que compõem a estrutura em *splay* da Província Borborema, associada ao SFTB, e será tratado aqui em separado devido à sua relevância para a evolução tectônica da Província Parnaíba.

O Lineamento de Senador Pompeu é uma feição retilínea, com orientação aproximada N55E - S55W, e cerca de 350km de comprimento por 10km de largura máxima (Cavalcante 2006). Segundo Souza *et al.* (1973), a primeira menção ao lineamento (como “Falha de Senador Pompeu”) parece ter sido feita no Mapa Geológico Preliminar do Estado do Ceará, de 1972. No trecho em que o lineamento cruza a Província Borborema, este é composto por diversas faixas milonitizadas intercaladas por *pods* centimétricos a métricos; os indicadores cinemáticos mostram uma principal fase de movimentação dextral (Cavalcante 2006).

Góes (1995) propõe que o Lineamento de Senador Pompeu é uma das feições estruturais que limitam a Província Parnaíba, balizando a sua borda sudeste, que é constituída por uma escarpa acentuadamente retilínea. Segundo a autora, o Lineamento de Senador Pompeu sofreu reativação e soerguimento durante o Permiano, o que provocou a erosão dos sedimentos da referida borda sudeste.

Lineamento Tocantins - Araguaia

O Lineamento Tocantins-Araguaia foi definido por Kegel (1965). Possui direção aproximada N-S, acompanhando a estruturação da Faixa Araguaia. A borda oeste da Bacia do Parnaíba apresenta-se intensamente falhada e com uma configuração retilínea que acompanha a direção do lineamento.

Kegel (1965) aponta que nesta zona ocorre uma mudança considerável na estrutura do embasamento, de direções predominantemente N-S para predominantemente E-W no Cráton Amazônico; o autor nota ainda que a borda ocidental da bacia do Parnaíba mostra notáveis mudanças na estrutura das camadas em relação à porção central e oriental da bacia.

2.3.3 Estruturas do embasamento e seu papel na origem e evolução da Província Parnaíba

Estruturas do embasamento pré-cambriano tiveram uma profunda influência na origem e evolução tectônica da Província Parnaíba. A partir da interpretação de mapas de anomalias magnéticas e gravimétrica, Castro *et al.* (2014) identificam dois sistemas de *rifts* eopaleozóicos complexos, por eles relacionados às fases iniciais de instalação da bacia, o mais antigo deles com direção aproximada N-S e o mais recente instalado ao longo do SFTB. Esses sistemas de *rifts* correspondem a baixos gravimétricos no mapa de anomalia Bouguer da figura 13, **A**. Um dos mais proeminentes, de direção NE-SW está associado a uma estrutura tipo *graben/rift* instalada ao longo do eixo do SFTB, evidente em perfis sísmicos da bacia (Cunha 2012, figura 14).

Mapas de isótopos das unidades litoestratigráficas que compõem o preenchimento da bacia mostram um eixo deposicional principal fortemente condicionado pelo SFTB durante a deposição dos grupos Serra Grande (Siluriano - Devoniano) e Canindé (Devoniano - Carbonífero); um eixo de deposição secundário acompanha o lineamento Picos - Santa Inês (figura 13, **B**). Durante a deposição do Grupo Balsas (Carbonífero - Triássico) o eixo de deposição da bacia assume gradualmente uma orientação aproximadamente leste-oeste (figura 13, **C**).

Dois eventos magmáticos principais marcam a evolução da Bacia das Alpercatas (Província Parnaíba) durante o Mesozóico: o vulcanismo Mosquito, de idade eojurássica (Marzoli *et al.* 1999), e o vulcanismo Sardinha, de idade eocretácea (CPRM 2004). Em superfície, as efusivas e intrusivas associadas a estes episódios vulcânicos ocorrem numa ampla faixa de direção aproximada E-W; um *trend* menos expressivo, acompanhando aproximadamente o eixo do SFTB também pode ser observado (figura 13, **D**).

Mapas de distribuição de soleiras de diabásio em subsuperfície mostram esses *trends* de forma mais destacada (Arêas *et al.* 2013) (figura 13, **D**). *Trends* secundários acompanhando os lineamentos de Senador Pompeu e Tocantins-Araguaia, além de um *trend* E-W menos expressivo no norte da Bacia do Espigão Mestre também podem ser observados. Isso sugere que, embora o principal controle sobre o magmatismo mesozóico na Província Parnaíba seja um campo de esforços E-W associado à formação da Bacia das Alpercatas (Góes 1995), estruturas associadas ao SFTB também exerceram uma significativa influência sobre este.

A evidente influência exercida por estruturas do embasamento pré-cambriano sobre a Província Parnaíba sugere a ocorrência de repetidas reativações em diferentes ocasiões ao longo da história da província, em resposta a diferentes campos de esforços. Dessa forma, as grandes estruturas lineares da província foram prováveis focos de atividade sísmica e tectônica intraplaca no passado.

Figura 13

A. Mapa de anomalias Bouguer para a Província Parnaíba, redesenhado a partir de Petersohn (2007). Um baixo gravitacional expressivo acompanha o eixo do SFTB e está associado a uma estrutura em *graben* em subsuperfície (vide figura 14); outro baixo expressivo a oeste da bacia, possui orientação norte-sul. **B.** Mapa de isópacas para o Grupo Serra Grande. Isópacas modificadas de Cunha (1986). O SFTB se constituiu no principal eixo deposicional da Bacia do Parnaíba durante a deposição dos grupos Serra Grande e Canindé. **C.** Mapa de isópacas para o Grupo Balsas, modificado de Neves *et al.* (1990). Durante a deposição do Grupo Balsas, o eixo deposicional da bacia assume uma direção E-W. **D.** Distribuição das rochas ígneas intrusivas e extrusivas na Província Parnaíba. As rochas extrusivas das formações Mosquito e Sardinha tem um trend principal E-W, com um trend secundário ao longo do eixo principal do SFTB, melhor evidenciado pela distribuição das soleiras de diabásio. Kimberlitos das províncias Picos e Gilbués também têm sua distribuição influenciada por estruturas lineares. Área de ocorrência das formações Sardinha e Mosquito e intrusões kimberlíticas segundo CPRM (2004); distribuição das soleiras de diabásio modificada de de Arêas *et al.* (2013).

Figura 14

Seção sísmica da Província Parnaíba (localizada em amarelo no *inset*) com dados da seção migrada em tempo convertida em profundidade; notar a estrutura tipo *graben* (1) instalada sobre o eixo principal do SFTB, evidenciada pelo espessamento do Grupo Serra Grande e da Formação Itaim. Modificado de Cunha (2012).

2.4 Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados

Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados comumente estão associadas a atividade tectônica penecontemporânea à sedimentação, e estão entre as ferramentas mais úteis para a reconstrução da história tectônica de uma bacia. A revisão a seguir aborda de forma resumida os mecanismos de deformação e possíveis agentes desencadeadores, e enfatiza o uso dessas estruturas aplicado ao estudo de bacias sedimentares.

2.4.1 Conceitos

Estruturas de deformação sinsedimentar podem possuir caráter tanto rúptil (falhas sinsedimentares) quanto dúctil (deformação hidrolástica ou liquidificação de sedimentos inconsolidados), ou ainda possuir caráter misto (deformação rupto-dúctil). Deformações rúpteis e dúcteis podem ocorrer num mesmo afloramento e associadas a um mesmo evento, o caráter da deformação variando segundo as propriedades reológicas dos materiais envolvidos. Estruturas geradas por liquidificação de sedimentos granulares inconsolidados possuem especial interesse nos estudos de bacias sedimentares.

O termo **liquefação** (*liquefaction*) foi definido por Youd (1973) como a “transformação de um material granular de um sólido para um estado liquefeito em consequência do aumento da pressão da água nos poros”. Porém, na forma como é empregado nos estudos de sismicidade e mecânica de solos, o termo em geral engloba fenômenos relacionados porém distintos.

Allen (1984) dá o nome genérico de **liquidificação** (*liquidization*) à transição de estado que pode ser sofrida pelos sedimentos, passando de um estado similar a um sólido para um similar a um líquido viscoso, por perda de resistência mecânica. O autor distingue dois mecanismos principais de liquidificação:

1. Liquefação (*liquefaction*): é a quebra da trama do sedimento a um tal grau que os grãos não são mais suportados mutuamente, mas se tornam dispersos no fluido dos poros.

2. Fluidificação (*fluidization*): é causada por fluido sendo forçado para cima através da massa de grãos até que o peso das partículas seja compensado pelo arrasto do fluido; os grãos então deixam de ser mutuamente sustentados e o material se expande. A fluidificação exige um suprimento externo de fluido (enquanto na liquefação qualquer fluido que penetre a massa de grãos o faz de forma passiva e não influencia a mudança de estado do sedimento).

Deformação hidroplástica ocorre em sedimentos suportados por grãos com limite de elasticidade significativo e velocidades de fluidos nos poros abaixo daquelas requeridas para liquidação (Lowe 1975). O limite de elasticidade elevado pode ser gerado por forças coesivas, como em argilas, ou por resistência friccional, em areias e cascalhos bem compactados. Estes últimos não se deformam prontamente em condições normais de deformação sinsedimentar, e por isso deformação hidroplástica em geral envolve materiais argilosos.

Sedimentos com estruturas de deformação sinsedimentar geneticamente ligada a terremotos são denominados **sismitos** (Seilacher 1969). O termo é aqui empregado no sentido mais restrito proposto por Montenat *et al.* (2007), que restringem o uso do termo “sismo” (sismos *sensu strictu*) a deformações cossísmicas em sedimentos inconsolidados geradas por excesso de pressão da água neles contida.

2.4.2 O processo de geração de estruturas de deformação sinsedimentar

Owen (1987) nota que, para que um material que normalmente se comporta como um sólido exiba um comportamento similar ao de um líquido, é necessário que ocorra a ação de algum processo, por ele denominado um **mecanismo de deformação**, ou seja, “um mecanismo cuja ação possibilita que a deformação ocorra” (Owen 1987), e distingue entre mecanismos de deformação plástica e mecanismos de deformação viscosa. Estes últimos são os mesmos propostos por Allen (1984), com o acréscimo de dois mecanismos que ocorrem em materiais coesivos (principalmente argilas): comportamento tixotrópico e alta sensibilidade.

O mecanismo de deformação precisa ser iniciado por um **agente desencadeador** (*trigger*) externo (Owen 1987). O autor ressalta que, em muitas circunstâncias, a mera ação de um mecanismo de deformação pode causar pouca ou nenhuma deformação; em geral, é necessária a ocorrência de um esforço atuando enquanto o mecanismo de deformação opera. O estilo das estruturas de deformação vai depender da geometria inicial do sedimento e de características do mecanismo de deformação, mas é determinado principalmente pela orientação dos esforços deformantes. O sistema físico responsável por esses esforços pode ser chamado de um **sistema de forças motrizes** (*driving force system*). A figura 15 sumariza o processo de geração de estruturas de deformação sinsedimentar conforme descrito por Owen (1987).

Figura 15

Esquema do processo de geração de estruturas de deformação sinsedimentar. Um mecanismo de deformação é responsável pela perda de resistência mecânica do sedimento. Esse mecanismo é consequência da ação de um agente desencadeador, responsável pelo aumento da pressão de fluidos nos poros que aciona o mecanismo de deformação. Sobre o sedimento com baixa resistência mecânica, atua um sistema de forças motrizes, que será o principal responsável pelas características das estruturas geradas. Baseado em Owen (1987).

Diversos agentes podem desencadear a liquidação de sedimentos inconsolidados. Entre eles, podemos citar:

- influxo de fluidos provenientes de fonte externas ao sedimento;
- sobrecarga associada a processos deposicionais;
- glacioteclonismo;
- ação de ondas;
- tsunamis;
- impactos de meteoritos;
- bioturbação;
- abalos sísmicos.

Owen & Moretti (2011) classificam os vários possíveis agentes desencadeadores como agentes desencadeadores **autógenos** (isto é, aqueles diretamente associados com os processos e padrões de sedimentação) e agentes desencadeadores **alógenos** (aqueles externos ao processo de sedimentação - em geral terremotos).

Identificação de estruturas de deformação desencadeadas por abalos sísmicos são o principal foco de interesse desta tese, e critérios para a identificação do agente desencadeador serão discutidos em detalhe no item 3.5.1.

Na liquidação induzida por abalos sísmicos, o aumento da pressão de fluidos no sedimento é causado por esforços cisalhantes, produzidos pela propagação de ondas de cisalhamento cíclicas para cima a partir do embasamento rochoso e através da coluna de solo ou sedimentos. Ondas de superfície podem ter importância local (Obermeier 1996a). A figura 16 ilustra de forma esquemática esse processo.

Figura 16

Representação esquemática do mecanismo de liquidação cíclica associada a terremotos. Em **(A)**, um arranjo de elipses (em preto) representa o sedimento em repouso, submetido ao esforço efetivo de sobrecarga inicial (σ_0); cada elipse toca ao menos uma outra, e as forças de contato intergranulares (setas vermelhas) são responsáveis pela coesão e resistência mecânica do sedimento. P_{H_2O} representa a pressão de água nos poros do sedimento. Em **(B)**, o sedimento passa a ser submetido a um esforço cisalhante horizontal cíclico (τ_h) ocasionado pela passagem de ondas sísmicas; P_{H_2O} aumenta, os grãos passam a ser parcialmente sustentados pelo fluido dos poros e as forças de contato intergranulares diminuem, com alguns grãos se desconectando; o sedimento passa a um estado parcialmente liquefeito. **(C, D)** à medida que P_{H_2O} aumenta, com a continuidade do esforço cisalhante, os grãos se desconectam completamente, e o sedimento passa a um estado totalmente liquefeito. **(E)** Se P_{H_2O} exceder o esforço de sobrecarga (σ_0), o sedimento pode passar a um estado fluidificado, com elutriação de grãos e eventual intrusão de camadas sobrepostas. **(F)** cessado o efeito do esforço cisalhante, P_{H_2O} volta ao normal e os grãos se ressedimentam, em geral num arranjo mais compacto que o inicial, deixando um excesso de fluido. A figura é uma síntese baseada no texto e figuras de Allen (1984, v.2, fig. 8.2), Owen (1987, fig. 3) e Obermeier (1996a, fig. 1).

2.4.3 Categorias de estruturas de deformação sinsedimentar

Owen *et al.* (2011) propõem as seguintes categorias de estruturas de deformação sinsedimentar:

Estruturas de sobrecarga

Estruturas de sobrecarga são estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados, compreendendo sinformas (*load casts* e pseudonódulos) e antiformas (estruturas em chama e diápiros) (Owen 2003). Estão em geral associadas a instabilidades de Rayleigh-Taylor, as quais se desenvolvem na interface de fluidos de densidades diferentes, superpostos ou acelerados um em direção ao outro (Chandrasekhar 1961, p. 428). Instabilidades de Rayleigh-Taylor podem ocorrer em sedimentos com um gradiente inverso de densidade (ou seja, sedimentos mais densos superpostos a sedimentos menos densos). No entanto, em sedimentos com limite de elasticidade suficientemente elevado, essa instabilidade é latente; é necessário que os sedimentos estejam num estado liquidificado ou hidroplástico para que a instabilidade se desenvolva (Allen 1984).

A deformação deste tipo de estrutura está associada a forças gravitacionais associadas ao gradiente inverso de densidade, e é dominada por deslocamentos verticais (Owen *et al.* 2011). Uma classificação dos diferentes tipos de estruturas de sobrecarga foi proposta por Owen (2003).

Estruturas de sobrecarga têm sido associadas a terremotos por diversos autores (*e. g.* Howard & Lohrengel II 1969, Brodzikowski *et al.* 1987, Pope *et al.* 1997, Nogueira *et al.* 2003, Nikolaeva 2009). No entanto, deve-se ter cautela nessa associação, visto que a formação dessas estruturas pode ser facilmente desencadeada por outros agentes, entre os quais acumulação rápida de sedimentos (Obermeier 1996a, Owen 2003), ação de ondas, movimentos de águas artesianas, degelo de solos congelados, alívio de pressão em sedimentos confinados (Owen 2003) e flutuações de maré (Owen 2003, Greb & Archer 2007).

Laminação e estratificação convolutas

São estruturas similares às de sobrecarga, também associadas a deslocamentos verticais, mas que diferem destas por não possuírem uma interface simples entre sedimentos de propriedades relógicas distintas (Owen *et al.* 2011). Allen (1977) propôs um esquema de classificação destas estruturas.

Vários autores também associam laminações convolutas a paleossismicidade (*e. g.* Sims 1975, Cojan & Thiry 1992, Fernandes & Coimbra 1993, Fragoso-César *et al.* 2001). No entanto, cabe ressaltar que as mesmas ressalvas feitas quanto à essa associação para as estruturas de sobrecarga se aplicam aqui.

Estratificação cruzada deformada

Deformações em estratificações cruzadas variam de simples dobras recumbentes parabólicas a contorcções caóticas dos estratos (Owen *et al.* 2011).

Estratos cruzados são depositados predominantemente pelo processo de avalanche, tem alta porosidade e são muito moles, sendo comumente envolvidos em deformações sinsedimentares, gerando estratificações cruzadas recumbentes (*recumbent cross-bedding*, *oversteepened cross-bedding*) (Allen & Banks 1972). Os autores propõem uma classificação dos diferentes tipos de deformação e um modelo teórico para a gênese do tipo mais simples.

Allen & Banks (1972) consideram choque sísmico como o principal agente desencadeador da liquefação do sedimento necessária para a geração de estratificações cruzadas recumbentes; dessa forma, a presença dessas estruturas se constituiria numa pista importante da ocorrência de atividade tectônica durante a sedimentação. A mesma associação entre deformação de estratos cruzados e terremotos também foi feita por Jones (1962), Bhattacharya & Bandyopadhyay (1998), Rossetti (1999) e Santos *et al.* (2012). No entanto, Røe & Hermansen (2006) consideram que as estratificações cruzadas recumbentes não têm um terremoto como mecanismo desencadeador, mas sim estão associadas a processos inerentes ao próprio sistema fluvial, como mudanças intermitentes na estrutura do fluxo. Os argumentos usados pelos autores para excluir uma possível origem sísmica são: **a.** a natureza localizada da deformação e **b.** a alternância lateral de estratos não deformados e cunhas tangenciais de sedimentos deformados, sugerindo que a duração de cada evento de liquefação foi muito menor do que a esperada se terremotos estivessem envolvidos.

Lençóis de escorregamento (*slump sheets*)

São estruturas dominadas por falhas inversas e dobras isoladas ou contínuas, associadas a escorregamentos declive abaixo de massas de sedimento (Owen *et al.* 2011). Dobras e falhas geradas por escorregamento em geral tendem a apresentar uma vergência bem definida (Woodcock 1976, Rupke 1976, Smith 2000 e Strachan & Alsop 2006), no sentido do declive, embora restrições temporárias na superfície basal do escorregamento possam gerar localmente dobras com vergências opostas ao sentido do declive (Strachan & Alsop 2006). Estruturas extensionais podem se formar nas partes proximais do escorregamento (Martinsen & Bakken 1990).

Embora sejam mais comuns em declives mais elevados, escorregamentos podem ocorrer mesmo em superfícies com inclinação de 1° ou menos (Lewis 1971, Wells *et al.* 1980), desde que haja um mecanismo que induza a perda de resistência mecânica do sedimento. Lewis (1971) associa essa perda de resistência mecânica ao colapso de siltes arenosos induzido por grandes terremotos.

Estruturas de colapso

Formam-se quando o sedimento não é mais suportado pelo substrato; as estruturas formadas podem ser variadas, e algumas podem ser similares a estruturas de sobrecarga (Owen *et al.* 2011).

Estruturas de escape de água e de injeção de sedimentos

São formadas pela expulsão de fluidos presentes nos poros do sedimento, e incluem estruturas tipo *dish and pillar*, diques e sills clásticos e vulcões de areia (Owen *et al.* 2011).

Estruturas de injeção de sedimentos estão entre as mais úteis como ferramentas para o estudo da história tectônica de bacias sedimentares, e em tempos mais recentes seu estudo vem assumindo crescente importância na área de exploração e produção de petróleo e gás, como caminhos de percolação de fluidos e mesmo como reservatórios com potencial de exploração, no caso de estruturas maiores (Hurst *et al.* 2011). Por isso estas estruturas serão consideradas aqui em maior detalhe.

Estruturas de injeção de sedimentos são muitas vezes designadas sob o nome *injectitos*; embora inicialmente utilizado para descrever estruturas intrusivas de grande porte evidenciadas em seções sísmicas (*e. g.*, Hurst *et al.* 2003, Rodrigues *et al.* 2009), o termo vem ganhando aceitação como nome genérico para englobar todas as estruturas originadas por injeção forçada de sedimentos (*e. g.* Kane 2010, Withmore & Strom 2010). No caso da presente tese, no entanto, preferiu-se utilizar o termo “dique clástico” para estruturas de injeção de sedimentos discordantes e de forma tabular, ao invés do termo “injectito”, mais genérico, que engloba tanto corpos tabulares e cilíndricos (*pipes*) quanto corpos concordantes (*sills* clásticos).

Injectitos podem assumir grandes dimensões, com dezenas de metros de espessura e centenas de metros de comprimento, como por exemplo o dique clástico mencionado por Hayashi (1966), com 35m de espessura, 420m na vertical e 3.800m de comprimento. Complexos de injectitos podem assumir escala regional, afetando áreas com centenas ou mesmo milhares de quilômetros quadrados, como os estudados por Vigorito *et al.* (2008) nas Panoche Hills, Califórnia e Surlik & Noe-Nygaard (2003) na Groenlândia.

Diques clásticos de injeção são formados a partir da injeção forçada de sedimentos em estado fluidificado nas rochas adjacentes (Jolly & Lonergan 2002). Embora em geral a intrusão ocorra em outros sedimentos, há exemplos de diques de injeção em rochas cristalinas, como granitos (Harms 1965) e em rochas vulcânicas e subvulcânicas (Walton & O’Sullivan 1950). O processo de injeção de diques clásticos resulta da combinação de fluidificação e fraturamento hidráulico (Jolly & Lonergan 2002, Hurst *et al.* 2011), e geralmente envolve duas fases: a geração de uma rede de fraturas em rochas mais consolidadas, por diversos processos (inclusive distensão lateral e movimentos oscilatórios

da cobertura consolidada devidas à passagem de ondas sísmicas) e a injeção das fraturas pelos sedimentos sob pressão. Esses fenômenos podem ser simultâneos ou sucessivos e recorrentes (Montenat *et al.* 2007).

Jolly & Lonergan (2002) propõem um processo em três etapas para a geração de intrusões clásticas:

1. Geração de um excesso de pressão de fluidos num corpo de areia confinado.
2. Ruptura da camada selante.
3. Fluidificação do horizonte clástico.

Na fluidificação associada a terremotos, o sedimento injetado comumente extravasa na superfície, formando estruturas conhecidas como vulcões de areia, *sand blows*, *sand boils* e *sand vents*. Essas estruturas frequentemente se mostram alinhadas, acompanhando a orientação de um dique clástico em subsuperfície, embora também possam ocorrer associadas a *pipes* isolados. A probabilidade de preservação de estruturas extrusivas é baixa (Montenat *et al.* 2007).

A figura 17 mostra de forma esquemática os fatores que influenciam a formação de injectitos e estruturas extrusivas por fluidificação associada a abalos sísmicos.

Figura 17

Esquema mostrando relações entre os sedimentos, condições da carga sísmica e caminhos do fluxo de água (setas azuis) envolvidos na formação de intrusões clásticas e estruturas extrusivas associadas a abalos sísmicos; σ_0 = esforço efetivo de sobrecarga inicial; τ_0 = esforço cisalhante horizontal cíclico; γ = tensão cisalhante; a = aceleração horizontal. Modificado de Obermeier (1996b).

Estruturas de injeção são em geral preenchidas com sedimentos psamíticos, embora se conheçam exemplos pelíticos, psefíticos e mesmo carbonáticos. Bezerra *et al.* (2005) descreve estruturas de injeção em sedimentos quaternários de granulação grossa (conglomerados e areias conglomeráticas) nos estados do Ceará e Rio Grande do Norte. Os autores relacionam as estruturas a processos de fluidificação e elutriação (isto é, ressedimentação dos clastos no interior da estrutura após a expulsão do material fluidificado) dos sedimentos. Ainda segundo os autores, as estruturas apresentam a seguinte zonação vertical: uma zona basal, composta por bolsões de liquefação; um zona intermediária, composta por pilares de elutriação; e uma zona superior, composta por diques clásticos.

Diques clásticos são a fonte de dados mais importantes em estudos de paleossismicidade (Obermeier 1996b), e a ocorrência de enxames destes em áreas sem declividades acentuadas durante a deposição é considerada uma assinatura de paleossismicidade (Obermeier 1996a). Como tal, diques de injeção devem ser cuidadosamente diferenciados de diques de preenchimento, isto é, diques formados a partir do preenchimento passivo de fraturas preexistentes. Diques clásticos de injeção podem ser formados de cima para baixo, mas mais comumente o processo de injeção se dá de baixo para cima, gerando algumas características diagnósticas que permitem distinguí-los dos diques netunianos – por exemplo, diques que se ramificam em direção ao topo da camada, como os mencionados por Williams (1976) e Riccomini *et al.* (2005a). Xenólitos da rocha encaixante também podem indicar o sentido do movimento, quando é possível identificar o nível do qual provêm.

Intrusões clásticas foram associadas a abalos sísmicos por muitos autores, desde os trabalhos clássicos de Diller (1890) e Fuller (1912); pode-se mencionar também os trabalhos de Williams (1976), Scholl & Walde (1980), Plint (1985), Obermeier *et al.* (1990), Tuttle & Seeber (1991), Riccomini *et al.* (1992), Surlik & Noe-Nygaard (2003), Bezerra *et al.* (2005), Shi *et al.* (2007) e Withmore & Strom (2010).

Uma discussão mais detalhada do uso de diques clásticos (e outras estruturas de deformação sinsedimentar) como ferramentas no estudo de bacias sedimentares será feita no item 3.5 (pág. 60), e procedimentos para coleta e interpretação de dados de espessura e orientação de diques clásticos são descritos no item 3.4.1 (pág. 54).

3. Materiais e métodos

3.1 Análise de produtos de sensores remotos

Os modelos digitais de elevação obtidos a partir das imagens de radar orbital da Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) foram o principal produto de sensoriamento remoto empregado neste trabalho. A opção por essas imagens decorreu do fato de serem gratuitas e de fácil obtenção (disponíveis via Internet, no *site* <<http://earthexplorer.usgs.gov/>>). Inicialmente, foram utilizadas imagens com resolução espacial de 90m (3arcseg), as únicas disponíveis à época do início dos trabalhos. Mais recentemente (novembro de 2014), foram disponibilizadas pelo USGS as imagens com resolução espacial de 30m (1 arcseg) para a América do Sul, ainda em tempo para serem úteis na elucidação de alguns problemas de detalhe. O *software* utilizado para a análise dos modelos digitais de elevação foi o programa GlobalMapper, versão 11.0.

A análise qualitativa de modelos digitais de elevação foi efetuada tendo em vista três objetivos principais: 1. nortear a execução dos trabalhos de campo; 2. definir o traçado de grandes estruturas e 3. correlacionar os dados obtidos nos modelos digitais com dados geológicos de campo e da literatura.

Devido à grande extensão da área a ser estudada, a identificação das feições lineares mais proeminentes nos modelos digitais de elevação foi de fundamental importância na definição de alvos para a realização dos trabalhos de campo. Outros produtos de sensores remotos (por exemplo, imagens LANDSAT e em especial, as obtidas com o *software* Google Earth Pro) também foram de grande auxílio nesta etapa, bem como a utilização de cartas geológicas e topográficas.

Um dos principais focos da análise de modelos digitais de elevação foi a definição do traçado do eixo principal do SFTB na América do Sul e na África, e bem como de possíveis estruturas relacionadas na América do Sul. Outras estruturas importantes, como os lineamentos de Senador Pompeu e Tocantins-Araguaia também foram contempladas nesta análise.

Os modelos digitais de elevação foram empregados na correlação das principais feições lineares com falhas identificadas na literatura e também para verificar a possível associação destas com as estruturas de deformação identificadas em levantamentos de campo.

3.1.1 Análise de modelos digitais de elevação

Os modelos digitais de elevação foram analisados com iluminações rasantes e de baixo ângulo (variando entre 1 e 30°) e sobrelevações variáveis (até 100x). As imagens também foram analisadas variando-se o rumo de incidência da iluminação (iluminação proveniente de 0°, 45°, 90° e 315°, este último tendo em geral se mostrado o mais útil, dada a orientação NE-SW de muitas das estruturas). O efeito da variação da iluminação é exemplificado na figura 19 (**A**, **B**).

Foram também analisadas imagens em tons de cinza e utilizando-se diferentes paletas de cores para a codificação das altitudes. Os procedimentos adotados para a confecção e utilização dessas imagens é discutido a seguir.

Deve ser ressaltado que há um certo grau de subjetividade inerente a este tipo de análise. Dessa forma os resultados obtidos mediante a análise do modelo digital de elevação foram sempre que possível cotejados com dados de levantamentos geofísicos (em especial mapas aeromagnetométricos, mapas de anomalias gravimétricas também se mostrando úteis) e mapas geológicos, para uma maior confiabilidade das interpretações efetuadas.

Uso de paletas de cores para a interpretação e apresentação de modelos de elevação.

O uso de uma paleta de cores para a representação de diferentes altitudes é de grande valia para a interpretação de modelos digitais de elevação. Variações de altitude são mostradas mais claramente desta forma, facilitando a identificação de eventuais estruturas presentes.

Em geral, são utilizadas paletas do tipo espectral (“arco-íris”), como a mostrada na figura 19 (**C**). A paleta utilizada não é uma paleta espectral padrão (não segue exatamente a ordem de cores do espectro visível), e foi confeccionada utilizando-se um intervalo de elevação de 1m entre 0 e 990m acima do nível do mar. Maior variação de cor foi concentrada no intervalo entre 200 e 800m, que corresponde ao intervalo predominante de elevações para a Província Parnaíba (figura 18), de forma a ressaltar as variações de relevo dentro da província.

Paletas do tipo espectral, no entanto, apresentam uma série de desvantagens. A principal delas é que, embora as cores numa paleta espectral sejam ordenadas segundo os comprimentos de onda, elas não são ordenadas segundo as intensidades de iluminação percebidas pelo olho humano. Dessa forma, paletas espectrais geram uma série de artefatos (por exemplo, transição brusca entre o verde e o amarelo, como pode ser observado na figura 19, **C**). Além disso, a falta de correspondência entre a sequência de cores e as intensidades percebidas gera uma aparência artificial e pouco agradável (Nicolli 2012).

Figura 18

Perfis altimétricos da Província Parnaíba com direção N-S (A), W-E (B) e NE-SW (aproximadamente ao longo do eixo principal do SFTB) (C), mostrando a variação de altitude dentro da província.

O uso de paletas espectrais também cria dificuldades de interpretação para pessoas que sofram de algum tipo de deficiência na percepção de cores (cerca de 8% dos homens caucasianos, segundo Light & Bartlein [2004]) (figura 19, E-F). Assim, o uso de paletas espectrais pode gerar problemas na interpretação dos dados, e não é recomendável para a apresentação destes.

Paletas de cores alternativas, que evitam os problemas apresentados pelas paletas espectrais, têm sido desenvolvidas por diversos autores. Kindlman *et al.* (2002) apresentam paletas de cores criadas por uma técnica denominada interpolação controlada de luminância (luminância = intensidade luminosa por unidade de área). Uma versão modificada de uma destas paletas (denominada linear L^* ajustada [Nicolli 2012]) produziu resultados particularmente bons (figura 19, D). A paleta acha-se disponível para download em <https://mycarta.files.wordpress.com/2012/08/linearl_face_based.xls>.

A análise e interpretação dos modelos digitais de elevação para a identificação das principais estruturas lineares foi feita utilizando-se tanto a paleta espectral mencionada acima, quanto a imagem em tons de cinza e a paleta linear L^* ajustada. Imagens confeccionadas a partir de modelos digitais de elevação apresentadas na presente tese utilizam a paleta linear L^* ajustada ou uma paleta em tons de cinza, nos casos em que a paleta de cores interfere com a legibilidade da figura. Uma extensa discussão a respeito do uso de paletas de cores para a apresentação de dados científicos pode ser encontrada em Nicolli (2012).

Figura 19

Imagens SRTM da borda leste da Bacia do Parnaíba, mostrando o efeito da variação do rumo de incidência da iluminação (**A-B**) e uso de paletas de cores (**C-F**). **A**. Com uma iluminação incidente de uma direção aproximadamente perpendicular (315°) as falhas que compõem o Sistema de Falhas Trans-brasileiro (SFTB) (**1**: Falha Café-Ipueiras, **2**: Lineamento Sobral-Pedro II **3**: Falha de Guaraciaba) se mostram como feições lineares destacadas. **B**. Com uma direção de iluminação aproximadamente paralela (045°), as falhas que compõem o SFTB quase não são visíveis. **C**. O uso de uma paleta tipo espectral realça as feições de relevo (como em 4), mas também gera artefatos, como uma transição abrupta do verde para o amarelo (melhor visível na área sem sobreado de relevo circundada em branco). **D**. O uso de uma paleta baseada na luminância (paleta linear L^* ajustada de Nicolli [2012]) elimina os artefatos, além de ser visualmente mais agradável. **E**, **F**: Simulações de C e D (respectivamente) como apareceriam para uma pessoa que sofre de deuteranopia (cegueira para o verde). Note-se que a imagem E apresenta-se confusa e com aparentes inversões de relevo, enquanto a imagem F permite uma leitura correta da variação do relevo.

Integração com cartas geológicas e topográficas

Informação contida em cartas topográficas e geológicas foi utilizada de forma integrada com os produtos de sensores remotos (modelos digitais de elevação e imagens Google Earth) na etapa de planejamento dos trabalhos de campo e na interpretação dos modelos digitais de elevação. Sempre que necessário, as cartas geológicas foram georreferenciadas utilizando-se o *software* Global Mapper 11. Foram utilizadas cartas na escala 1: 1.000.000 da CPRM (CPRM 2004) e do projeto RADAMBRASIL (1973a, 1973b, 1973c, 1974a, 1974b, 1981a, 1981b, 1981c, 1983) e as cartas na escala 1:500.000 de Lima & Leite (1978). Para a borda leste da Bacia do Parnaíba foram utilizadas cartas na escala 1:100.000 (folhas Ipueiras [CPRM 2013], Frecheirinha [CPRM 2014a] e Ipu [CPRM 2014b]) e na borda oeste foram utilizadas cartas na escala 1:250.000 (folhas Miracema [CPRM 2014c] e Porto Nacional [CPRM 2014d]). Deve-se ressaltar, porém, que embora recentemente tenham sido publicadas cartas de detalhe de boa qualidade (principalmente nas bordas da bacia), a cartografia geológica da Província Parnaíba ainda deixa bastante a desejar; estas cartas geológicas devem ser empregadas com cautela, sempre que possível cotejando o que é mostrado nas cartas com o que é observado em campo.

Integração das cartas geológicas com os modelos digitais de elevação foi utilizada na associação das estruturas lineares identificadas nos modelos com falhas mapeadas. Neste sentido, foram especialmente úteis as cartas do projeto RADAMBRASIL.

3.2 Levantamentos de campo

Foram estudados na Província Parnaíba e Bacia Água Bonita um total de 172 afloramentos, com foco principal na faixa afetada pelo Sistema de Falhas Transbrasiliiano (identificados com a sigla “LTB” nos mapas de localização). Adicionalmente, foram incluídos na presente tese afloramentos estudados no âmbito dos projetos “Caracterização geológica e geofísica da potencial estrutura de impacto de Santa Marta/PP”, na borda sudeste da bacia (8 afloramentos, identificados com a sigla “SMG”) e “Developing facies models for Large River Systems” (31 afloramentos, identificados pela sigla “PSG”), ambos financiados pela FAPESP.

A ênfase dos trabalhos de campo foi na documentação e descrição de estruturas de deformação sinsedimentar. Especial atenção foi dedicada a estruturas passíveis de indicar os campos de paleotensões à época da sedimentação, como diques clásticos e dados pareados superfícies de falhas e respectivas estrias em falhas sinsedimentares. Neste último caso, além das orientações foram medidas também suas espessuras, um dado para o qual se tem dado pouca atenção em estudos dessas estruturas. Também foram medidas estruturas de deformação pós-sedimentar, como juntas e falhas.

Todas as medidas de estruturas foram feitas em notação Clar (rumo do mergulho), visando não apenas a maior facilidade de medição no campo, mas também no seu posterior tratamento estatístico.

3.3 Documentação fotográfica, tratamento e interpretação de imagens

Especial atenção foi dada à documentação fotográfica dos afloramentos estudados. Além do valor *per se* das imagens como documento, desenho e interpretação das fotos de campo foram uma das principais ferramentas de trabalho utilizadas na presente tese.

Sempre que possível as fotos foram obtidas em campo como imagens RAW, que é um nome genérico para o formato da imagem não processada obtida pelo sensor digital da câmara. Diferentes fabricantes usam diferentes formatos para imagens RAW (por exemplo, .NEF para câmaras Nikon, .CRW para câmaras Canon, etc). Imagens RAW preservam o máximo possível de informações da imagem, em especial no que diz respeito ao alcance de luminosidade e cores, bem como os metadados associados à imagem. No entanto, para edição, confecção de fotomosaicos, impressão etc. essas imagens precisam ser convertidas, e *softwares* específicos se fazem necessários. No caso do presente doutorado, foi utilizado o *software* FastStone Image Viewer, que é gratuito e permite a visualização e conversão de uma grande variedade de formatos.

3.3.1 Confecção de fotomosaicos

Em geral, os afloramentos que permitem a melhor caracterização das estruturas estudadas são extensos, tornando necessária a confecção de fotomosaicos dessas exposições. Para tanto, podem ser utilizados softwares específicos. Neste trabalho, foi utilizado o *software* PanaVue Image Assembler (versão 3.5), que oferece simplicidade de uso e resultados bastante satisfatórios. No entanto, é bom ressaltar que os melhores resultados não são obtidos utilizando as funções automáticas do programa, e que um pouco de trabalho manual é necessário. O procedimento seguido para confecção de fotomosaicos é o seguinte:

1. Obtenção das imagens: fotografa-se o afloramento com bastante sobreposição entre duas fotos consecutivas (mais de 50%). Isso garante que todo o afloramento será coberto, diminui erros de paralaxe e permite que se elimine eventuais imagens defeituosas (desfocadas, tremidas etc.), além de proporcionar mais flexibilidade na etapa 3. É recomendável utilizar-se uma linha de referência (por exemplo, a linha de sinalização na margem de uma estrada) para evitar variação da distância ao afloramento. Deve-se procurar manter o plano focal da câmara paralelo à superfície do afloramento. O uso de tripés, embora recomendável, pode consumir bastante tempo; monopés fornecem uma alternativa mais prática e rápida.

2. Imagens de detalhe: imagens de detalhe das estruturas observadas e outros aspectos do afloramento, além de seu valor documental intrínseco, auxiliam na etapa de desenho e interpretação dos fotomosaicos, e sua obtenção é essencial.

3. Recorte das imagens: recortam-se as imagens de forma a deixar apenas uma estreita faixa de sobreposição entre duas imagens consecutivas; nesta etapa, deve-se procurar configurar os recortes de forma que estruturas que se queira ressaltar não fiquem em áreas de emendas.

4. Montagem do fotomosaico: no caso do *software* PanaVue Image Assembler confecciona-se o mosaico posicionando manualmente os pontos de ancoragem, de forma que estes se situem na faixa do afloramento que se quer evidenciar; isso evita que ocorram “degraus” indesejados nesta faixa. Os melhores resultados são obtidos usando apenas um ponto de ancoragem entre duas imagens consecutivas.

A figura 20 mostra de forma esquemática o processo de montagem dos fotomosaicos.

Erros de paralaxe devido ao deslocamento lateral da câmara são minimizados com o emprego da técnica descrita acima, mas erros induzidos pela inclinação do afloramento são quase inevitáveis no caso de afloramentos altos ou com ângulos de talude moderados a baixos. Na etapa de desenho e interpretação deve-se levar esse problema em conta, evitando-se, por exemplo, a duplicação de estruturas (figura 20, **D**).

Figura 20

Confecção de fotomosaicos. **A.** Sequência de fotos do afloramento; uma larga faixa de sobreposição (*setas vermelhas*) é recomendável na obtenção das imagens. **B.** Corta-se o excesso de sobreposição (*áreas hachuradas*), mantendo-se apenas uma faixa estreita, e de forma a manter a estrutura que se quer ressaltar (o *graben* na foto central) sem emendas. **C.** Captura de tela do programa Panavue Image Assembler, mostrando a colocação manual dos pontos de ancoragem (*círculos amarelos*) na faixa do afloramento que se deseja ressaltar. **D.** Resultado final. Embora a técnica proporcione bons resultados, defeitos como duplicações por erros de paralaxe (*setas amarelas*) são quase sempre inevitáveis.

3.3.2 Imagens HDR

Uma técnica de tratamento de imagens que se mostra útil pra a análise de fotografias é a confecção de imagens HDR (*High Dynamic Range*). Imagens HDR fornecem um alcance de iluminação e contraste mais similar àquele do olho humano, ressaltando detalhes em áreas da foto sub ou superexpostas.

Para a confecção de imagens HDR é necessário a obtenção de ao menos três fotos da mesma cena, uma delas com exposição correta, uma subexposta e outra superexposta. As três imagens são então combinadas através de *softwares* específicos ou de edição de imagens (como por exemplo o programa Adobe Photoshop) (figura 21). O processo de obtenção das imagens, no entanto, demanda tempo e a relação custo-benefício pode ser pequena.

Alguns *softwares* permitem a confecção de imagens pseudo-HDR a partir de uma única imagem RAW, fornecendo resultados bastante satisfatórios, como é o caso do *software* Media Chance Dynamic Photo HDRI, utilizado no tratamento de imagens neste trabalho. Mapeamento tonal das imagens e geração de imagens em cor falsa às vezes se mostram bastante úteis para ressaltar diferenças sutis em fotos de afloramentos, facilitando a identificação de estruturas (figura 22).

Figura 21

Confecção de imagens HDR. Três imagens, uma com exposição normal (A), outra superexposta (B) e outra subexposta (C) combinadas pelo *software* Media Chance Dynamic Photo HDRI, resultando numa imagem HDR (D).

Figura 22

Imagens pseudo-HDR produzidas a partir de uma única imagem RAW. **A**, imagem original; **B**, mapeamento tonal da imagem RAW de forma a produzir um alcance de iluminação mais próximo ao do olho humano, melhorando o contraste e definição da imagem; **C**, mapeamento tonal em cor falsa da imagem A. Note-se que o mapeamento tonal ressalta a diferença entre níveis de arenito (rosado) e pelitos (verde).

3.3.3 Desenho e interpretação das fotos de afloramento

Como ficará evidente no restante desta tese, procurou-se confeccionar desenhos de detalhe a partir de todas as imagens relevantes para a descrição dos afloramentos. Essa atenção à ilustração atende a duas funções: 1. destacar as estruturas observadas, facilitando a visualização para o leitor e 2. a confecção de desenhos de detalhe é um valioso auxiliar na descrição e interpretação das estruturas observadas, tendo sido uma das principais ferramentas utilizadas nesta tese.

Para confecção dos desenhos foi usado o *software* CorelDraw, versão X3. Sempre que necessário, imagens HDR e a imagem original foram sobrepostas em diferentes camadas, de forma a auxiliar no processo de desenho e interpretação das fotos. De modo geral, no resultado final apresentado nesta tese foram descartadas as imagens HDR e utilizadas as imagens originais (exceto em casos de fotos com baixo contraste, onde foram usadas imagens HDR). As imagens sofreram um tratamento mínimo de aumento de contraste e aguçamento. Desenhos e a imagem a partir da qual foram gerados são apresentados lado a lado separadamente, de modo a não influenciar a interpretação do leitor.

3.4 Tratamento dos dados estruturais

Para tratamento dos dados estruturais (com exceção dos dados pareados de falhas e estrias) foi utilizado o *software* OpenStereo (Grohmann *et al.* 2011; disponível para download em <<http://www.igc.usp.br/index.php?id=395>>), que é um *software* livre que oferece diversas vantagens sobre outros *softwares* equivalentes, entre as quais podem ser ressaltados: facilidade de uso; saída gráfica de alta qualidade; possibilidade de ponderação das frequências dos diagramas em roseta por variáveis como comprimento ou espessura. Para cada conjunto significativo de dados, foram confeccionados diagramas planares, de isofrequências e em roseta. Diques clásticos foram tratados de forma diferenciada, como descrito no item a seguir.

Campos de paleotensões para dados pareados de falhas e estrias, depois de corrigidos manualmente (para garantir que as estrias e planos coincidam) foram obtidos segundo o método dos diedros retos de Angelier & Mechel (1977) através do *software* Stereo32, a versão de uso livre do qual é disponível no *site* <<http://www.ruhr-uni-bochum.de/hardrock/downloads.html>>. Esse *software* é de fácil uso e confiável, embora sua saída gráfica deixe algo a desejar.

3.4.1 Tratamento dos dados de orientação de diques clásticos

Enxames de diques clásticos podem estar orientados segundo o esforço horizontal máximo (Sh_{max}) regional, conforme discutido a seguir (item 3.5.2). Por isso, dados de orientação de enxames de diques clásticos foram tratados de forma diferenciada, sempre que foi possível coletar um volume significativo de dados em campo.

A coleta de dados deve ser feita da forma mais completa possível. Idealmente, todos os diques clásticos de um afloramento devem ser medidos. Caso ocorra mais de um nível, os dados devem ser coletados e tratados em separado. Medidas de espessura dos diques, em geral negligenciadas na literatura, são de grande importância, conforme discutido no item a seguir. Deve-se também registrar outras características dos diques, tais como: presença de veios minerais, estruturas de fluxo, xenólitos da rocha encaixante, ramificações e acunhamentos, etc.

Tendo em vista que a quase totalidade dos diques estudados é subvertical, tem-se a provável ação de um esforço principal máximo horizontal e, neste caso a principal medida pertinente é o *strike* (isto é, a direção da linha horizontal do plano medido). Por isso, os diagramas de maior interesse para a interpretação dos dados são diagramas em roseta, embora diagramas planares e de isofrequências também possam ser apresentados, de forma a permitir uma visualização mais completa dos dados.

Espessura *versus* orientação

Uma variável que geralmente não é levada em conta no tratamento de dados estruturais de diques clásticos é a espessura destes. Quantidades diferentes de material podem estar sendo mobilizadas em diferentes direções, e dessa forma a relação entre a espessura dos diques clásticos e a orientação destes deve ser analisada.

Como passo inicial para a compreensão da distribuição de espessuras segundo a orientação dos diques, foram confeccionados histogramas de frequência e espessura total dos diques *versus* classes de espessura, bem como gráficos de frequência acumulada e espessura acumulada *versus* classes de espessura para os conjuntos de dados mais expressivos. A figura 23 mostra um exemplo, utilizando dados de diques clásticos da Formação Corumbataí (Permotriássico da Bacia do Paraná) do afloramento do km 161,5 da Rodovia dos Bandeirantes, no Município de Limeira (SP), estudado por Turra (2009). Os mesmos dados também são utilizados nos diagramas das figuras 24, 25, 26 e 27.

Figura 23

Histogramas de frequências e espessura total vs. classes de espessura e gráficos de frequência acumulada e espessura acumulada vs. classes de espessura para os diques clásticos do afloramento da Rodovia dos Bandeirantes, Formação Corumbataí

O uso do *software* Openstereo permite fazer a ponderação das frequências das orientações pela espessura, um passo importante para a compreensão do significado das medidas obtidas. A figura 24 mostra uma comparação entre o diagrama em roseta de frequência e de frequência ponderada pela espessura gerados pelo *software* Openstereo.

Figura 24

Comparação entre diagramas em roseta gerados pelo *software* OpenStereo, para um mesmo conjunto de diques clásticos do afloramento da Rodovia dos Bandeirantes da Formação Corumbataí. A = frequência, e B = frequência ponderada pela espessura. Note-se que a ponderação pelas espessuras ressalta a direção principal aproximadamente N-S e mostra uma direção secundária aproximadamente E-W, que não se destaca no diagrama A.

Filtragem dos dados

Diques clásticos de pequena espessura podem apresentar orientação mais dispersa que diques de maior espessura, fato observado por exemplo no afloramento LTB-139 (item xx, página xx). Isso pode produzir um “ruído” de numerosos diques clásticos de pequena espessura e orientação mais ou menos aleatória interferindo no “sinal” mostrado pelos diques clásticos de maior espessura. Dessa forma, foi elaborado neste trabalho um método gráfico que possibilita identificar visualmente quais espessuras de diques apresentam orientações mais dispersas, descrito a seguir.

Passo 1: constrói-se uma tabela (no caso, utilizando-se o *software* Microsoft Excel), correlacionando-se o *strike* dos diques com as classes de espessura (figura 25). As direções de *strike* foram convertidas para os quadrantes NE e NW, utilizando-se intervalos de 10°. O intervalo das classes de espessura é escolhido em função da variação de espessuras do conjunto de dados em questão (em geral intervalos de 1-2cm). Em seguida, conta-se o número de diques que ocorrem para cada direção de *strike*/classe de espessura.

Figura 25

Captura de tela do software Microsoft Excel mostrando planilha relacionando direções de orientação e classes de frequência para os diques clásticos do afloramento da Rodovia dos Bandeirantes da Formação Corumbataí, conforme descrito no texto.

Passo 2: a tabela é em seguida plotada num diagrama circular similar a um diagrama em roseta, subdividido em células segundo as orientações e classes de espessura; diferentes cores, tons de cinza ou padrões são utilizados para representar o número de diques clásticos em cada subdivisão.

Passo 3: determina-se visualmente até que espessura os dados apresentam maior dispersão. Dados abaixo dessa espessura são então eliminados, e um diagrama em roseta é confeccionado a partir dos restantes.

Resultados da aplicação deste método para os diques clásticos da Formação Corumbataí são mostrados nas figuras 26 e 27.

O tratamento estatístico mais detalhado e a filtragem dos dados pode revelar padrões ocultos ou pouco visíveis em conjuntos de dados de enxames de diques clásticos. Entretanto é importante ressaltar que artefatos podem ser gerados no processo (por exemplo, um único dique de orientação distinta dos demais e grande espessura pode influenciar bastante o resultado final). Dessa forma, diagramas com o conjunto total dos dados, sem o uso de ponderação ou filtragem, devem ser sempre considerados e apresentados na discussão dos resultados.

Figura 26

Aplicação do método descrito no item 3.4.1.2 para os diques clásticos do afloramento da Rodovia dos Bandeirantes da Formação Corumbataí. **A.** diagrama circular mostrando a relação entre o *strike* dos diques e as classes de espessura; diques clásticos com espessura menor que 10cm (*círculo vermelho*) apresentam maior dispersão e são excluídos. **B.** diagrama em roseta para todas as medidas e **C.** diagrama em roseta apenas para os diques com mais de 10cm de espessura. Note-se a grande redução na dispersão das medidas em C.

Figura 27

Comparação entre diagramas obtidos mediante de sucessivos processos de filtragem dos dados de orientações dos diques clásticos do afloramento da Rodovia dos Bandeirantes da Formação Corumbataí. **A.** Frequência (total). **B.** Frequência ponderada pela espessura (total). **C.** Frequência para os diques clásticos com mais de 10cm de espessura. **D.** Frequência ponderada pela espessura para os diques clásticos com mais de 10cm de espessura. Filtragem dos dados diminui a dispersão das medidas e resalta a direção principal (aproximadamente N-S) e em especial a secundária (aproximadamente E-W).

Efeito da orientação do corte

Outra possível fonte de distorção na obtenção de dados de orientação de enxames de diques clásticos é o efeito da orientação do corte. Perinotto *et al.* (2008), a partir da comparação de orientações de diques clásticos da Formação Corumbataí em cortes de estrada (inclusive o afloramento da Rodovia dos Bandeirantes supramencionado) e em planta (Pedreira Rocha, em Araras-SP, onde os diques apresentariam orientação aleatória) sugerem que a orientação preferencial dos diques seria aparente, resultando de um “efeito de corte” ou seja, as medidas seriam influenciadas pela orientação do afloramento, com direções subparalelas a esta sendo mascaradas e direções perpendiculares sendo ressaltadas. Dessa forma, os autores atribuem a orientação dos diques a esforços confinantes localizados e com orientação variável. No entanto, é bom notar que a falta de um tratamento estatístico mais cuidadoso dos diques da Pedreira Rocha (os autores apresentam apenas diagramas planares para este afloramento) torna difícil avaliar esta conclusão.

Idealmente, a maneira de evitar que a orientação do corte influencie os resultados seria a obtenção de medidas do mesmo nível em cortes com orientações distintas, ou efetuar as medidas em exposições em planta e em corte (já que exposições apenas em planta não permitem a visualização de características importantes dos diques). Isso, porém, pode ser bastante difícil, pois diferentes cortes contendo diques clásticos, quando ocorrem, podem se apresentar a grandes distâncias e sua correlação pode ser problemática, e boas exposições em planta não são comuns.

A experiência pessoal do autor sugere que, embora o “efeito de corte” exista e deva ser considerado (em especial pelo potencial mascaramento de direções subparalelas ao corte), por si só este efeito não gera a ilusão de uma orientação preferencial das estruturas. Neste sentido, três afloramentos estudados no presente doutorado foram particularmente elucidativos, apresentando diques clásticos em direções preferenciais perpendiculares ao corte (afloramento LTB-139), oblíquas a este (afloramentos LTB-168 e LTB-148) e diques expostos em planta (afloramentos LTB-139 e LTB-168). Uma discussão mais detalhada das orientações dos diques e possível influência do “efeito de corte” é apresentada no item 4.2.1, pág. 95 (afloramento LTB-168), 4.2.2, pág. 152 (afloramento LTB-139) e 4.2.5, pág. 178 (afloramento LTB-148).

Uma maneira prática de minimizar a subamostragem de orientações subparalelas ao corte é efetuar o máximo de medidas possíveis - idealmente, todos os diques devem ser medidos. Procurou-se, na medida do possível, seguir este procedimento na obtenção dos dados para o presente trabalho.

3.5 Estruturas de deformação sinsedimentar como ferramentas no estudo de bacias sedimentares

Estruturas de deformação sinsedimentar podem estar associadas à atividade tectônica penecontemporânea à sedimentação, e podem ser de grande utilidade para a reconstrução da história tectônica de uma bacia. Assim, a identificação do agente desencadeador da deformação é um primeiro passo necessário para sua utilização no estudo de bacias sedimentares. O problema da identificação do agente desencadeador é discutido a seguir.

3.5.1 Identificando o agente desencadeador

O primeiro objetivo a ser alcançado na análise de estruturas de deformação sinsedimentar é a distinção entre agentes desencadeadores autógenos e agentes desencadeadores alógenos (vide *supra*, p. 37) e, entre estes últimos, determinar se a deformação foi desencadeada por terremotos ou por outros agentes alógenos.

Diversos autores propuseram conjuntos de critérios para determinar se uma estrutura de deformação sinsedimentar foi originada por abalos sísmicos (*e.g.* Sims 1975, Obermeier 1996b, Rossetti 1999, Jones & Omoto 2000, Wheeler 2002, Owen & Moretti 2011). Um quadro comparativo dos critérios desses autores foi elaborado para a dissertação de mestrado do autor (Chamani 2011, p. 117) e a partir dele foi proposta uma síntese de critérios para a caracterização de uma estrutura de deformação sinsedimentar como sísmico, reproduzida na figura 28.

1. Mecanismo de deformação: a estrutura deve ser gerada por liquidação
2. Ausência de evidência de outros agentes desencadeadores.
3. Relação espacial ou geométrica com falhas ou lineamentos importantes
4. O nível deformado apresenta grande continuidade lateral.
5. Estruturas confinadas a uma única camada ou horizonte estratigráfico
6. Presença de mais de um tipo de estrutura.
7. Estruturas similares às descritas na literatura para terremotos históricos.
8. A repetição vertical mostra eventos recorrentes.

Figura 28

Síntese de critérios utilizados na literatura para identificação de sísmicos (Chamani 2011). Os critérios estão organizados grosso modo em ordem decrescente de importância.

Owen & Moretti (2011), porém, notam que a maioria dos critérios empregados para a definição de um agente desencadeador sísmico não são diagnósticos ou não são aplicáveis em escala de afloramento, não permitindo excluir outros possíveis agentes. Os autores defendem a realização de estudos detalhados, baseados no contexto sedimentológico e paleoambiental para possibilitar a distinção entre agentes desencadeadores autógenos e alógenos. A metodologia recomendada pelos autores para a determinação do agente desencadeador da deformação é sintetizada na figura 29.

Figura 29

Síntese da metodologia recomendada por Owen & Moretti (2010) para a interpretação do agente desencadeador de deformações sinsedimentares. Modificado de Owen & Moretti (2010)

Dessa forma, os critérios listados na figura 28 devem ser tidos antes como linhas-guia do que como critérios diagnósticos, devendo ser considerados no contexto específico sedimentológico e paleoambiental em que são encontrados. No entanto, embora concordemos com Owen & Moretti (2010) quanto às limitações da aplicação de critérios na caracterização de sismos, alguns critérios e combinações destes podem ser diagnósticos do agente desencadeador. Uma revisão e discussão dos principais critérios passíveis de serem utilizados na caracterização de sismos, bem como de possíveis combinações de critérios diagnósticas do agente desencadeador é apresentada a seguir.

1. Mecanismo de deformação: segundo a definição mais restrita de sismo adotada na presente tese (Montenat *et al.* 2007), uma condição *sine qua non* para que a estrutura seja considerada um sismo é que o mecanismo de deformação seja a liquidação do sedimento. Isso porém não exclui a possibilidade de que estruturas formadas por outros mecanismos (como deformação hidroplástica) também tenham um sismo como agente desencadeador, nem significa que deformação provocada por liquidação seja exclusiva de um agente desencadeador sísmico.

2. A ocorrência de outros agentes desencadeadores é improvável: idealmente, a exclusão de possíveis agentes desencadeadores autógenos deveria ser suficiente para caracterizar o agente desencadeador como alógeno. Na prática, porém, esse critério só é útil em alguns contextos sedimentares - por exemplo, depósitos de águas calmas e baixa taxa de sedimentação. Em alguns ambientes, como o fluvial e o periglacial, a possibilidade de ocorrência de deformação induzida por agentes autógenos é grande, e outros critérios devem ser considerados.

3. Extensão lateral: horizontes ou camadas deformados de grande extensão lateral (da ordem de ao menos alguns quilômetros) podem ser diagnósticos de atuação de agentes alógenos enquanto pequena extensão lateral é sugestiva de agentes autógenos. No entanto, na ausência de um bom marcador estratigráfico, a correlação de níveis deformados em afloramentos distantes uns dos outros pode ser difícil. Pequena extensão lateral também pode ser aparente, associada a uma variação lateral da susceptibilidade à liquefação. Mesmo que seja possível correlacionar o horizonte deformado por grandes distâncias (por exemplo, em escala de bacia) este critério por si só não permite diferenciar entre diferentes agentes alógenos, já que liquidação afetando sedimentos a distâncias da ordem de centenas de quilômetros tanto pode ser desencadeada por um impacto meteorítico quanto por um grande terremoto (por exemplo, liquidação de sedimentos induzida pelo terremoto de Tohoku, Japão [2011] foi registrada na baía de Tóquio, a quase 400km do epicentro [Bhattacharya *et al.* 2011]).

4. Estruturas confinadas a uma única camada ou horizonte estratigráfico: de forma geral, este critério não é diagnóstico, já que pode ocorrer tanto na deformação induzida por agentes alógenos quanto na induzida por agentes autógenos (vide, por exemplo, Greb & Archer 2007). No entanto, a ocorrência de camadas deformadas entre camadas não deformadas idênticas em litologia e fácies é diagnóstica de um agente desencadeador alógeno (Owen *et al.* 2011).

5. Recorrência da deformação: este é um critério potencialmente diagnóstico mas também bastante ambíguo, e deve ser julgado dentro do contexto específico. Como notam Owen & Moretti (2010), terremotos são eventos recorrentes, e dessa forma é esperado que ocorra repetição dos níveis deformados. No entanto, recorrência frequente dos níveis deformados é sugestiva de agentes autógenos. Adicionalmente, ao avaliar a recorrência de eventos, deve-se determinar se diferentes níveis deformados efetivamente correspondem a eventos distintos e não a deformação em diferentes profundidades induzidas por um único evento - através, por exemplo, da relação do nível deformado com a superfície de sedimentação à época do evento, ou de relações de corte entre estruturas.

6. Relação geométrica com falhas, lineamentos e outras estruturas: entende-se aqui por “relação geométrica” que a orientação de estruturas planares (como diques clásticos, planos de falhas sinsedimentares, planos axiais de dobras etc.) e/ou lineares (eixos de dobras etc.) esteja relacionada a alguma estrutura geológica. Orientações sistematicamente perpendiculares ou paralelas a falhas conhecidas sugere um agente desencadeador sísmico (vide, por exemplo, Whitmore & Strom 2010), embora não seja diagnóstico. Orientações radiais e/ou concêntricas a estruturas circulares identificadas como estruturas de impacto, por outro lado, são diagnósticas do agente desencadeador, embora na prática sua identificação dependa de boas exposições dos sedimentos afetados em várias direções diferentes a partir da estrutura de impacto, o que nem sempre é possível.

7. Relação espacial com falhas, lineamentos e outras estruturas: entende-se aqui por “relação espacial” duas situações distintas:

A. variação na intensidade da deformação em função da distância de uma estrutura geológica: esse critério é diagnóstico, tanto para agentes desencadeadores sísmicos como para impactos meteoríticos, mas pode ser de difícil aplicação, exigindo correlação de horizontes perturbados em longas distâncias. Adicionalmente, pode-se observar variação na intensidade da deformação sem que existam falhas com clara expressão em superfície, tornando difícil a aplicação deste critério.

B. os níveis deformados acham-se próximos ou coincidentes a falhas conhecidas: neste caso, a interpretação é ambígua e depende do contexto. Como mencionado acima, liquidação de sedimentos pode ocorrer a distâncias de até centenas de quilômetros do epicentro. Dessa forma, grandes terremotos têm o potencial de afetar todos ou quase todos os sedimentos susceptíveis numa bacia sedimentar, e a coincidência de um horizonte deformado com uma falha conhecida não implica necessariamente que a deformação tenha sido induzida por atividade dessa falha. No entanto, há algumas situações em que este critério pode ser ao menos sugestivo de um agente desencadeador sísmico. Por exemplo, Riccomini *et al.* (2005a) assinalam que ocorrências de enxames de diques clásticos e outras estruturas de deformação sinsedimentar nas formações Corumbataí e Teresina (Permiano-triássico da Bacia do Paraná) acham-se alinhadas ao longo da projeção da zona de cisalhamento de Jacutinga sob a Bacia do Paraná, sugerindo que a deformação é ocasionada por atividade tectônica ao longo desta falha. Em outros casos, mesmo um afloramento isolado pode apresentar uma clara relação com uma zona de falha, indicando uma origem sísmica para a deformação, como é o caso do afloramento LTB-168, discutido no item 4.2.1.

8. Presença de mais de um tipo de estrutura e estruturas similares às observadas em terremotos históricos: esses critérios são utilizados na literatura como indicadores de um agente desencadeador sísmico por diversos autores (por exemplo, Sims 1975, Obermeier 1996b e Rossetti 1999). No entanto, as características das estruturas geradas são determinadas principalmente pelo mecanismo de deformação e pelo sistema de forças motrizes atuando sobre o sedimento, tendo pouca relação com o agente desencadeador (Owen 1987). Dessa forma, esses critérios não tem utilidade na diagnose do agente desencadeador.

9. Combinações de critérios: embora, como exposto acima, critérios utilizados na literatura para determinação do agente desencadeador da deformação sejam ambíguos ou de difícil aplicação, certas combinações de critérios podem ser consideradas diagnósticas.

O quadro da figura 30 mostra de forma sintética critérios e combinações de critérios que podem ser considerados diagnósticos para a identificação do agente desencadeador. Note-se que, embora a variação da intensidade de deformação com relação a uma falha (critério 3a) seja por si diagnóstica de um agente desencadeador sísmico, a identificação dessa variação exige que o nível deformado tenha uma extensão lateral razoável, e dessa forma esse critério depende do critério 1. Critérios ligados por linhas tracejadas (4-5b e 3b-5c) podem ser diagnósticos mesmo em um afloramento isolado, desde que a exposição seja razoavelmente extensa lateralmente e suficientemente extensa na vertical para que se possa inferir taxas de recorrência, mesmo que de forma aproximada. Uma combinação dos critérios 4 e 5b é, por exemplo, diagnóstica de uma origem sísmica para os diques clásticos do afloramento de Santa Luzia (Piracicaba - SP), da Formação Corumbataí, descritos primeiramente por Riccomini *et al.* (1992).

Figura 30

Critérios e combinações de critérios diagnósticos para a identificação do agente desencadeador da deformação. Combinações de critérios indicadas por linhas tracejadas são potencialmente diagnósticas, mesmo em um único afloramento. Os números em azul referem-se aos critérios discutidos no texto.

3.5.2 Sismos como ferramentas no estudo da história tectônica de bacias sedimentares

Estruturas de deformação sinsedimentar identificadas como sismos possuem várias aplicações em potencial no estudo da história tectônica de bacias sedimentares, e, por conseguinte, foram a principal ferramenta utilizada na reconstrução da história tectônica das unidades litoestratigráficas estudadas. Possíveis indicadores de campos de paleotensões à época da deposição dos sedimentos são de especial importância. Dessa forma, na discussão a seguir será dado destaque para a possível relação entre diques clásticos de injeção e o campo de tensões à época do evento.

Caráter penecontemporâneo das estruturas de liquidação

Liquidação ocorre em sedimentos inconsolidados, ou em rochas sedimentares não-litificadas, ou seja, são estruturas formadas num estágio precoce da diagênese (Van Loon 2009). Mesmo um pequeno grau de litificação reduz drasticamente a suscetibilidade do sedimento à liquidação. Dessa forma, sismos *sensu strictu* necessariamente se formam penecontemporaneamente à sedimentação, o que permite o posicionamento estratigráfico de eventos tectônicos afetando uma bacia sedimentar.

Estruturas de liquidação como indicadores da magnitude do abalo

Embora a liquidação de sedimentos possa ocorrer em terremotos a partir da magnitude 5, ela só se torna comum em terremotos a partir de $M = 5,5-6$ (Obermeier 1996b, Joly & Lonergan 2002, Obermeier *et al.* 2005). Dessa forma, a própria existência de um sismo impõe uma magnitude mínima para o evento que o formou. Além disso, as características e distribuição espacial das estruturas podem ser usadas para estimar a magnitude do evento. Segundo Obermeier (1996b) os seguintes métodos podem ser utilizados para determinação da magnitude do evento gerador da liquidação:

Associação com a Escala Mercalli Modificada de Intensidade: liquidação pode ocorrer em sismos classificados como V na Escala Mercalli Modificada de Intensidade, mas esta só se torna comum em terremotos a partir de VII; valores entre VIII e IX são necessários antes que colapso de solo causado por liquidação danifique seriamente edificações. Assim, a utilização da Escala Mercalli permite uma estimativa grosseira da intensidade do abalo.

Relação entre distância e magnitude: A maior distância na qual a liquidação ocorre está relacionada à intensidade do sismo (figura 31). Para aplicação em estudos de paleossismicidade, este método exige a determinação da região epicentral do sismo. Obermeier (1996b) sugere o uso do padrão regional da deformação, especialmente da ocorrência de diques clásticos, como um meio de obter a localização aproximada dessa região, já que as maiores concentrações e espessuras de diques devem ocorrer próximo ao epicentro. Em locais onde há boas exposições, o autor sugere o uso da soma das espessuras dos diques normalizada pela extensão do afloramento.

Figura 31

Relação entre a magnitude de momento (M_w) de um terremoto e a maior distância em que ocorre liquidação; redesenhado de Obermeier (1996b).

A zonação da intensidade da deformação têm sido utilizada por outros autores para a estimativa da magnitude do terremoto, bem como para associar a ocorrência de sismos a determinadas zonas de falha e para a determinação da possível região do epicentro (por exemplo, Guiraud & Plaziat 1993, Hilbert-Wolf *et al.* 2009).

Nos casos em que não é possível determinar a região epicentral, pode-se estimar de forma conservadora a magnitude do sismo assumindo-se um epicentro a meio caminho entre os pontos mais distantes em que foi observada liquidação de sedimentos de um mesmo horizonte deformado.

Sismitos como indicadores do intervalo de recorrência de sismos

Uma das principais aplicações práticas de estudos de paleossismicidade é a determinação de intervalos de recorrência de terremotos, especialmente em regiões onde a história sísmica é pouco conhecida (*e.g.* Sims 1975; Sieh 1978; Marco *et al.* 1996).

Sismitos como marcos cronoestratigráficos

A formação de sismitos é um evento praticamente instantâneo no tempo, e os horizontes por eles afetados podem ter uma extensa distribuição em área; dessa forma, sismitos podem funcionar como marcos cronoestratigráficos. Cojan & Thiry (1992), por exemplo, identificam um mesmo nível de sismitos afetando sedimentos marinhos rasos e eólicos na Bacia de Paris.

Sismitos também podem ser utilizados em correlações mais gerais; por exemplo, uma concentração de níveis indicadores de paleossismicidade pode funcionar como um marco temporal em escala de bacia.

Sismitos como indicadores de campos de paleotensões

Conforme discutido no item xx da revisão bibliográfica, considera-se que diques clásticos de injeção estão associados ao fraturamento hidráulico de uma camada selante sobrejacente (Jolly & Lonergan 2002, Hurst *et al.* 2011).

A orientação e distribuição espacial das fraturas geradas por fraturamento hidráulico depende da magnitude do esforço diferencial (isto é, da diferença entre o esforço principal máximo, σ_1 , e o esforço principal mínimo, σ_3), da orientação do campo de esforços e das propriedades da rocha (em especial sua força de coesão) (Cosgrove, 1995, 2001). Se o esforço diferencial for grande (maior que $4T$, onde T é o limite de resistência à tração do material) são gerados pares conjugados de fraturas cisalhantes. Para valores pequenos do esforço diferencial (menores que $4T$) são geradas fraturas trativas. Se o esforço diferencial for relativamente grande (próximo a $4T$) serão gerados arranjos paralelos de fraturas. À medida que o esforço diferencial se aproxima de zero, a orientação das fraturas se torna cada vez mais aleatória (Cosgrove 1995).

Segundo Jolly & Lonergan (2002), na maioria das bacias sedimentares, o esforço vertical (σ_v) é maior do que o esforço horizontal mínimo (σ_h). Experimentos em poços mostram que rochas sedimentares se rompem antes que as pressões de fluidos excedam a pressão litostática ou de sobrecarga. Assim, as intrusões clásticas tendem a ser verticais, formando-se perpendicularmente à direção do esforço horizontal mínimo. A orientação dos diques é controlada pela orientação dos esforços horizontais máximo (σ_H) e mínimo (σ_h); quando estes são significativamente diferentes, conjuntos orientados de diques paralelos se formam (figura 32).

Figura 32

Esquema da formação de sistemas de diques clásticos paralelos. Se o esforço vertical (σ_v) é maior que o esforço horizontal mínimo (σ_h), e este é significativamente diferente do esforço horizontal máximo (σ_H), formam-se conjuntos paralelos de intrusões clásticas verticais, orientadas perpendicularmente ao esforço horizontal mínimo. Desenho a partir do texto de Jolly & Lonergan (2002).

A tendência de diques clásticos ocorrerem na forma de enxames de corpos subparalelos já é notada pelos primeiros autores a mencionarem essas estruturas na literatura, por exemplo, Lyell (1849), Diller (1890) e Fuller (1912). Diller (1890) mediu a orientação de cerca de 30 diques clásticos e associou a orientação dos diques à localização do epicentro do terremoto.

Mais recentemente, diversos autores associaram a orientação de diques clásticos a campos de esforços tectônicos. A tabela 01 mostra de forma resumida uma seleção de trabalhos e suas conclusões.

Alguns cuidados, porém, devem ser tomados antes de associar a orientação de diques clásticos a campos de esforços tectônicos. Em primeiro lugar, muitos dos estudos são feitos utilizando-se complexos de injectitos gerados a partir de camadas-fontes situadas a profundidades consideráveis e portanto envolvendo grandes diferenciais de pressão (por exemplo, o Panoche Giant Injection Complex, com uma camada-fonte situada a cerca de 1.500m de profundidade [Vigorito & Hurst 2010]). Não é claro se os mesmos fatores que determinam a orientação desse tipo de intrusão se aplicam às intrusões rasas (com camada-fonte tipicamente a profundidades de poucos metros) associadas a terremotos.

Paralelismo na orientação de diques clásticos também pode estar relacionado a outros fatores que não a orientação de esforços tectônicos à época de sua formação. Fissuras formadas em terremotos históricos podem ter sua orientação fortemente influenciada pela topografia local (Coulter & Migliaccio 1966, Obermeier 1996b). Diques clásticos em ambiente glacial e periglacial também tendem a mostrar paralelismo, (Fitzsimons & Colhoum 1989, Le Heron & Etienne 2005). Dessa forma, uma consideração cuidadosa do ambiente deposicional em que os diques se formaram deve ser feita antes que a sua orientação possa ser utilizada como indicadora de um campo de paleotensões.

Peterson (1966)	Formação Budden Canyon (Cretáceo, Califórnia)	Estuda os diques descritos por Diller (1890), conclui que há dois conjuntos de diques, e que o ângulo agudo entre eles aponta na direção do deslocamento de falhas do embasamento.
Smyers & Peterson (1971)	Formação Moreno (Cretáceo Superior–Paleoceno, Califórnia)	A partir de cerca de 350 medidas, concluem que os diques formam um conjunto de fraturas conjugadas, relacionadas à direção do principal esforço compressivo regional.
Winslow (1983)	Sedimentos cretáceos e paleógenos da Bacia de Magallanes, S do Chile	Descreve enxames de diques clásticos intrudindo a capa de falhas inversas, perpendiculares à direção destas.
Huang (1988)	Depósitos turbidíticos cretáceos, SE da França	A partir de uma análise estatística de um sistema de diques clásticos o autor reconstrói o padrão de tensões e deduz dois eventos tectônicos ocorrendo à época de formação dos diques.
Beacom et al. (1999)	Depósitos sin-rift do Grupo Stoer (Neoproterozóico, Escócia)	Utilizam diques clásticos de preenchimento e de injeção como indicadores do campo de paleotensões.
Boehm & Moore (2002)	Lamito Santa Cruz (Mioceno-Plioceno, Califórnia)	A partir da orientação de diques e sills clásticos na costa da Califórnia deduzem um campo de tensões similar ao atual durante o Mioceno.
Ghiglione (2002)	Sedimentos miocênicos da Bacia de Magallanes, Tierra del Fuego, Argentina	A partir de mais de 600 medidas de diques clásticos na Tierra del Fuego infere um sistema de deformação do tipo transcorrente-transpressivo para a região durante o Mioceno Inferior.
Jonk et al. (2003)	Sedimentos jurássicos do NE da Escócia	Concluem que a orientação dos diques clásticos foi condicionada por um campo de tensões relacionado a transcorrência dextral das falhas limitantes.
Turra (2009)	Formação Corumbataí (Permo-triássico, Bacia do Paraná, Brasil)	A partir de mais de 270 medidas em três diferentes localidades obteve uma direção de esforço principal máximo NNE-SSW, relacionada uma reativação sinistral da Zona de Cisalhamento de Jacutinga; essa reativação seria efeito da propagação de esforços remotos propagados a partir da borda sul do Gondwana (Cinturão Cabo-La Ventana).
Vétel & Cartwright (2010)	Formação Moreno (Cretáceo Superior - Paleoceno, Califórnia)	Realizam um estudo sistemático das intrusões clásticas das Panoche Hills, a partir de um expressivo conjunto de mais de 1300 medidas; ao contrário de Smyers & Peterson (1971) concluem que não há uma direção preferencial de orientação para os diques, e atribuem isso a um campo de tensões horizontal quase isotrópico por ocasião da intrusão dos diques.
Vigorito & Hurst (2010)	Formação Moreno (Cretáceo Superior - Paleoceno, Califórnia)	A partir de 751 medidas dos mesmos diques estudados por Vétel & Cartwright (2010), concluem que a distribuição aleatória dos diques é ilusória, e que separação por níveis e localidades mostra que ocorrem uma ou duas orientações preferenciais, correspondentes às de Smyers & Peterson (1971).

Tabela 01

Alguns trabalhos encontrados na literatura sobre orientação de diques clásticos e sua possível relação com campos de esforços tectônicos.

4. Apresentação e discussão dos resultados

4.1 Análise de modelos digitais de elevação

4.1.1 Sistema de Falhas Transbrasiliano

Um dos objetivos da análise de modelos digitais de elevação foi definir um traçado mais detalhado do SFTB, tanto dos lineamentos que compõem seu eixo principal quanto das estruturas em *splay* a ele associadas. A figura 33 mostra o traçado do SFTB e estruturas associadas na América do Sul.

A definição do que se constitui o eixo principal do SFTB na região em que este deixa o território brasileiro é um problema complexo. Um destacado lineamento marca a margem direita do Rio Paraná no nordeste da Argentina, sugerindo uma inflexão para sul do eixo principal do SFTB. O mapa de anomalias aeromagnetométricas do Brasil (figura 7, pág 22) parece corroborar esta alternativa. No entanto, preferimos colocar o eixo principal mais a norte, na Planície Chaco-Pampeana conforme proposto por Ramos *et al.* (2010), apesar de o pequeno contraste de relevo desta região dificultar sobremaneira a identificação do traço do SFTB em modelos digitais de elevação. A principal razão para essa decisão é a existência da bacia Las Breñas, com consideráveis espessuras de sedimento em um depocentro alongado ao longo do SFTB, e a possível continuidade deste ao longo da escarpa oriental das Sierras Pampeanas de Córdoba, o que é evidenciado por dados geofísicos (Ramé & Miró 2011). Dados magnetotélúricos recentemente publicados (Peri *et al.* 2013) suportam esta interpretação.

Um resultado decorrente da análise de modelos digitais de terreno foi a obtenção de uma estimativa mínima do comprimento do eixo principal do SFTB. Estimativas propostas na literatura variam entre os 2.700km propostos por Schobbenhaus (1975) aos 4.000km propostos por Attoh & Brown (2008) a mais de 9.000km (Fuck *et al.* 2013). Para a obtenção da dimensão linear do eixo principal do SFTB, foi considerado o comprimento de uma linha ao longo deste, tanto na América do Sul quanto na África, adotando-se uma estimativa conservadora para sua terminação sul. Os resultados obtidos (figura 34) foram:

- extensão na África ~ 2.500km.
- extensão na América do Sul ~ 4.400km + 500km (mínimo).
- extensão total ~ 7.400km.

Figura 33

Traçado dos elementos que compõem o SFTB na América do Sul, a partir da análise de modelos digitais de elevação.

Figura 34

Extensão total do SFTB e de sua contraparte africana, calculada ao longo de seu eixo principal. A reconstrução da junção entre América do Sul e África é apenas aproximada.

4.1.2 Lineamentos da Província Parnaíba

A partir da análise dos modelos digitais de elevação, foram identificadas cinco famílias mais proeminentes de estruturas lineares na Província Parnaíba (figura 35).

1. Estruturas com orientação NE-SW, associadas ao eixo principal do SFTB ou paralelas a este. Esta é a família de estruturas mais proeminente presente na Província Parnaíba, ocupando uma faixa a sudeste do centro da província, que chega a atingir uma largura superior a 200km.

2. Estruturas em *splay* associadas ao SFTB. Estruturas em *splay* são mais proeminentes na Província Borborema. Na Província Parnaíba, o Lineamento de Senador Pompeu é a estrutura mais importante, balizando a borda sudeste desta e afetando a porção norte da Bacia do Espigão Mestre.

3. Estruturas com orientação aproximada N-S associadas ao Lineamento Tocantins-Araguaia. O lineamento Tocantins-Araguaia delimita a borda oeste da Província Parnaíba, e estruturas a ele associadas são muito proeminentes nesta região. As falhas principais apresentam orientação norte-sul. Ocorre também uma rede de estruturas com orientação NNE-SSW e NNW-SSE, que correspondem provavelmente a sistemas de falhas e/ou fraturas conjugadas relacionadas às falhas principais.

4. Estruturas com orientação aproximada E-W. Estruturas com orientação E-W estão entre as mais importantes e penetrativas em algumas áreas da Província Parnaíba, e podem ser facilmente observadas em produtos de sensores remotos em várias regiões (por exemplo, na Serra das Mesas [MA], e no Parque Nacional de Sete Cidades [PI], onde cortam arenitos da Formação Cabeças). Exemplos de estruturas com esta orientação podem ser observados nos afloramentos LTB-013 e LTB-149 (figura 36).

Estruturas E-W ocorrem ao longo do prolongamento do Lineamento Patos sob a Província Parnaíba, e foram as principais condicionantes da distribuição do vulcanismo mesozóico na província (Formações Mosquito e Sardinha). Estruturas com esta orientação também ocorrem fora dos limites da província (por exemplo, o enxame de diques Ceará-Mirim, de idade eocretácea [Archanjo & Araújo 2002] e situados próximo à borda da Bacia Potiguar, RN). A origem destas estruturas está provavelmente relacionada aos esforços associados à abertura do Oceano Atlântico.

5. Estruturas com orientação NW-SE. Estruturas com esta orientação são pouco penetrativas na província, e estão associadas ao Lineamento Picos-Santa Inês (Cunha 1986) e a outras falhas de superfície (falhas do Rio Canindé, Rio Manuel Alves Grande e Rio das Balsas).

Figura 35 (página seguinte) - legenda das falhas

Principais falhas de superfície da Província Parnaíba, compiladas a partir das cartas geológicas do Projeto RADAMBRASIL (1973a, 1973b, 1973c, 1974a, 1974b, 1981a, 1981b, 1981c, 1983).

1. Falha de Acaraú	14. Falha do Bote
2. Falha de Massapê	15. Lineamento de Senador Pompeu
3. Lineamento Sobral - Pedro II	16. Falha de Tauá
4. Falha de Café-Ipueiras	17. Lineamento Patos
5. Falha de Guaraciaba	18. Lineamento de Pernambuco
6. Falha do Descanso	19. Falha do Rio Canindé
7. Falha de São Francisco	20. Lineamento Picos-Santa Inês
8. Falha de Lizarda	21. Falha do Rio das Balsas
9. Falha de Ponte Alta do Norte	22. Falha do Rio Manuel Alves Grande
10. Falha de Humberto Monte	23. Falha de Curimatã
11. Falha de Arapá	24. Falha Kennedy-Miranorte
12. Falha de Tangente	25. Falha do Lajeado
13. Falha de Picos	26. Falha de Massapê

Figura 35

Lineamentos de superfície nas províncias Parnaíba e Borborema. Os números referem-se às principais falhas de superfície (legenda na página anterior)

Figura 36

A. Sistema de juntas de distensão E-W afetando arenitos silicificados do grupo Areado (afloramento LTB-013). Note-se a densidade do sistema de juntas, conferindo à rocha um aspecto foliado. A bussola tem cerca de 10cm de lado. **B.** Juntas de distensão conjugadas E-W (traços pretos grossos) afetando arenitos da Formação Cabeças no Parque Nacional de Sete Cidades (afloramento LTB-149). A altura do afloramento é de cerca de 10m.

4.2 Estruturas de deformação sinsedimentar

As unidades estudadas de forma mais detalhada nos trabalhos de campo foram o Grupo Serra Grande e as formações Pimenteiras, Cabeças e Longá na Bacia do Parnaíba, e as formações Água Bonita e Vereda Verde na Bacia Água Bonita. Deformações sinsedimentares nas formações Pimenteiras/Cabeças e Água Bonita/Vereda Verde provavelmente estão relacionadas e serão discutidas em conjunto. Os resultados obtidos para cada uma destas unidades são descritos a seguir.

Estruturas de deformação sinsedimentar também foram identificadas nas formações Poti, Piauí, Pedrade Fogo e Pastos Bons e no Grupo Areado, na Província Parnaíba. Embora estas unidades tenham sido estudadas em menor detalhe, parte das estruturas identificadas se constituem num registro de atividade tectônica na Província Parnaíba, e também serão descritas a seguir.

4.2.1 Grupo Serra Grande

Afloramentos pertencentes a unidades do Grupo Serra Grande foram estudados principalmente no flanco leste da Bacia do Parnaíba, grosso modo na área delimitada pelas cidades de Tianguá (CE) a NE, Ipueriras (CE) a SE, Pedro II (PI) a SW e São João da Fronteira (PI) a NW. Também foram estudados afloramentos na borda sudoeste da bacia, na região de Palmas, Monte do Carmo e Pindorama do Tocantins (TO). Adicionalmente, foram estudados afloramentos pertencentes a esta unidade na região de Corrente (sul do PI), imediatamente a sul desta cidade e no interior da estrutura de impacto de Santa Marta. A figura 37 mostra o mapa de afloramentos do Grupo Serra Grande estudados nesta tese.

Na borda leste da bacia é possível individualizar em campo as formações Ipu, Tianguá e Jaicós; a geologia da borda leste da Bacia do Parnaíba, abrangendo parte da área estudada, é mostrada em maior detalhe na figura 38. Na borda sudoeste, ocorrem arenitos, conglomerados e arenitos conglomeráticos, atribuídos pela CPRM (2014d) à Formação Jaicós. Na região de Corrente (PI) a intensa deformação induzida pelo impacto formador da estrutura de Santa Marta dificulta a individualização das unidades do Grupo Serra Grande no interior desta. A sul de Corrente, foi realizado apenas um breve reconhecimento das unidades litoestratigráficas, sem estudos mais aprofundados. No entanto, o Grupo Serra Grande apresenta uma importante deformação pós-sedimentar nesta região (afloramentos SMG-6, SMG-7 e SMG-8), que será descrita brevemente a seguir.

Estruturas de deformação sinsedimentar foram identificadas em afloramentos da Formação Ipu, na borda leste da bacia (afloramentos LTB-168, PSG-010 e PSG 011). Estruturas de pequeno porte também foram observadas na Formação Jaicós, na borda sudoeste da bacia (afloramento LTB-225).

78

Figura 38

Mapa geológico simplificado da borda leste da Bacia do Parnaíba (área destacada em branco na figura 37) sobre modelo digital de elevação sombreado, abrangendo a região entre as cidades de Ubajara e Ipuera (CE). Afloramentos com estruturas de deformação sinsedimentar, descritos no texto, estão destacados em vermelho. Geologia modificada das cartas geológicas escala 1:100.000 da CPRM (2013, 2014a, 2014b).

Afloramento LTB-168

O afloramento LTB-168 está situado na rodovia CE-445, entre as cidades de Reriutaba e Pacujá (CE). A localidade é denominada Bizarro, e se situa entre dois serrotes (Serrote São Tomé e Serrote Quina-Quina) que se constituem no prolongamento do sopé da Serra da Ibiapaba ao longo do Lineamento Sobral-Pedro II (o significado desta posição topográfica será discutido no item 5.1, pág 192). O afloramento constitui-se num grande corte de estrada, a NE, e numa cava de material de empréstimo, cuja base está cerca de 8m abaixo do nível do leito da estrada. A figura 39 mostra uma vista em planta do afloramento.

As litologias presentes no afloramento LTB-168 são parte da Formação Ipu do Grupo Serra Grande, e constituem-se em arenitos grossos e arenitos conglomeráticos de cor esbranquiçada, mal selecionados, com estratificações cruzadas acanaladas de porte médio e muitas vezes com grano-decrescência ascendente. Intercalados com os níveis de arenito, ocorrem níveis de conglomerados, com clastos com maior dimensão variando entre 0,5 e 25cm, muitas vezes mostrando imbricação. Os níveis conglomeráticos em geral são lenticulares e podem apresentar contato basal erosivo. Os termos conglomeráticos predominam na porção basal do afloramento (cava de material de empréstimo), enquanto os arenitos predominam na parte superior (corte da estrada). As camadas apresentam mergulho suave (de até 10-15°), para NW na porção sudeste do afloramento e para SE na porção noroeste, configurando uma dobra suave com eixo aproximado NE-SW. Em direção a sudeste do corte de estrada, os sedimentos estão em contato por falha com milonitos do embasamento pré-cambriano (figura 40, **8**). A zona de contato é marcada por um material pulverulento com fragmentos de quartzo e feldspato, que corresponde a um provável cataclasito (figura 40, **7**), e está situada sobre o traço do Lineamento Sobral-Pedro II (figura 40, **6**).

Estruturas sedimentares, arquitetura dos depósitos e características texturais dos sedimentos indicam deposição num sistema fluvial entrelaçado.

A figura 40 mostra um fotomosaico do corte de estrada, com a respectiva interpretação e localização das figuras de detalhe e medidas efetuadas, e a figura 41 mostra o mesmo para um dos cortes da cava de material de empréstimo; a localização dos fotomosaicos é mostrada na figura 39.

Figura 39

Vista em planta do afloramento LTB-168, mostrando a localização aproximada do traço do Lineamento Sobral-Pedro II (*em azul*) e a localização dos fotomosaicos das figuras 40 (fotomosaico 1) e 41 (fotomosaico 2) (*em vermelho*). Diagramas planares mostram a orientação dos diques clásticos para as medidas efetuadas no corte de estrada (1), na cava de material de empréstimo (2) e o total para o afloramento (3). Note-se a boa coerência entre as medidas efetuadas no corte da estrada e na cava de material de empréstimo. Desenho sobre imagem Google Earth Pro.

Figura 40

Fotomosaico e desenho interpretativo da parte mais alta do afloramento LTB-168 (corte da estrada). Nesta parte do afloramento, ocorre um enxame de diques clásticos (destacados em amarelo), alguns dos quais ramificam-se (1), e outros se acunham (2) para cima. O afloramento é capeado por uma camada de material semelhante aos diques (5, destacada em amarelo). Apenas alguns diques atingem a camada do topo (3), enquanto outros terminam abaixo dela em estruturas em forma de taça (4). As áreas circundadas em vermelho (A, B) são mostradas em detalhe na figura xx; a pessoa usada como escala mede cerca de 1,60m.

Figura 40 (continuação)

Fotomosaico e desenho interpretativo da parte mais alta do afloramento LTB-168 (corte da estrada). Na porção sudeste do corte, o Lineamento Sobral-Pedro II (6) coloca em contato os sedimentos da Formação Ipu e milonitos do embasamento pré-cambriano (8). A zona de falha é marcada por uma faixa de cataclastos (7, destacados em azul).

Figura 41

Fotomosaico e desenho interpretativo da parte mais baixa do afloramento LTB-168 (cava de material de empréstimo). A camada-fonte do material fluidificado é um nível de arenito grosso com estratificação cruzada acanalada (destacado em vermelho). A fluidificação ocorre em bolsões discretos (1), afetando apenas parcialmente a camada-fonte. A pessoa usada como escala mede cerca de 1,60m.

Figura 41 (continuação)

Fotomosaico e desenho interpretativo da parte mais baixa do afloramento LTB-168 (cava de material de empréstimo). Onde os níveis conglomeráticos são mais espessos, acima dos bolsões de fluidificação (1) ocorrem pilares de elutriação (2), os quais em direção ao topo se convertem em diques clásticos (3). Variações de espessura e inclinação das estruturas neste fotomosaico são aparentes, resultado da intersecção da superfície da afloramento com estruturas tabulares com orientação em ângulos baixos a moderados em relação a esta (vide figura xx); a variação na inclinação das camadas também é aparente, efeito de uma mudança na orientação do corte.

Estruturas de deformação sinsedimentar

Os arenitos e conglomerados do afloramento LTB-168 são intrudidos por um enxame de estruturas relacionadas à injeção de sedimentos fluidificados. Uma clara zonação vertical das estruturas é observada a partir da camada-fonte do material fluidificado. Esta corresponde a um nível de arenito grosso com estratificação cruzada acanalada e níveis conglomeráticos, de espessura variando entre 0,5 e 1m, e recoberto por um nível conglomerático com 0,5-2m de espessura. A camada-fonte está situada cerca de 12-15m abaixo do topo das estruturas, e a fluidificação do sedimento ocorre em bolsões isolados, afetando apenas parcialmente os arenitos (figura 41, 1 e figuras 43 e 51). Clastos da camada de conglomerado acima dos bolsões de fluidificação podem ocorrer dispersos no material fluidificado (clastos “afundados”) (figura 43).

No nível de conglomerado imediatamente superior aos bolsões de fluidificação, as estruturas tornam-se pouco distintas, muitas vezes sendo evidenciadas apenas por diferenças sutis na trama dos clastos do conglomerado ou pela ocorrência de material arenoso misturado aos seixos. Nos arenitos e conglomerados acima deste nível, as estruturas se apresentam como diques clásticos, em geral com paredes bem definidas, muitas vezes ressaltadas por material ferruginoso e destacando-se claramente do material circundante, em especial nos níveis de arenito. Em planta, os diques apresentam forma tabular.

Mais próximo ao topo do afloramento, alguns diques clásticos ramificam-se para cima (figura 40, 1 e 44, 1), enquanto outros se acunham (figura 40, 2 e 44, 2), indicando injeção forçada do material a partir de baixo. A porção mais alta do afloramento é capeada por uma camada de material semelhante ao que preenche os diques (figura 40, 5), sugerindo que se trata de material ejetado em superfície por parte dos diques (figura 40, 3). Alguns diques não atingem esta camada, terminando num nível de conglomerado cerca de 1m abaixo desta; a parte superior desses diques se alarga formando estruturas com forma de taça em perfil, contendo clastos da camada de conglomerado sobreposta (figura 40, 4).

Acima da camada de conglomerado mais basal, os diques são preenchidos com areia grossa, grânulos e seixos, muitas vezes com estruturas de fluxo e segregação dos clastos em faixas de diferentes granulometrias, paralelas às paredes do dique, (figura 45). As porções medianas dos diques muitas vezes mostram os clastos maiores misturados de forma mais ou menos homogênea com a areia grossa, sugerindo que houve tanto o afundamento de clastos dos níveis de conglomerados quanto transporte destes para cima pelo material fluidificado, e em pontos isolados, há clara evidência de ascensão de material conglomerático ao longo de fraturas (figura 51, 4). Mais próximo ao topo, níveis de conglomerado de granulação mais grossa são cortados pelos diques sem que haja maior perturbação da trama dos clastos maiores, de forma que estes níveis aparentam continuidade, mesmo onde são cortados pelos diques (figura 44, A).

A zonação vertical das estruturas mostra notável semelhança com a descrita por Bezerra *et al.* (2005) para estruturas de fluidificação em sedimentos conglomeráticos depositados por rios entrelaçados quaternários no nordeste do Brasil (Estados do Ceará e do rio Grande do Norte). A mesma zonação das estruturas por eles observada (*supra*, pág. 43), (um nível basal de bolsões de fluidificação, um nível intermediário de pilares de elutriação e um nível superior de diques clásticos) também ocorre aqui, com algumas diferenças de menor monta (por exemplo, não se observa claro deslocamento de clastos nas vizinhanças dos pilares de elutriação). A figura 42 mostra de forma esquemática as principais feições das estruturas de fluidificação observadas neste afloramento.

Figura 42

Esquem das estruturas de fluidificação do afloramento LTB-168, mostrando a zonação vertical e principais feições destas. A sucessão litológica é mostrada de forma apenas esquemática.

Figura 43

Porção basal das estruturas de fluidificação. As estruturas originam-se em bolsões de fluidificação discretos, que afetam apenas parcialmente a camada-fonte. Sistemas de fraturas abaixo e nas bordas do bolsão de fluidificação (1) parecem estar relacionados ao fluxo de água nos sedimentos. Na camada de conglomerado acima da camada-fonte desenvolvem-se pilares de elutriação (2), muitas vezes a partir das bordas do bolsão de fluidificação, como neste caso. Os pilares de elutriação são evidenciados por uma mudança na trama dos clastos do conglomerado e por preenchimento com material fluidificado proveniente da camada-fonte. Clastos do conglomerado sobreposto ocorrem dispersos no bolsão de fluidificação (3). Note-se que um nível de conglomerado (4) corta o bolsão de fluidificação sem que a trama dos clastos maiores seja alterada. O martelo usado como escala mede cerca de 30cm.

Figura 44

A. Dique clástico com ramificação rumo ao topo; a área circundada em vermelho é mostrada em detalhe na figura 45. **B.** Dique clástico acunhando rumo ao topo. Ramificação e acunhamento são evidências de injeção forçada de baixo para cima. Note-se a presença de estruturas de fluxo (1) paralelas às paredes do dique, e que alguns níveis de conglomerado (2) tem a trama dos clastos maiores pouco afetada pelos diques. O martelo usado como escala em A mede cerca de 30cm.

Figura 45

Detalhe da borda do dique clástico da figura 44 **A**. Estruturas de fluxo e segregação de clastos em faixas de diferentes granulometrias paralelas à borda ocorrem em geral próximo destas (1). Na parte central do dique, ocorre uma faixa de seixos orientada paralela às bordas (2). Note-se ainda o contato abrupto com os arenitos e arenitos conglomeráticos à direita. A lapiseira usada como escala mede cerca de 10cm.

Tratamento dos dados de espessura e orientação dos diques clásticos

Os histogramas de frequência e espessura total dos diques *versus* classes de espessura, e os gráficos de frequência acumulada e espessura acumulada *versus* classes de espessura são mostrados na figura 46.

Valores mais comuns de espessura se situam em torno de 8cm, e a espessura média é de 22,3cm.

Figura 46

Histogramas de frequências e espessura total vs. classes de espessura e gráficos de frequência acumulada e espessura acumulada vs. classes de espessura para os diques clásticos da Formação Ipu no afloramento LTB-168

Um exame mais detalhado do gráfico mostra que proporcionalmente mais material é mobilizado em diques mais espessos (acima de 28cm), e que um volume desproporcional de material está relacionado a poucos diques de maior espessura (acima de 48cm), como é mostrado na figura 47. Isso irá exercer grande influência na ponderação das orientações pela espessura, como discutiremos a seguir.

Figura 47

Histogramas de frequências e espessura total vs. classes de espessura para 3 intervalos de espessura dos diques clásticos da Formação Ipu no afloramento LTB-168

Foram confeccionados diagramas planares (figura 48, **A**), de isofrequências (figura 48, **B**) e em roseta para a frequência e frequência ponderada pela espessura (figura 48, **C** e **D**) para o total das medidas, e em separado para as medidas obtidas na cava e no corte (figura 52), com o fim de verificar a possível influência da orientação do corte sobre as medidas, o que será discutido mais adiante.

O diagrama em roseta para as frequências mostra que os diques são subparalelos, com uma pétala principal orientada segundo N50-60E (figura 48, **C**). A ponderação pela espessura, porém, mostra uma pétala principal com orientação algo diversa, em torno de N30-40E (figura 48, **D**).

Figura 48

Diagramas planar (A) e de isofrequências (B) (diagramas de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) e em roseta para as frequências (C) e frequências ponderadas pela espessura (D) dos diques clásticos do afloramento LTB-168. A ponderação pela espessura produz uma pétala principal de orientação diversa da obtida em C (vide discussão mais detalhada no texto a seguir). Em D estão indicadas as espessuras médias (E_m) dos diques nas duas pétalas principais.

A técnica de filtragem descrita no item 3.4.1 (pág. 56) foi aplicada para os dados totais dos diques neste afloramento (figura 49) e possibilitou a separação dos diques em diferentes classes de espessura, de forma a obter uma visão mais clara da relação entre orientação dos diques clásticos e suas espessuras. A figura 50 mostra que diques abaixo de 12cm de espessura (círculo vermelho) apresentam alguma dispersão, embora sua orientação de forma geral seja bastante consistente. O diagrama mostra também que diques clásticos acima de 48cm (círculo azul) são notavelmente paralelos, com pouca dispersão.

Figura 49

Diagrama circular mostrando a relação entre o *strike* dos diques e as classes de espessura para os diques do afloramento LTB-168. Diques clásticos com espessura menor que 12cm (*círculo vermelho*) apresentam uma certa dispersão, mas ainda assim mostram orientação bastante coerente. Diques clásticos maiores que 48cm (*círculo azul*) mostram forte paralelismo e orientação diversa da orientação principal.

Figura 50

Diagramas em roseta para as frequências ponderadas pelas espessuras dos diques clásticos do afloramento LTB-168. **A.** diques maiores que 12cm de espessura. **B.** diques menores que 12cm de espessura. **C.** diques entre 12 e 48cm de espessura. **D.** diques maiores que 48cm de espessura. (vide discussão no texto a seguir).

A análise dos dados mostra que a eliminação dos diques abaixo de 12 cm de espessura (figura 50, **A**) produz um diagrama quase idêntico ao diagrama de frequência total ponderada pela espessura (figura 48, **D**). Os diagramas para os diques com menos de 12 cm de espessura (figura 50, **B**) e para os diques com espessuras entre 12 e 48 cm (figura 50, **C**) são bastante semelhantes, e mostram uma pétala principal coincidente com a do diagrama de frequência total (figura 48, **C**). Diques maiores que 48 cm (figura 50, **D**) mostram uma pétala principal proeminente, coincidente com a pétala principal do diagrama de frequência total ponderada pela espessura (figura 48, **D**), mostrando que estes diques exercem forte influência na ponderação da frequência pela espessura.

Dessa forma, é possível separar os diques clásticos em 2 famílias subparalelas, uma delas mais numerosa e dispersa, com diques até 48 cm de espessura (espessura média de 21,3 cm), com orientação N50-60E, e outra família com diques maiores que 48 cm de espessura (espessura média de 65,5 cm), pouco dispersos e com orientação média N30-40E. É interessante notar que esta última orientação corresponde à orientação local do Lineamento Sobral-Pedro II.

Influência do efeito da orientação do corte

Medidas das atitudes dos diques clásticos foram efetuadas em dois locais: no corte da rodovia com orientação N40W (27 medidas), e numa cava de material de empréstimo a sul desta, onde foram efetuadas medidas em planta (5 medidas) e em dois cortes, um com orientação N25W (3 medidas), outro com orientação N20E (10 medidas). A localização das medidas é mostrada na figura 39, pág 81.

No corte da cava de material de empréstimo com orientação N20E, o paralelismo dos diques clásticos é visível, embora estes interceptem o corte num ângulo não maior que 35-40° (figura 51). O tratamento em separado das medidas da cava e do corte mostra orientações principais coerentes (figura 52), embora as medidas tenham sido efetuadas em cortes com orientações diferentes e em planta. Assim, pode-se dizer que neste afloramento a orientação do corte não exerceu influência na coleta das medidas.

Figura 51

Vista paralela ao *strike* dos diques clásticos do corte da cava de material de empréstimo com orientação N20E, (fotomosaico da figura 41), mostrando a natureza subvertical e tabular destes. Note-se o visível paralelismo dos diques. Aqui se observa também a zonação vertical das estruturas, com bolsões de fluidificação discretos (1) na camada-fonte (destacada em vermelho). Acima destes, ocorrem pilares de elutriação (2), que passam a diques clásticos (3) (ambos destacados em amarelo). Fraturas (destacadas em azul) também foram possíveis caminhos de movimentação de material fluidificado, e em algumas delas é possível observar a ascensão de material conglomerático (4). O martelo usado como escala mede cerca de 30cm.

Figura 52

Comparação entre diagramas planares (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) e em roseta (frequências, sem ponderação pela espessura) para as medidas efetuadas no corte de estrada (**A, B**) e na cava de material de empréstimo (**C, D**) do afloramento LTB-168. As medidas obtidas nos dois locais são coerentes e a pétala principal do diagrama em roseta em ambos os casos é coincidente, o que mostra que neste afloramento não há influência do efeito de orientação do corte.

Afloramento PSG-010

O afloramento PSG-010 está situado na encosta da Serra de Nazaré, na rodovia BR-222, no marco da divisa entre os estados do Ceará e do Piauí. O afloramento constitui-se num grande corte de estrada, a norte, e num corte mais baixo a sul.

Neste afloramento, ocorrem arenitos médios a grossos, bem selecionados, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas e *climbing ripples*, pertencentes à Formação Ipu do Grupo Serra Grande. Estruturas de maior porte configuram barras arenosas, e observam-se ao menos 4 estruturas de canais, as mais novas interceptando as mais antigas. O ambiente deposicional inferido é fluvial entrelaçado.

Estruturas de deformação sinsedimentar neste afloramento constituem-se em laminações convolutas de porte decimétrico (figura 53) (tipo I-d - interna de Allen 1977) e em grandes estruturas de escape de fluidos (figura 54), as quais diferem das primeiras principalmente pelo maior porte; um dique clástico de injeção isolado, de pequena espessura, também foi observado. O horizonte deformado tem espessura de cerca de 1,5m.

O horizonte liquefeito apresenta menor resistência ao intemperismo, e as estruturas de deformação em geral apresentam um aspecto alveolado (figura 53). Isso possibilita a identificação de um horizonte deformado horizontal que corta diferentes *sets* de estruturas sedimentares, o que sugere que não há um controle sedimentar para a deformação. O horizonte deformado tem continuidade lateral por todo o afloramento, numa extensão de cerca de 100m. Afloramentos próximos estão em cotas topográficas e níveis estratigráficos diferentes, o que impossibilita verificar sua real extensão lateral.

Figura 53

Laminação convoluta em arenitos médios da Formação Ipu no afloramento PSG-010. Notar o aspecto alveolado das estruturas, resultado de menor resistência ao intemperismo do horizonte deformado, o que facilita a identificação deste no afloramento.

Figura 54

Grandes estruturas de escape de fluidos (1) em arenitos médios da Formação Ipu no afloramento PSG-010. A pessoa usada como escala mede cerca de 1,60m.

Afloramento PSG-011

O afloramento PSG-011 está situado na escarpa da Serra de Ibiapaba, na rodovia CE-187, a norte da cidade de Ipu (CE), e constitui-se numa série de cortes de estrada baixos.

Neste afloramento, ocorrem arenitos grossos a muito grossos e conglomerados de grânulos, com níveis centimétricos de arenitos médios, micáceos e raros níveis com seixos. As camadas são predominantemente tabulares, e a sequência mostra um caráter agradacional, não se notando grandes variações na granulometria dos arenitos, que é consistentemente grossa a muito grossa. Os arenitos se constituem em depósitos fluviais da Formação Ipu.

Estruturas de deformação sinsedimentar neste afloramento constituem-se em estruturas de sobrecarga de porte centimétrico a decimétrico, predominando sinformas do tipo pendular de Owen (2003); estruturas antiformais pouco definidas ocorrem de modo subordinado (figura 55).

As estruturas são em geral bem espaçadas, com espaçamento da ordem de poucos decímetros a poucos metros (figura 56). A deformação ocorre na interface de 2 níveis de arenito, o superior consistindo em arenitos muito grossos com grânulos, e o inferior algo mais grosso, localmente chegando a um conglomerado de grânulos. O nível deformado é horizontal e lateralmente contínuo por todo o afloramento.

Figura 55

Estrutura de sobrecarga em sinforma, do tipo pendular de Owen (2003) (1) em arenitos muito grossos da Formação Ipu no afloramento PSG-011. Estruturas em antiforma mal desenvolvidas também ocorrem (2).

Figura 56

Fotomosaico parcial do afloramento PSG-011, mostrando estruturas de sobrecarga (1) em arenitos muito grossos da Formação Ipu. Notar o espaçamento entre as estruturas e a continuidade lateral do nível.

Afloramento LTB-225

O afloramento LTB-225 está situado na rodovia TO-010, a norte da cidade de Palmas (TO), próximo à represa do Lajeado. Nesta região, a escarpa da borda oeste da Bacia do Parnaíba, sustentada pelos arenitos do Grupo Serra Grande, está escalonada em ao menos três patamares, resultado de reativação tectônica recente de falhas relacionadas ao Lineamento Tocantins-Araguaia. O afloramento em questão situa-se no mais baixo deles, pouco acima do nível do Rio Tocantins.

Litologias presentes neste afloramento consistem em arenitos médios a grossos, com estratificação cruzada e níveis de conglomerado. São mapeados como pertencentes à Formação Jaicós do Grupo Serra Grande (CPRM 2014c), e estão situados próximo ao contato do topo desta unidade com a Formação Pimenteiras.

Estruturas de deformação sinsedimentar neste afloramento consistem em laminações convolutas de porte decimétrico (figura 57). Não é possível observar outras características, como extensão lateral do nível e recorrência.

Figura 57

Laminação convoluta em arenitos da formação Jaicós do Grupo Serra Grande no afloramento LTB-225. O martelo usado para escala mede cerca de 25cm.

Deformação pós-sedimentar do Grupo Serra Grande na borda sul da Bacia do Parnaíba

A sul da cidade de Corrente (PI) (afloramentos SMG 7, 8 e 9), na borda da Bacia do Parnaíba, ocorrem dobras de grande porte, afetando litologias do Grupo Serra Grande (figura 58).

Figura 58

Dobras de grande porte afetando sedimentos do Grupo Serra Grande (*azul*) e da Formação Pimenteiras (*vermelho*) a sul da cidade de Corrente (PI); o contato entre as unidades (*tracejado preto*) é apenas aproximado. Afloramentos vistos estão assinalados em amarelo e traçado das estruturas em branco. Fotomosaico de imagens Google Earth Pro.

Litologias do Grupo Serra Grande acham-se basculadas pelas dobras em ângulos de até 50-60 graus (figura 59). Pelitos da Formação Pimenteiras, sobrejacente, também são afetados pela deformação. Não foi observado o contato das unidades deformadas com a Formação Cabeças, mas a parte basal do Grupo Areado (que recobre as unidades paleozóicas na região) não está deformada. Isso permite pressupor uma idade pós-devoniana e pré-cretácea para a deformação.

Figura 59

Arenitos conglomeráticos e conglomerados do Grupo Serra Grande basculados por dobramento próximo à cidade de Corrente (PI). O martelo usado como escala mede cerca de 30cm.

A região foi alvo apenas de uma breve visita de reconhecimento, não sendo efetuadas maiores investigações da deformação, de modo que sua geometria, idade e possíveis causas não puderam ser determinadas. Contudo, cabe notar que o traço do Lineamento de Senador Pompeu está situado pouco a norte da cidade de Corrente, e a área está situada próximo à junção deste com o eixo principal do SFTB, de forma que uma reativação de uma ou ambas estruturas pode ser responsável pela deformação.

Interpretação das estruturas de deformação sinsedimentar do Grupo Serra Grande

Nos afloramentos LTB-168 e PSG-011, chama a atenção a ocorrência de estruturas de liquidação afetando arenitos grossos a muito grossos e conglomerados. A susceptibilidade à liquidação diminui com o aumento da granulometria e, embora sedimentos contendo mais de 30 a 50% de cascalhos sejam passíveis de sofrer liquidação, os gradientes de pressão hidráulica necessários são consideravelmente maiores que os necessários para sedimentos mais finos (Obermeier 1996a). Por exemplo, no caso de liquidação induzida por terremotos, a magnitude mínima do abalo necessária para induzir liquidação em areias é em torno de 5,5, enquanto que para os sedimentos conglomeráticos mais susceptíveis é em torno de 7 (Obermeier 1996a).

Dessa forma, não nos parece plausível que processos inerentes à sedimentação sejam responsáveis pela geração de gradientes de pressão suficiente para a liquidação observada, considerando os ambientes deposicionais das sucessões sedimentares dos afloramentos considerados. Em especial, os arenitos do afloramento PSG-011 correspondem a depósitos de rios transportando pequenas cargas de fundo, o que torna a liquidação por sobrecarga associada a processos deposicionais improvável.

Embora existam sedimentos glaciogênicos na Formação Ipu, estes ocorrem de forma isolada e não estão presentes nos afloramentos onde foi observada deformação sinsedimentar, de forma que glaciotectonismo pode ser descartado como agente desencadeador.

As estruturas de deformação do afloramento LTB-168 são contíguas a uma grande estrutura do embasamento, o Lineamento Sobral-Pedro II. Embora em geral este não seja um critério diagnóstico, a estreita associação com uma falha importante e a improbabilidade de ocorrência de fluidificação induzida por processos sedimentares permite diagnosticar as estruturas como sismos. No afloramento PSG-011, a improbabilidade da liquidação por processos inerentes à sedimentação permite o mesmo diagnóstico.

No caso do afloramento PSG-010, os sedimentos são de granulação mais fina, e liquidação por variações de pressão associadas ao sistema fluvial não são improváveis. Contudo, o horizonte deformado corta diferentes *sets* de estruturas sedimentares, não parecendo haver um controle sedimentológico para a liquidação. Essa situação é sugestiva da atuação de um agente desencadeador alógeno. Dessa forma, as deformações do afloramento PSG-010 também são aqui diagnosticadas como prováveis sismos.

As deformações dos afloramentos LTB-168, PSG-010 e PSG-011 estão situadas em níveis estratigráficos diferentes dentro da Formação Ipu, sugerindo a recorrência de atividade tectônica durante a deposição desta unidade. No caso do afloramento LTB-168, esta atividade está claramente ligada a reativação do Lineamento Sobral-Pedro II, integrante do SFTB. Reativação de falhas do SFTB também é uma causa plausível para a origem das estruturas do afloramento PSG-011.

Os diques clásticos do afloramento LTB-168 apresentam-se como um enxame de diques subparalelos, compondo duas famílias principais separadas por um ângulo de 20 a 30 graus. Uma família mais numerosa possui orientação N50-60E, enquanto uma família pouco numerosa mas de diques muito espessos e com pouca dispersão nas medidas possui orientação N30-40E. Embora os diques mostrem uma clara orientação, a interpretação do significado desta não é simples. O fato de os diques cortarem depósitos fluviais sugere a possibilidade de a orientação destes ser controlada pelo gradiente topográfico do terreno, como sugerido por Obermeier (1996b) para os diques clásticos associados ao terremoto de New Madrid, no vale do rio Mississippi, EUA.

A comparação entre os dados de paleocorrentes no caso deste afloramento é elucidativa. Direções de paleocorrentes neste afloramento são aproximadamente perpendiculares à família de diques mais espessos (figura 60), o que mostra que esta orientação é controlada pela topografia do terreno, com os diques orientando-se perpendicularmente à direção do declive. Contudo, o evidente paralelismo desta família de diques com o Lineamento Sobral-Pedro II sugere fortemente um controle tectônico sobre a orientação do declive. Dessa forma, embora a orientação dos diques não seja condicionada pelo campo de esforços, ainda assim ela é condicionada pela tectônica.

A interpretação do significado da orientação da família principal de diques é mais problemática. Como evidenciado pelos diagramas, essa família é bastante consistente, e possui uma orientação formando um ângulo de 20-30° com a direção média das paleocorrentes, o que sugere a possibilidade que esta orientação não seja influenciada pela topografia. Assim, adota-se aqui como hipótese que esta orientação, em torno de N50-60E, represente a direção do esforço horizontal máximo (Sh_{max}) à época da deposição dos sedimentos, embora não se descarte a possibilidade de um controle topográfico.

Figura 60

Comparação entre diagramas em roseta das orientações ponderadas pelas espessuras dos diques clásticos e (A) das paleocorrentes (B) do afloramento LTB-168. A direção média das paleocorrentes (*seta*) é aproximadamente perpendicular à da família de diques clásticos mais espessos, (*amarelo*) e oblíqua à família principal (*vermelho*)

4.2.2 Formações Pimenteiras e Cabeças

Afloramentos pertencentes às formações Pimenteiras e Cabeças foram estudados principalmente na borda sudoeste da bacia, grosso modo numa linha aproximadamente norte-sul, entre as cidades de Novo Acordo e Ponte Alta do Tocantins, e numa linha aproximadamente leste-oeste entre as cidades de Lagoa do Tocantins e Santa Tereza do Tocantins, todas no Estado do Tocantins. Também foram estudados afloramentos no flanco leste da bacia, na região das cidades de Pedro II e Piripiri (PI), e na porção centro-leste da bacia (região da cidade de Oeiras, PI) e na borda sul (região da cidade de Corrente, PI). A figura 61 mostra o mapa de afloramentos das formações Pimenteiras e Cabeças estudados nesta tese.

Estruturas de deformação sinsedimentar nos afloramentos destas duas unidades na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba são abundantes e diversificadas, e ocorrem principalmente em dois horizontes bem definidos, um junto ao contato do topo da Formação Pimenteiras e outro alguns metros acima da base da Formação Cabeças. Os dois níveis parecem estar relacionados a um mesmo contexto, motivo pelo qual estas duas unidades serão descritas em conjunto. A localização dos afloramentos destas duas unidades descritos na borda oeste da bacia é mostrada em maior detalhe na figura 62.

Deformação sinsedimentar também ocorre em afloramentos da Formação Cabeças na região da cidade de Oeiras. Não foram observadas estruturas de deformação sinsedimentar nos afloramentos do flanco leste da bacia.

De forma a permitir uma melhor compreensão da relação entre as estruturas de deformação observadas, na descrição a seguir os afloramentos serão agrupados da seguinte forma: afloramentos com deformação sinsedimentar da Formação Pimenteiras na borda oeste da bacia; afloramentos com deformação sinsedimentar da Formação Cabeças na borda oeste da bacia; e afloramento LTB-139 (Formação Cabeças) na região de Oeiras (PI).

Figura 61

Mapa de localização dos afloramentos descritos das formações Pimenteiras e Cabeças. Afloramentos onde foram identificadas estruturas de deformação sinsedimentar estão destacados em vermelho. A área circundada pelo retângulo branco é mostrada em destaque na figura 62.

Figura 62

Mapa geológico simplificado da borda oeste da Bacia do Parnaíba (área destacada em branco na figura 61) sobre modelo digital de elevação sombreado, abrangendo a região entre as cidades de Ponte Alta do Tocantins e Novo Acordo (TO). Afloramentos com estruturas de deformação sinsedimentar, descritos no texto, estão destacados em vermelho. Geologia modificada dos mapas de Lima & Leite (1978).

Afloramentos da Formação Pimenteiras na borda oeste da Bacia do Parnaíba (afloramentos LTB-010, LTB-011, LTB-033, LTB-070, LTB-084, LTB-085, LTB-086, LTB-210, LTB-216, LTB-219 e LTB-220).

A localização dos afloramentos aqui descritos é a seguinte: o afloramento LTB-070 está localizado na rodovia TO-255, a sul da cidade de Ponte Alta do Tocantins; afloramentos LTB-010 e LTB-011, na rodovia TO-130, a norte da mesma cidade; afloramento LTB-210 na rodovia TO-247, próximo à entrada de Santa Tereza do Tocantins; afloramentos LTB-084, LTB-085 e LTB-086 na mesma estrada, próximo a Lagoa do Tocantins; afloramentos LTB-216, LTB-219 e LTB-220 na rodovia TO-130, a sul da cidade de Novo Acordo; afloramento LTB-033 na rodovia TO-020, a 500m do trevo da cidade de Novo Acordo.

A Formação Pimenteiras nesta região consiste predominantemente de folhelhos, siltitos e argilitos laminados, em geral micáceos, com intercalações subordinadas de camadas de arenitos finos de espessura decimétrica. Os pelitos são cinza a negros quando frescos e quando alterados apresentam uma típica cor de alteração arroxeadas. Localmente, ocorrem ritmitos, alternando níveis de folhelhos negros e arenitos finos cinza com laminações cruzadas. Intercalados nos pelitos ocorrem arenitos finos, laminados, arenitos finos em camadas decimétricas a métricas, muitas vezes sigmoidais. O ambiente deposicional da unidade é marinho de águas calmas, com intercalações de depósitos distais de frente deltaica e possíveis barras de tempestade.

Deformações sinsedimentares na Formação Pimenteiras nesta região em geral ocorrem num horizonte estratigráfico bem definido, junto ao contato do topo desta unidade com a Formação Cabeças, mas também ocorrem níveis deformados abaixo deste horizonte, embora de forma mais esporádica.

Diques clásticos

Diques clásticos foram observados na Formação Pimenteiras nos afloramentos LTB-010, LTB-011 e LTB-070. Os afloramentos estão situados imediatamente abaixo do contato de topo desta unidade com a Formação Cabeças, e correspondem a um mesmo nível deformado. Os afloramentos LTB-010 e LTB-011 são contíguos, enquanto o afloramento LTB-070 situa-se a cerca de 35 km a sudeste.

Nos afloramentos LTB-010-011 ocorre um diamictito de matriz argilosa arroxeadada e seixos arredondados a angulosos de até 3cm, intrudido por bolsões e diques de areia fina (figura 63). Os bolsões apresentam diâmetro de cerca de 0,5m e formato poligonal a irregular em planta; em perfil, apresentam um formato bulboso, lembrando diápiros e indicando injeção de baixo para cima. Os diques são tabulares, com espessuras variando entre 7 e 50cm (espessura média de 22cm) e bem espaçados entre si.

Figura 63

Diques clásticos no afloramento LTB-010. O martelo usado para escala mede 25cm.

A quantidade de diques clásticos presente neste afloramento é relativamente pequena, o que dificulta o tratamento estatístico das mesmas. Os histogramas de frequência e espessura total dos diques *versus* classes de espessura, e os gráficos de frequência acumulada e espessura acumulada *versus* classes de espessura (figura 64) sugerem que neste afloramento os diques mais espessos mobilizam uma quantidade proporcionalmente bem maior de material, exercendo uma grande influência quando é efetuada a ponderação das frequências pelas espessuras dos diques, de forma similar mas mais acentuada que no caso do afloramento LTB-168. O pequeno número de medidas não justifica a aplicação da técnica de filtragem proposta no item 3.4.1

O diagrama em roseta para as frequências mostra uma orientação predominante em torno de N70E, com uma direção secundária quase ortogonal, em torno de N10-20W. A ponderação pelas espessuras, porém, mostra uma família principal de diques com orientação bastante distinta, N30-60W (figura 65). Essa variação é resultado da influência de dois diques espessos sobre o conjunto de medidas relativamente pequeno. Dessa forma, embora seja possível afirmar que os diques clásticos neste afloramento se orientam segundo duas famílias aproximadamente ortogonais entre si, os resultados obtidos nos diagramas em roseta devem ser interpretados com cautela.

Figura 64

Histogramas de frequências e espessura total vs. classes de espessura e gráficos de frequência acumulada e espessura acumulada vs. classes de espessura para os diques clásticos da Formação Pimenteiras nos afloramentos LTB-010 e LTB-011.

Figura 65

Diagramas planar (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) (A) e em roseta para as frequências (B) e frequências ponderadas pela espessura (C) dos diques clásticos dos afloramentos LTB-010 e LTB-011. A ponderação pela espessura produz uma família principal de orientação bastante diversa da observada em B.

No afloramento LTB-070, ocorrem diques clásticos tabulares de espessuras variando entre 3 e 5cm, intrudindo argilitos laminados arroxeados (figura 66, **A**). Os diques se acunham em direção ao topo, indicando injeção de baixo para cima. As orientações dos diques neste afloramento são bastante coerentes e diversas das do afloramento LTB-010-011, com orientação predominante em torno de N30E-S30W. Essa direção corresponde à direção do traço local do SFTB (figura 66, **B**).

Figura 66

A. Dique clástico (destacado em amarelo) e falha normal (traço azul) afetando sedimentos do topo da Formação Pimenteiras e base da Formação Cabeças (em vermelho) no afloramento LTB-070. Notar o acunhamento do dique em direção ao topo, indicando injeção de baixo para cima. O martelo usado para escala mede 30cm. B. Diagrama em roseta para a frequência dos diques clásticos.

Falhas normais sinsedimentares

Conjuntos expressivos de falhas normais sinsedimentares ocorrem nos afloramentos LTB-033 (estudado em detalhe na dissertação de mestrado do autor [Chamani 2011]) e LTB-219, ambos situados próximos à cidade de Novo Acordo (TO), a cerca de 8km em linha reta um do outro. Em ambos afloramentos ocorre também uma significativa deformação compressiva sinsedimentar, na forma de falhas inversas, dobras e outras estruturas, que serão descritas no próximo item.

No afloramento LTB-219, as falhas normais apresentam uma orientação bastante consistente, com direção principal aproximadamente E-W (figura 68, **A, B**) e mergulhos moderados a altos. As falhas mergulham para norte e para sul, configurando estruturas em *graben* e *horst* (figura 67, **1**). Níveis de arenito com espessura métrica ocorrem sobre as falhas, sendo afetados por elas apenas na base e de forma limitada, evidenciando o caráter sinsedimentar destas (figura 67). Falhas inversas neste afloramento são claramente posteriores, truncando as falhas normais (figura 67).

Foram obtidos apenas três dados pareados de falhas e estrias para as falhas normais deste afloramento. Estes, no entanto, se mostram bastante coerentes, com falhas de direção aproximadamente leste-oeste e estrias mergulhando praticamente no mesmo rumo do mergulho do plano, evidenciando deformação num sistema de esforços distensional quase puro, sem uma componente lateral significativa (figura 68, **C, D**), com um campo de esforço principal máximo (σ_1) subvertical e esforço principal mínimo (σ_3) aproximadamente N-S.

As falhas normais sinsedimentares do afloramento LTB-033 apresentam orientação similar às do afloramento LTB-219, porém algo diversa, em torno de N60W (figura 68, **E, F**); uma pétala secundária no diagrama em rosetas, de direção aproximada N10W, corresponde a planos de falha de uma estrutura em flor negativa. Neste afloramento, porém, as falhas normais cortam as falhas inversas, sendo claramente posteriores às estruturas compressivas (vide Chamani 2011, fig. 79, pág 150). Dados pareados de falhas e estrias para este afloramento também mostram uma orientação um pouco diversa para o campo de esforços, com um campo de esforço principal máximo (σ_1) subvertical e esforço principal mínimo (σ_3) NE-SW (figura 68, **G, H**). As estrias também apresentam mergulhos quase no mesmo rumo do mergulho do plano, com uma pequena componente transcorrente dextral.

De forma geral, as falhas normais sinsedimentares da Formação Pimenteiras apresentam uma orientação bastante coerente, com atitudes variando entre N50 e N80W (figura 68, **I, J**).

Figura 67

Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-219. Níveis de arenito em vermelho, laranja, amarelo e amarelo-esverdeado; níveis pelíticos em roxo, azul e cinza. Falhas normais sinsedimentares (*linhas azuis*) configuram estruturas em *graben* e *horst* (1), e são truncadas por níveis espessos de arenito fino (*em laranja*), evidenciando seu caráter sinsedimentar. Uma superfície de descolamento normal corta todo o afloramento e está associada às falhas inversas (*linhas vermelhas*).

Figura 67 (continuação)

Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-219. Níveis de arenito em vermelho, laranja, amarelo e amarelo-esverdeado; níveis pelíticos em roxo, azul e cinza. Falhas inversas sinsedimentares (*linhas vermelhas*) são evidenciadas por dobras de arrasto (2), e ocasionalmente dobras mais complexas, como as dobras enterolíticas em 3 (mostrada em detalhe na figura 69). As falhas inversas formam estruturas imbricadas, com repetição da estratigrafia (4). A pessoa usada como escala mede cerca de 1,60m.

Figura 68

Diagrama planar (A), e em roseta (B) para as falhas normais sinsedimentares do afloramento LTB-219. C. Dados pareados de planos e estrias para falhas normais do afloramento LTB-219. D. Campos de esforços obtidos pelo método de Angelier & Mechler (1977) para as falhas em C. Vermelho indica o campo de esforço mínimo (σ_3) e azul o campo de esforço máximo (σ_1). Diagrama planar (E), e em roseta (F) para as falhas normais sinsedimentares do afloramento LTB-033. G. Dados pareados de planos e estrias para falhas normais do afloramento LTB-033. H. Campos de esforços obtidos pelo método de Angelier & Mechler (1977) para as falhas em G. Vermelho indica o campo de esforço mínimo (σ_3) e azul o campo de esforço máximo (σ_1). I. Diagrama planar para o total de falhas normais dos afloramentos LTB-033 e LTB-219. J. Diagrama em roseta para o total de falhas normais dos afloramentos LTB-033 e LTB-219, A, C, E, G e I = diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; D e H = Diagrama de Wulff, hemisfério inferior.

Falhas inversas sinsedimentares, dobras e outras estruturas compressivas

Falhas inversas, dobras e outras estruturas compressivas ocorrem nos afloramentos LTB-084, LTB-085, LTB-086, LTB-216, LTB-219, LTB-220 e LTB-033. Essas deformações se situam num mesmo horizonte estratigráfico, junto ao topo da Formação Pimenteiras, e de forma geral a intensidade da deformação aumenta em direção a norte, atingindo o máximo nos arredores da cidade de Novo Acordo (TO). Falhas inversas e dobras sinsedimentares acham-se quase sempre associadas, em geral com as primeiras rompendo os flancos e/ou os planos axiais das dobras.

No afloramento LTB-219, falhas inversas estão associadas a uma superfície de descolamento normal, formando uma série de escamas imbricadas (figura 67, 4). Associadas aos planos de falhas inversas, ocorrem dobras de arrasto e dobras complexas, como as dobras enterolíticas mostradas na figura 70. Aqui, níveis centimétricos a decimétricos de arenito fino acham-se complexamente dobrados, evidenciando deformação em estado plástico. As falhas inversas truncam as falhas normais sinsedimentares descritas no item anterior (figura 69).

No afloramento LTB-033, pelitos laminados com intercalações de arenitos finos mostram-se intensamente deformados por dobras de porte métrico, desarmônicas, com planos axiais mergulhando para nordeste e para sudoeste (figura 70); Algumas antiformas apresentam flancos e/ou superfícies axiais rompidos por falhas inversas. Os planos axiais têm orientação média em torno de N30W e vergência em sentidos opostos, predominando no entanto os com vergência para NE (figura 73, A).

No afloramento LTB-084, sedimentos similares aos do afloramento LTB-033 estão deformados por dobras fechadas inclinadas de porte métrico (figura 71). Níveis mais possantes de arenito por vezes sofrem pouca ou nenhuma deformação (figura 72, 2). Os flancos das dobras apresentam-se rompidos formando *boudins* que se sobrepõem parcialmente, evidenciando encurtamento posterior à ruptura (figura 71, 3 e figura 72). No mesmo afloramento, observa-se também um corpo de arenito aparentemente embutido por falha. Planos axiais e eixos de dobras medidos neste afloramento mostram-se coerentes com os planos axiais do afloramento LTB-033, embora neste afloramento estes mostrem um sentido bem definido de vergência, para W-NW (figura 73, B).

Dobras decimétricas associadas a superfícies de deslocamento inverso com ruptura de flancos também ocorrem no afloramento LTB-216. Medidas de planos axiais de dobras neste afloramento são bastante similares às obtidas no afloramento LTB-084 (figura 73, C).

De forma geral, os planos axiais de dobras da Formação Pimenteiras mostram orientação bastante coerente, formando duas famílias, uma principal com orientação aproximada N10-20W e outra secundária com orientação N40W (figura 73, D, E).

Figura 69

Dobras enterolíticas associadas a planos de falhas inversas no afloramento LTB-219. As camadas de arenito acham-se complexamente dobradas e rompidas. Note-se que a falha inversa trunca falhas normais.

Figura 70

Dobras sinsedimentares no afloramento LTB-033; notar os planos axiais das dobras com vergências em sentidos opostos, o padrão irregular das mesmas e uma superfície de ruptura com deslocamento de caráter inverso (*vermelho*). A altura do automóvel é de 1,77m.

Figura 71

Fotomosaico do afloramento LTB-084. No lado esquerdo da figura, observa-se um corpo de arenito possivelmente embutido por falha (1). Um nível mais espesso de arenito mostra-se suavemente dobrado, contrastando com a dobra fechada imediatamente acima (2). Os flancos das dobras mostram-se rompidos, formando *boudins* (3). A área circundada em vermelho em detalhe na figura 72; o martelo usado para escala (seta vermelha) mede cerca de 30cm.

Figura 72

Detalhe da figura 71 mostrando *boudins* em nível de arenito fino em flanco de dobra. Os *boudins* acham-se sobrepostos, mostrando encurtamento posterior à ruptura, coerente com a vergência indicada pelos planos axiais das dobras. O diâmetro da lapiseira é de cerca de 1cm.

Figura 73

A. Diagrama planar para as dobras sinsedimentares do afloramento LTB-033. **B.** Idem para o afloramento LTB-084. **C.** Idem para o afloramento LTB-216. **D.** Diagrama planar para o total das dobras sinsedimentares medidas na Formação Pimenteiras. **E.** Diagrama em roseta para o total das dobras sinsedimentares medidas na Formação Pimenteiras. As dobras medidas no flanco oeste da bacia têm orientação bastante coerente, formando duas famílias, uma principal com orientação aproximada N10-20W e outra secundária com orientação N40W, A, B, C e D = diagrama de Schimidt-Lambert, hemisfério inferior

No afloramento LTB-033, planos de falhas inversas mostram orientações entre E-W e NNW-SSE, mergulhando para SW (figura 79). Superfícies de falhas inversas ocorrem comumente como rupturas em flancos e planos axiais de dobras sinsedimentares (figura 70), e a vergência das falhas inversas é para NE, coerente com a vergência dominante mostrada pelas dobras.

Associados aos planos de falha inversos, ocorrem corpos de arenito em forma de cunha, embutidos nas camadas de pelitos sobrepostas. No afloramento LTB-033, os planos de falha inversos que delimitam estes corpos acham-se ressaltados por uma couraça ferruginosa (figura 74, **1**) e sobrepõem uma faixa de arenitos homogêneos por liquefação (figura 74, **2**). O bordo de ataque destas estruturas acha-se mais deformado e embutido entre camadas de pelitos (figura 74, **3**). Falhas normais com rejeito da ordem de 10cm ocorrem dentro das cunhas de arenito.

No afloramento LTB-085 o mesmo tipo de estrutura é visto num corte paralelo às falhas inversas (figura 75). As superfícies de acamamento dos pelitos sob a cunha de arenitos acham-se deformadas e corrugadas, configurando superfícies de deslocamento inverso da cunha de arenito sobre as mesmas (figura 75, **1** e figura 76). Essas superfícies possuem orientação similar às falhas inversas do afloramento LTB-033 (figura 79, **C**).

Falhas normais escalonadas sinsedimentares cortam a cunha de arenito (figura 75 e figura 77). Nos pontos de contato entre os arenitos e os pelitos ao longo destas falhas o caráter da deformação muda de rúptil nos arenitos para dúctil nos pelitos, e pequenas sinformas se desenvolvem ao longo dos planos de falha (figura 75, **2** e figura 76). Níveis pelíticos dentro da cunha de arenito também se deformam ductilmente (figura 75, **3**), e no centro da cunha de arenito ocorre uma dobra em bainha (figura 75, **4**), indicando liquefação parcial do arenito e que sua deformação é de caráter rúpto-dúctil. Superfícies de contato irregulares entre níveis de arenito de granulação diferente e pequenas injeções clásticas de arenito fino-médio em arenito grosso também indicam liquefação parcial do arenito (figura 78).

As falhas normais internas à cunha de arenito no afloramento LTB-085 possuem orientação aproximadamente ortogonal às superfícies de deslocamento inverso (figura 79, **D**), sugerindo que as estruturas se formaram de forma mais ou menos simultânea sob um mesmo campo de esforços. A sequência aqui sugerida para explicar a deformação dessa cunha de arenito é: 1. compressão horizontal com orientada aproximadamente segundo NNE-SSW embutindo a cunha de arenito nas camadas pelíticas superiores, com liquefação parcial dos arenitos e 2. ressedimentação dos arenitos, com recuperação da resistência mecânica dos mesmos e formação das falhas normais, com deformação hidroplástica dos pelitos associada. As cunhas de arenito observadas no afloramento LTB-033 provavelmente passaram por uma sequência de eventos similar, conforme sugerido pela faixa de arenitos liquefeitos sob os planos de falha. Os dois afloramentos acham-se próximos ao contato superior da Formação Pimenteiras e provavelmente correspondem ao mesmo nível estratigráfico.

Figura 74

Corpo cuneiforme de arenito embutido por falha inversa em pelitos da Formação Pimenteiras no afloramento LTB-033. A superfície de falha é ressaltada por uma cou-raça ferruginosa (1) e sob esta acha-se uma faixa de arenitos homogeneizados por liquefação (2). O bordo de ataque do corpo de arenito acha-se mais deformado e embutido entre camadas pelíticas (3). Note-se também à direita em mais detalhe na figura 70) com plano axial rompido por falha inversa (em vermelho, com medidas). O martelo utilizado para escala mede aproximadamente 30cm.)

Figura 75

Corpo cuneiforme de arenito no afloramento LTB-085, visto em corte aproximadamente paralelo às superfícies de deslocamento inverso. Falhas normais (*azul*) cortam o arenito, os quais acham-se embutidos por superfícies corrugadas de deslocamento inverso (1) nos pelitos sobrejacentes. Nos pontos de contato dos pelitos com o arenito ao longo das falhas normais ocorre deformação dúctil dos pelitos (2); deformação dúctil de níveis pelíticos também é observada em níveis pelíticos internos aos arenitos (3) e uma dobra em bainha pode ser observada na região central do corpo cuneiforme (4). As áreas contornadas em amarelo são mostradas em detalhe na figura 76 (A) e figura 77 (B).

Figura 76

Detalhe da superfície de contato inferior do corpo cuneiforme de arenito da figura 75. As superfícies de deslocamento correspondem ao acamamento deformado dos pelitos subjacentes, e as corrugações indicam o sentido do deslocamento (*setas vermelhas*). O diâmetro da lapiseira usada para escala é de cerca de 1cm.

Figura 77

Detalhe de falhas normais escalonadas na borda do corpo cuneiforme de arenito da figura 75. Notar a mudança do caráter da deformação de rúptil para dúctil no contato dos arenitos e dos pelitos, formando pequenas sinformes ao longo dos planos de falha (1). O diâmetro da lapiseira usada para escala é de cerca de 1cm.

Figura 78

Superfície de contato irregular e pequena injeção clástica (1) mostrando a ocorrência de liquefação parcial dos arenitos do afloramento LTB-085. o martelo usado para escala mede cerca de 30cm..

As falhas inversas sinsedimentares e os planos de deslocamento que embutem as cunhas de arenito nos pelitos sobrejacentes possuem orientação bastante consistente, com uma família principal com orientação N50-60W (figura 79, **E, F**). Esta orientação é próxima da das falhas normais, sugerindo que os processos que as originaram estão relacionados.

Figura 79

A. Diagrama planar para os planos de falhas inversas do afloramento LTB-033. **B.** Idem para plano de falha do afloramento LTB-219. **C.** Diagrama planar das superfícies de deslocamento inverso que embutem a cunha de arenito do afloramento LTB-085 nos pelitos sobrejacentes. **D.** Diagrama planar mostrando a relação entre planos de deslocamento inversos (*vermelho*) e falhas normais (*azul*) internas à cunha de arenito no afloramento LTB-085. **E.** Diagrama planar para o total de falhas inversas e planos de deslocamento da Formação Pimenteiras. **F.** Diagrama em roseta para o total de falhas inversas e planos de deslocamento da Formação Pimenteiras.

Em alguns afloramentos, a deformação junto ao contato do topo da Formação Pimenteiras mostra-se mais intensa e caótica, com estruturas de difícil classificação, mas que aparentam estar associadas ao esforço compressivo que gerou as dobras e falhas inversas associadas.

No afloramento LTB-086, ocorrem corpos podiformes de arenito de porte métrico em meio a diamictitos de coloração arroxeada, com alguns clastos facetados (figura 80).

No afloramento LTB-220, ocorrem corpos de arenito de formato superficialmente similar a estruturas de sobrecarga, dispersos em meio a pelitos deformados. Internamente, esses arenitos mostram falhas normais e inversas com rejeitos máximos da ordem de 1-2cm, que acomodam a deformação e mostram que nos arenitos esta se processou em regime rúptil (figura 81). Isso sugere que se trata na realidade de estruturas de colapso, relacionadas a perda de resistência mecânica de níveis pelíticos subjacentes aos arenitos. O nível de arenitos deformado parece ser o mesmo das cunhas de arenito do afloramento LTB-085, situado a cerca de 32km de distância em linha reta.

Laminação convoluta

Laminação convoluta de porte métrico ocorre em dois níveis distintos no afloramento LTB-210 (figura 82). Os níveis afetados são de um arenito fino cinza, laminado, um sobreposto ao outro. A deformação está exposta em apenas alguns metros no afloramento, de forma que nada se pode afirmar a respeito de sua continuidade lateral. As estruturas observadas são laminações convolutas internas, do tipo I-d de Allen (1977).

Figura 80

Fotomosaico mostrando corpos podiformes de arenito embutidos em diamictitos da Formação Cabeças no afloramento LTB-086. A pessoa no centro da foto mede cerca de 1,65m.

Figura 81

Possíveis estruturas de colapso em corpos de arenito do topo da Formação Pimenteiras, no afloramento LTB-220. A deformação nos corpos de arenito é acomodada por pequenas fálhas normais (*azul*) e inversas (*vermelho*). O martelo usado para escala mede 25cm.

Figura 82

Laminação convoluta em dois níveis (destacados em amarelo e vermelho) de arenitos finos e laminados da Formação Pi-menteiros, no afloramento LTB-210. O martelo usado para escala mede 30cm.

Afloramentos da Formação Cabeças na borda oeste da Bacia do Parnaíba (afloramentos LTB-006, LTB-007, LTB-082, LTB-107, LTB-218 e LTB-221).

A localização dos afloramentos aqui descritos é a seguinte: os afloramentos LTB-006 e LTB-007 estão situados na rodovia TO-130, a sul da cidade de Ponte Alta do Tocantins; o afloramento LTB-082 na mesma rodovia, a sul de Lagoa do Tocantins; afloramento LTB-107 na rodovia TO-247, próximo a Lagoa do Tocantins; afloramentos LTB-218 e LTB-221 na rodovia TO-130, a sul da cidade de Novo Acordo.

A Formação Cabeças nesta região consiste em arenitos médios a grossos, brancos a rosados, com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de médio porte e plano-paralelas. Níveis com grânulos e seixos são comuns, em geral associados à base de *sets* de estratificações cruzadas e marcando superfícies erosivas. Os arenitos desta unidade na região em geral sustentam um relevo de mesas e chapadas, o que muitas vezes facilita a tarefa de determinar o seu contato basal. Diamictitos arroxeados ocorrem em diversos pontos no contato desta unidade com a Formação Pimenteiras, e geralmente são considerados como pertencentes à base da Formação Cabeças. O ambiente deposicional da Formação Cabeças nesta região é flúvio-deltaico, com os diamictitos indicando uma contribuição glacial.

Deformações sinsedimentares na Formação Cabeças nesta região também ocorrem num horizonte estratigráfico bem definido, alguns metros acima do contato da base desta unidade com a Formação Pimenteiras, e consistem principalmente em dobras sinsedimentares. Estratificação cruzada recumbente ocorre no afloramento LTB-006, e um dique clástico isolado ocorre no afloramento LTB-107.

Estratificação cruzada recumbente

No afloramento LTB-006 ocorre um nível com cerca de 40cm de espessura, com estratificação cruzada deformada, formando dobras recumbentes similares, com ápice suave e planos axiais sub-horizontais (figura 83, 1). A zona de charneira acha-se próxima ao topo da camada (cerca de 5cm), e o flanco da dobra é truncado abruptamente pela camada superior. Essas dobras simples gradam lateralmente para formas mais complexas (figura 83, 2). As estruturas observadas correspondem às estratificações cruzadas recumbentes do tipo 1 e 2 de Allen & Banks (1972). Em direção a sul, a deformação se intensifica e oblitera as estruturas, resultando num arenito de aspecto homogêneo. O nível deformado tem continuidade por ao menos várias centenas de metros, e pode se estender até o afloramento LTB-007, a cerca de 5km ao sul.

Figura 83

Estratificação cruzada recumbente dos tipos 1 (1) e 2 (2) de Allen & Banks (1972) em arenitos da Formação Cabeças, no afloramento LTB-006. Note-se a deformação confinada a uma única camada e continuidade lateral da mesma em toda a extensão do afloramento.

Dobras sinsedimentares

Dobras insedimentares ocorrem nos afloramentos LTB-082, LTB-107, LTB-218 e LTB-221. destes, o mais importante para a compreensão do processo de deformação é o afloramento LTB-218.

O afloramento LTB-218 consiste num corte baixo na rodovia TO-130, pouco acima do contato basal da Formação Cabeças. A base do afloramento consiste num nível não perturbado de arenito médio com estratificações cruzadas tabulares. Acima destes, ocorre um nível intensamente dobrado de arenitos finos a médios (destacados em vermelho na figura 84), em camadas centimétricas a decimétricas, com intercalações centimétricas de pelitos. As dobras têm porte decimétrico e são apertadas a isoclinais, com espessamento de charneiras (figura 84, 6) e ruptura de flancos (figura 84, 7), indicando deformação em estado plástico. Medidas dos planos axiais das dobras mostram-se bastante consistentes, com uma família principal de dobras com orientação aproximada N70-80W e vergência para NE.

Em meio aos níveis de arenito dobrados, um grande bloco (destacado em azul na figura 84) de arenitos mais grossos se comporta de forma rígida, com preservação da estratificação original. Na base do bloco, na zona de contato com o arenito não deformado inferior, ocorre um nível brechado, com alguns dos fragmentos mostrando deformação em estado plástico (figura 84, 1). Na base também ocorrem fragmentos do bloco maior, alguns mostrando brechação incipiente (figura 84, 2), outros rotacionados (figura 84, 3). O bloco maior acha-se rompido por falhas normais (figura 84, 4) indicando a ocorrência de esforços trativos internamente a este. Ao longo de algumas destas falhas se desenvolvem zonas brechadas (figura 84, 5). Na zona em que o bordo de ataque do bloco rígido se encontra com os arenitos dobrados, ocorrem arenitos sem estrutura visível, provavelmente homogeneizados por liquefação (figura 84, 8). A zona de contato entre o nível deformado e os arenitos não deformados embaixo corresponde a uma superfície de descolamento.

Dobras recumbentes de porte decamétrico ocorrem nos afloramentos LTB-082 e LTB-221 (figura 85), em arenitos finos e médios com níveis conglomeráticos da Formação Cabeças. As deformações ocorrem no mesmo horizonte estratigráfico do afloramento LTB-218, separadas por uma distância em linha reta de cerca de 38km. O plano axial construído para a dobra do afloramento LTB-082 tem uma orientação diversa dos planos medidos no afloramento LTB-218 (em torno de N60E), mas também mostra vergência para norte (figura 85).

Também no mesmo horizonte estratigráfico, ocorrem dobras recumbentes de porte decimétrico no afloramento LTB-107 (figuras 86, 1 e 87). Neste afloramento, também ocorre um dique clástico isolado (figura 86, 2), mostrando evidências de injeção de baixo para cima e pequenas falhas inversas sinsedimentares (figura 86, 3).

Figura 84

Fotomosaico do afloramento LTB-218. Na base do afloramento, ocorre um nível de arenitos não deformados, separado do nível deformado por uma superfície de descolamento (*linha magenta*). Arenitos finos (*vermelho*) intensamente dobrados acham-se em contato com um bloco de arenitos médios (*azul*) com deformação rúptil. Na base deste ocorre um nível brechado, com alguns fragmentos mostrando deformação em estado plástico (1). Fragmentos do bloco maior mostram brechagem incipiente (2) e rotação (3). O bloco maior é cortado por falhas normais (4) indicando a ocorrência de esforços trativos internos. Zonas brechadas ocorrem ao longo de algumas falhas (5). Dobras nos arenitos finos à esquerda mostram espessamento de charneira (6) e ruptura de flancos (7). O contato entre os arenitos deformados plasticamente e o bloco mais rígido é marcado por uma zona de arenitos homogeneizados por liquefação (8). A pessoa usada como escala mede cerca de 1,60m.

Figura 84

A. Diagrama planar (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) e **B.** diagrama em roseta para as dobras do afloramento LTB-218.

Figura 85

Dobras de porte decamétrico em arenitos da Formação Cabeças **A.** afloramento LTB-082 e **B.** afloramento LTB-221. No canto superior esquerdo, plano axial construído a partir das medidas de superfície dobrada e eixo de dobra para a dobra do afloramento LTB-082.

Figura 86

Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-107, onde ocorrem dobras recumbentes de porte decimétrico (1; a área circundada pelo retângulo vermelho é mostrada em detalhe na figura 87). Neste afloramento, também ocorre um dique clástico de injeção isolado (2) e pequenas falhas inversas sinsedimentares (3). O martelo usado para escala (*seta vermelha*) mede cerca de 25cm.

Figura 87

Detalhe da figura 86, mostrando dobras recumbentes decimétricas em arenitos da Formação Cabeças. O martelo usado para escala mede cerca de 30cm.

Afloramento LTB-139

O afloramento LTB-139 está localizado na rodovia BR-136, cerca de 1km a norte da entrada para a cidade de Inhuma (PI), e consiste em grandes cortes em ambos os lados da estrada e numa área de empréstimo em planta atrás do corte situado a oeste. A figura 88 mostra uma vista em planta do afloramento.

Um enxame de diques clásticos ocorre associado a outras estruturas de liquidação no afloramento LTB-139. A figura 89 mostra o fotomosaico do afloramento.

Os diques clásticos são compostos de um arenito médio a grosso, medianamente selecionado, de cor creme. As bordas dos diques em geral estão ressaltadas por cimentação ferruginosa (figura 90). O material encaixante é um lamito arenoso cinza, micáceo e homogêneo. Alguns diques mostram bifurcação para cima, e pelo menos um deles termina numa estrutura em forma de taça (figura 91), que pode corresponder a uma feição subsuperficial tipo *sand-boil*. Xenólitos e estruturas de fluxo são também observados em alguns diques. Essas feições sugerem injeção forçada dos diques, de baixo para cima.

Os diques clásticos deste afloramento podem ser observados tanto em um corte da BR-316 quanto em uma área de empréstimo ao lado deste (figura 88), o que propiciou a obtenção de um número significativo de medidas, tanto em corte quanto em planta.

Os lamitos arenosos encaixantes dos diques clásticos também mostram estruturas de deformação sinsedimentar. Um diápiro de lamito intrude arenitos creme, de aspecto almofadado, sugerindo liquefação parcial destes (figuras 88, 2 e 92). Bolsões do mesmo arenito acham-se dispersos nos lamitos (figura 88, 4).

Figura 88

Vista em planta do afloramento LTB-139. Diagramas planares mostram a orientação dos diques clásticos para as medidas efetuadas no corte de estrada (1), na área de empréstimo (2) e o total para o afloramento (3). Note-se que há uma significativa diferença entre as medidas efetuadas no corte da estrada e na área de empréstimo. Está indicada também a localização do fotomosaico da figura 89 (linha vermelha). Desenho sobre imagem Google Earth Pro.

Figura 88

Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-139. Um enxame de diques clásticos (1, destacados em amarelo) afeta a seção mais a norte do afloramento (veja também página seguinte). Na parte mais a sul, observa-se um diápiro de arenito (2) intrudindo arenitos de aspecto almofadado (4). As áreas circundadas em vermelho são mostradas em detalhe nas figuras 91 (A) e 92 (B).

Figura 88 (continuação)

Continuação do fotomosaico do afloramento LTB-139. Note-se o enxame de diques clásticos (1, destacados em amarelo). O martelo usado para escala (seta vermelha) mede cerca de 30cm.

Figura 90

Vista em planta de diques clásticos subparalelos (*em amarelo*) do afloramento LTB-139. A borda do dique é ressaltada por cimentação ferruginosa (*em vermelho*).

Figura 91

Detalhe da figura 89, mostrando diques clásticos (1) do afloramento LTB-139 (vista em perfil). O dique à esquerda termina numa estrutura em taça (2) que pode corresponder a uma feição superficial do tipo *sand-boil*.

Figura 92

Detalhe da figura 89, mostrando diápiro de lamitos arenosos intrudindo arenitos de aspecto almofadado, o que sugere liquefação parcial dos mesmos. O martelo usado para escala mede 30cm.

Tratamento dos dados de espessura e orientação dos diques clásticos

Os histogramas de frequência e espessura total dos diques *versus* classes de espessura, e os gráficos de frequência acumulada e espessura acumulada *versus* classes de espessura são mostrados na figura 93. As espessuras dos diques variam entre 1,5 e 35cm, com valores mais comuns em torno de 3cm, e espessura média de 7,9cm. A distribuição dos valores de espessura dos diques clásticos neste afloramento é mais homogênea que em outros estudados, não se notando grande desproporção no volume de material mobilizado pelos diques mais espessos.

Figura 93

Histogramas de frequências e espessura total vs. classes de espessura e gráficos de frequência acumulada e espessura acumulada vs. classes de espessura para os diques clásticos da Formação Cabeças no afloramento LTB-139

Foram confeccionados diagramas planares (figura 94, **A**), de isofrequências (figura 94, **B**) e em roseta para a frequência e frequência ponderada pela espessura (figura 94, **C** e **D**) para o total das medidas, e em separado para as medidas obtidas na área de empréstimo e no corte (figura 97), com o fim de verificar a possível influência da orientação do corte sobre as medidas

O diagrama em roseta para as frequências mostra que os diques se distribuem em duas famílias, com uma pétala principal orientada segundo N20-40W e uma pétala secundária orientada aproximadamente segundo E-W (figura 94, **C**). A ponderação pela espessura ressalta a família principal (figura 94, **D**).

Figura 94

Diagramas planar (**A**) e de isofrequências (**B**) (diagramas de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) e em roseta para as frequências (**C**) e frequências ponderadas pela espessura (**D**) dos diques clásticos do afloramento LTB-139. A ponderação pela espessura ressalta a pétala principal.

A técnica de filtragem descrita no item 3.4.1 (pág. 56) foi aplicada para os dados totais dos diques neste afloramento (figura 95) e possibilitou a separação dos diques em duas classes de espessura. Diques abaixo de 6cm de espessura mostram uma maior dispersão das orientações, embora as duas famílias principais sejam proeminentes, sem que seja possível diferenciar entre a família principal e a secundária (figura 96, **A**). Eliminando-se os diques menores que 6cm de espessura (figura 96, **B**) obtém-se duas famílias bem definidas, e a família principal é ressaltada.

Figura 95

Diagrama circular mostrando a relação entre o *strike* dos diques e as classes de espessura para os diques do afloramento LTB-139. Diques clásticos com espessura menor que 6cm (*círculo azul*) apresentam uma dispersão bem maior que os diques com mais de 6cm de espessura

A

B

Figura 96

Diagramas em roseta para as frequências dos diques clásticos do afloramento LTB-139. **A.** diques menores que 6cm de espessura. **B.** diques maiores que 6cm de espessura.

Influência do efeito da orientação do corte

Medidas das atitudes dos diques clásticos foram efetuadas em dois locais: no corte da rodovia com orientação N-S (25 medidas), e na área de empréstimo atrás do corte, em planta (42 medidas). A localização das medidas é mostrada na figura 88, pág 144.

No caso deste afloramento, o tratamento separado dos diques medidos no corte e em planta fornece resultados significativamente diferentes (figura 97). Nos diques medidos em corte, a orientação secundária é ressaltada, o que se deve à somatória de um conjunto de fatores. O contraste entre os diques e a encaixante não é grande, ambos consistindo em arenitos e lamitos arenosos de diferentes granulometrias e distinguíveis principalmente pela cor. Essa distinção é mais fácil nos diques vistos em planta (compare-se, por exemplo, as figuras 90 e 91). O material ferruginoso que resalta a borda dos diques também ocorre em juntas não preenchidas, o que dificulta ainda mais a distinção. Finalmente, material fragmentado rolado na base do corte dificulta a obtenção de medidas. Dessa forma, há uma tendência a se amostrar principalmente os diques clásticos perpendiculares ao corte e de subamostrar diques com orientações diversas, mais difíceis de se identificar e medir. O tratamento dos dados deste afloramento mostra que a orientação do corte pode ressaltar ou mascarar orientações existentes, especialmente quando conjugado com fatores que dificultam a obtenção de medidas (compare-se os resultados deste afloramento com os do afloramento LTB-168, onde esses fatores estão ausentes).

Figura 97

A. Diagrama planar (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) e **B.** diagrama em roseta para os diques clásticos medidos em planta no afloramento LTB-139. **C.** Diagrama planar (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) e **D.** diagrama em roseta para os diques clásticos medidos no corte da estrada. Note-se o forte efeito da orientação do corte (aproximadamente N-S) sobre as medidas (vide discussão no texto).

Interpretação das estruturas de deformação sinsedimentar das formações Pimenteiras e Cabeças

Estruturas de deformação sinsedimentar nas formações Pimenteiras e Cabeças na borda oeste da bacia estão concentradas principalmente em dois horizontes estratigráficos, um no topo da Formação Pimenteiras e outro alguns metros acima da base da Formação Cabeças. Esses horizontes deformados possuem grande extensão lateral (pelo menos 110km em linha reta no caso da Formação Pimenteiras e 90km na Formação Cabeças, numa linha aproximadamente norte-sul que vai de Novo Acordo até a sul de Ponte Alta do Tocantins, TO). Embora a deformação aparentemente não seja contínua dentro destes horizontes, cada um deles parece representar um único evento deformacional, associado a um único agente desencadeador. Mecanismos de deformação e sistemas de forças atuando sobre os sedimentos, no entanto, variam de local para local.

Embora a grande extensão lateral dos horizontes deformados seja sugestiva de um agente desencadeador alógeno, esta não é incompatível com um agente autógeno específico - glaciectonismo. Sedimentos da Formação Cabeças possuem uma inegável contribuição glacial, e esta se interdigita com a Formação Pimenteiras no oeste da bacia (Caputo 1985). Desta forma, uma análise mais cuidadosa das deformações é necessária para determinar o possível agente desencadeador destas.

Algumas das estruturas descritas são compatíveis com estruturas induzidas por glaciectonismo descritas na literatura (vide, por exemplo, Aber & Ber 2007), e alguns dos afloramentos apresentam sedimentos de provável origem glaciogênica (por exemplo, o afloramento LTB-086).

Um dos argumentos contrários ao glaciectonismo como agente desencadeador das deformações é a vergência observada das estruturas nos afloramentos LTB-033, LTB-084 LTB-085, LTB-218 e LTB-219. Nesses afloramentos há o predomínio de vergências no sentido N-NE, tanto no que diz respeito às falhas inversas sinsedimentares quanto às dobras, embora ocorram algumas estruturas com vergências em sentidos opostos (figura 98). Dobras e falhas formadas por glaciectonismo apresentam tipicamente vergência no mesmo sentido do movimento do gelo (embora também possam ocorrer falhas antitéticas) (Aber & Ber 2007), e o sentido principal da vergência das estruturas, de SW para NE, contrasta com o sentido de movimento do gelo observada no pavimento estriado de Calembre (PI), de SE para NW (Caputo & Ponciano 2010).

Ausência de sedimentos claramente glaciogênicos em afloramentos intensamente deformados (em especial nos afloramentos LTB-033, LTB-218 e LTB-219) também contraria a idéia de um agente desencadeador glaciectônico para as mesmas. Dessa forma, acreditamos que a maioria das estruturas observadas não estejam relacionadas a glaciectonismo, embora a possibilidade que este ocorra de forma localizada não possa ser descartada.

Figura 98

Comparação entre diagramas planares (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) de estruturas de deformação sinsedimentar das formações Pimenteiras e Cabeças na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. **A.** Falhas normais sinsedimentares, Formação Pimenteiras. **B.** Falhas inversas sinsedimentares, Formação Pimenteiras. **C.** Dobras sinsedimentares, Formação Pimenteiras. **D.** Dobras sinsedimentares, afloramento LTB-218 da Formação Cabeças. É notável a coerência entre as orientações das estruturas e o sentido de vergência das estruturas compressivas, com exceção das dobras da Formação Pimenteiras (vide discussão no texto a seguir).

Chama a atenção a coerência entre as orientações das estruturas e o sentido de vergência das estruturas compressivas, exceto pelas dobras da Formação Pimenteiras (figura 98). Assim, qualquer explicação para a origem das deformações deve levar essas características em conta. Neste sentido, o afloramento LTB-218 é uma peça chave na elucidação do mecanismo de deformação. As características da deformação observada neste afloramento permitem determinar que a deformação está ligada a processos de escorregamento (*slumping*) de massas de sedimento com baixa resistência mecânica, passíveis de deformação em estado plástico. As grandes dobras recumbentes observadas nos afloramentos LTB-082 e LTB-221 também são sugestivas de processos de escorregamento.

Estruturas compressivas da Formação Pimenteiras também são compatíveis com processos de escorregamento. A orientação oblíqua dos planos axiais das dobras em relação às falhas inversas provavelmente se deve à posição daquelas numa zona de flanco de um lençol de escorregamento, onde as superfícies axiais são oblíquas em relação à direção de fluxo (veja, por exemplo, Smith 2000).

As falhas normais sinsedimentares da Formação Pimenteiras, no entanto, não são compatíveis com processos de escorregamento. Falhas normais podem ocorrer nas porções proximais de escorregamentos (Martinsen & Bakken 1990), mas a ocorrência de feições distensionais e compressivas num mesmo afloramento (afloramentos LTB-033 e LTB-219) não permite essa interpretação. Dessa forma, consideramos aqui que as falhas normais da Formação Pimenteiras indicam a ocorrência de atividade tectônica sinsedimentar, com um campo de esforço principal máximo (σ_1) subvertical e esforço principal mínimo (σ_3) com orientação entre N-S e NE-SW. Relações de corte entre as estruturas compressivas e distensivas indicam recorrência da atividade tectônica.

Diques clásticos dos afloramentos LTB-010-011 e LTB-070 ocorrem num nível lateralmente extenso (ao menos 35km), são resultado de injeção forçada de baixo para cima (ou seja, resultado de fluidificação do sedimento em oposição a preenchimento passivo de fraturas) e suas ocorrências coincidem com falhas do SFTB. As características da rocha encaixante no afloramento LTB-070 indicam um ambiente deposicional de águas calmas e baixa energia, sendo improvável a ocorrência de agentes autógenos como desencadeadores da deformação. Dessa forma, a aplicação dos critérios descritos no item 3.5.1 permite interpretar essas estruturas como prováveis sismitos.

As estratificações cruzadas recumbentes observadas no afloramento LTB-006 também têm uma provável origem sísmica. Allen & Banks (1972) consideram que o agente desencadeador mais provável seja sismicidade, enquanto Røe & Hermansen (2006) consideram que mecanismos inerentes ao próprio sistema deposicional podem desencadear a deformação. As características da deformação observada na Formação Cabeças (deformação confinada a um único nível, com boa continuidade lateral) não são consistentes com a hipótese de deformação gerada agentes autógenos (que tipicamente mostram pequena continuidade lateral e recorrem frequentemente no pacote sedimentar), sendo mais compatíveis com uma origem sísmica.

Níveis de sismitos nas formações Pimenteiras e Cabeças estão situados nos mesmos horizontes estratigráficos dos lençóis de escorregamento. Este fato, aliado à grande extensão horizontal da deformação, sugere um agente desencadeador sísmico como desencadeador dos escorregamentos, que provavelmente estão associados a depósitos de frente deltaica. Ocorreram ao menos dois eventos de deformação distintos. Tectônica distensiva sinsedimentar indicada pelas falhas normais provavelmente está associada tanto à sismicidade quanto à geração de um gradiente topográfico, explicando assim o paralelismo entre falhas normais e inversas. A orientação dos diques clásticos mais espessos do afloramento LTB-010-011 é compatível com a orientação do campo de esforços indicado pelos dados pareados de falhas e estrias das falhas normais, mas a pequena quantidade de medidas dos diques clásticos e a grande influência exercida por poucos diques espessos na ponderação das medidas torna a interpretação de sua orientação ambígua.

Embora de forma geral a intensidade da deformação cresça de sul para norte, não é possível associar a intensidade da deformação com a proximidade da zona epicentral do sismo, visto que estão sendo comparados mecanismos de deformação distintos (fluidificação/liquefação na extremidade sul de ambos horizontes deformados, onde a intensidade da deformação é menor, com escorregamentos na porção norte, onde a intensidade da deformação é maior). Contudo, é possível admitir que as deformações sejam efeitos de um mesmo sismo, e assumir uma estimativa conservadora para a extensão da deformação (um epicentro a meio caminho entre os pontos mais distantes em que ocorre deformação), o que permite estimar a magnitude mínima do evento, através da relação entre distância a partir do epicentro em que foi observada a liquidação e a magnitude de momento (M_w) do terremoto (Obermeier 1996b) (figura 99). Ambos os eventos tem uma magnitude mínima similar (em torno de 6,5 para o horizonte do topo da Formação Pimenteiras e de 6,3 para o horizonte da Formação Cabeças).

Figura 99

Reprodução do gráfico da figura 31 (pág 67; redesenhado de Obermeier 1996b), com as estimativas para a magnitude mínima dos eventos geradores dos horizontes deformados do topo da Formação Pimenteiras e da Formação Cabeças.

Os níveis com laminação convoluta do afloramento LTB-210 estão situados abaixo do horizonte deformado do topo da Formação Pimenteiras. A exposição não permite avaliar a extensão lateral destes níveis, e a ocorrência de apenas dois níveis não empresta significado à taxa de recorrência. Embora o contexto tectônico de outras deformações observadas na unidade sugira que possa tratar-se de níveis de sismitos, não se pode excluir a possibilidade de atuação de agentes desencadeadores autógenos (por exemplo, ação de ondas em barras de tempestade). Assim, a interpretação destas estruturas é ambígua e não será considerada na discussão dos resultados.

A intensidade da deformação e a ocorrência de um enxame de diques clásticos com orientações subparalelas e evidências de injeção forçada de baixo para cima no afloramento LTB-139 é sugestiva de atividade sísmica sinsedimentar, embora esses critérios não sejam diagnósticos. Deformação gerada por glaciectonismo (Barbosa 2014) ocorre no afloramento LTB-140, próximo à cidade de Oeiras, a cerca de 60km de distância do afloramento LTB-139. Deve-se notar, porém, que sedimentos claramente glaciogênicos parecem estar ausentes no afloramento. Assim, adota-se aqui a interpretação de que o enxame de diques clásticos do afloramento LTB-139 corresponde a um sismo, embora deva-se notar que a hipótese de deformação por glaciectonismo não possa ser descartada. Os diápiros de lamitos podem ter sido gerados num primeiro estágio do mesmo evento que gerou os diques clásticos ou representar um evento anterior.

Orientação dos diques clásticos neste afloramento sugere uma orientação do esforço horizontal máximo (Sh_{max}) em torno de N40W, paralelo à família principal de diques.

4.2.3 Formação Longá

A Formação Longá foi estudada em duas áreas principais: no flanco leste da Bacia do Parnaíba foram visitados afloramentos no vale do Rio Poti, próximo a Juazeiro do Piauí (PI), entre esta localidade e Campo Maior (PI) e, mais para sul, próximo a Valença do Piauí (PI). No flanco oeste da bacia, foram visitados afloramentos próximos às cidades de Ponte Alta do Tocantins, Lagoa do Tocantins e Miracema do Tocantins (TO). Um afloramento isolado do contato de topo desta unidade com a Formação Poti foi também estudado próximo à borda sul da bacia, perto da cidade de Riacho Frio (PI). A figura 100 mostra o mapa dos afloramentos estudados pertencentes a esta unidade.

Apesar de a unidade ter sido estudada numa área ampla, com uma única exceção (afloramento LTB-175) não foram observadas estruturas de deformação sinsedimentar na Formação Longá. Isso sugere que a deposição da unidade ocorreu num período de quiescência tectônica na bacia.

Afloramento LTB-175

O afloramento LTB-175 situa-se próximo à margem direita do Rio Poti, numa estrada vicinal que sai da rodovia PI-115 junto à ponte sobre este rio, na localidade conhecida como Pedreira (município de Juazeiro do Piauí).

A deformação sinsedimentar ocorre num nível de cerca de 4m de espessura de folhelhos negros, situado imediatamente acima do contato basal da unidade com a Formação Cabeças. Acima deste nível, ocorre um espesso pacote de arenitos finos, bem litificados, com estratificação horizontal bastante regular, com camadas variando entre 1,5 e 5cm de espessura. Entre as camadas ocorrem lâminas de argilito com possíveis restos fósseis. Em alguns níveis de arenito ocorrem concreções elípticas centimétricas de material pulverulento e sulfuroso. O ambiente deposicional dos folhelhos é provavelmente marinho, de águas calmas e profundas.

As estruturas de deformação sinsedimentar observadas são dobras em *chevron* de porte decimétrico com flanco invertido, confinadas a um nível intermediário do pacote basal de folhelhos escuros (figura 101). As dobras tem planos axiais com direção aproximada N-S e vergência para leste (figura 101). Trata-se de estruturas geradas por deformação hidroplástica, não podendo portanto ser caracterizadas como sismitos *sensu strictu*. Não é possível determinar o agente causador da deformação, mas a localização, sobre o traço da principal falha do SFTB na região, é sugestiva, indicando a possibilidade de ocorrência de atividade tectônica em pequena escala associada a esta estrutura, ao menos na fase inicial de deposição da Formação Longá.

Figura 100

Mapa de localização dos afloramentos descritos da Formação Longá. Afloramentos onde foram identificadas estruturas de deformação sinsedimentar estão destacados em vermelho.

Figura 101

Dobras sinsedimentares em *chevron* decimétricas afetando folhelhos negros da Formação Longá no afloramento LTB-175. O diagrama no canto superior esquerdo mostra a orientação dos planos axiais medidos. O martelo usado para escala mede cerca de 30cm.

4.2.4 Bacia Água Bonita

A Bacia Água Bonita situa-se numa região de relevo relativamente arrasado, de forma que boas exposições dos sedimentos da bacia são raras. Contudo, uma série de cortes de estrada relativamente recentes na extremidade norte da bacia permitiu uma caracterização satisfatória das litologias e estruturas presentes nesta bacia.

Os afloramentos estudados concentram-se na região norte da bacia, ao longo da rodovia TO-373, entre as cidades de Araguaçu e Alvorada (TO). Estruturas de deformação sinsedimentar foram identificadas na Formação Água Bonita (afloramentos LTB-048 e LTB-104) e Vereda Verde (LTB-049 e LTB-094). A figura 61 mostra o mapa de afloramentos da Bacia Água Bonita estudados nesta tese.

Figura 102

Mapa de localização dos afloramentos descritos na Bacia Água Bonita. Afloramentos onde foram identificadas estruturas de deformação sinsedimentar estão destacados em vermelho.

Afloramentos LTB-048 e LTB-104 (Formação Água Bonita)

O afloramento LTB-048 está situado na rodovia TO-373, e consiste num extenso corte baixo em ambos os lados da estrada. A Formação Água Bonita é aqui representada por arenitos médios a grossos, brancos, mal selecionados, com matriz argilosa e estratificações cruzadas de baixo ângulo, depositados num ambiente marinho costeiro. Capeando os arenitos, ocorrem folhelhos com cor de alteração avermelhada da Formação Vereda Verde.

Neste afloramento, ocorrem falhas escalonadas sinsedimentares nos arenitos. Consistem em sistemas de falhas normais sintéticas e antitéticas com rejeitos verticais centimétricos (figura 103, **A**). Ocasionalmente falhas inversas ocorrem acomodando deslocamentos das falhas normais (figura 103, **A**). Lateralmente, os níveis falhados gradam para arenitos com restos do acamamento preservados rotacionados e dispersos numa matriz homogeneizada por liquefação (figura 103, **B**). O conjunto de falhas escalonadas e arenitos homogeneizados lembram os sismitos originalmente descritos por Seilacher (1969).

Dados pareados de falhas e estrias para as falhas escalonadas do afloramento LTB-048 mostra um campo de esforços com esforço máximo (σ_1) subvertical e esforço mínimo (σ_3) com orientação aproximada ESE-WNW (figura 104, **A**). Dados de falhas normais do embasamento (afloramento LTB-047) fornecem um campo de esforços bastante similar (figura 104, **B**), mostrando que há uma relação entre a reativação de falhas do embasamento e as estruturas de deformação sinsedimentar.

Laminação convoluta ocorre em arenitos da Formação Água Bonita no afloramento LTB-104 (figura 105). Um dique clástico isolado ocorre associado a estas estruturas. Estas estruturas provavelmente correspondem ao mesmo nível deformado do afloramento LTB-048.

Figura 103

A. Falhas escalonadas normais sinsedimentares no afloramento LTB-048, sintéticas (*azulexum*) e antitéticas (*azul dam*). Falhas inversas ocasionais acomodam os deslocamentos das falhas normais (*vermelho*). **B.** Arenitos com restos do acamamento original rotacionados e dispersos numa matriz homogênea no afloramento LTB-048. O nível ilustrado é o mesmo das falhas escalonadas. O diâmetro da lapiseira usada para escala é de cerca de 1cm.

Figura 104

A. Campos de esforços obtidos pelo método de Angelier & Mechler (1977) para as falhas normais sinsedimentares do afloramento LTB-48. **B.** Campos de esforços para falhas normais do embasamento (afloramento LTB-047). Vermelho indica o campo de esforço mínimo (σ_3) e azul o campo de esforço máximo (σ_1). Diagrama de Wulff, hemisfério inferior.

Figura 105

Laminação convoluta em arenitos finos da formação Água Bonita. A lapiseira usada para escala tem diâmetro aproximado de 1cm.

Afloramentos LTB-094 e LTB-049 (Formação Vereda Verde)

O afloramento LTB-094 está situado numa estrada vicinal na porção norte da Bacia Água Bonita. Neste afloramento, ocorrem diques clásticos em folhelhos siltosos vináceos da Formação Vereda Verde. São diques clásticos de espessura centimétrica, preenchidos por areia fina, alguns dos quais se bifurcando para cima, indicando injeção de baixo para cima (figura 106). As espessuras dos diques variam entre 1 e 7cm, com espessura média de 2,7cm e valores mais comuns de espessura em torno de 1cm. A quantidade de diques clásticos presente neste afloramento é relativamente pequena, bem como a variação de sua espessura, o que dificulta o tratamento estatístico das mesmas. Os histogramas de frequência e espessura total dos diques *versus* classes de espessura, e os gráficos de frequência acumulada e espessura acumulada *versus* classes de espessura (figura 107) sugerem que neste afloramento os diques mais espessos mobilizam uma quantidade proporcionalmente maior de material, de forma análoga ao afloramento LTB-010-011 da Formação Pimenteiras. Isso também irá exercer influência na ponderação da frequência pela espessura, embora não de forma tão acentuada como no afloramento LTB-010-011.

Figura 106

Dique clástico de areia fina intrudindo folhelhos siltosos vináceos da Formação Vereda Verde. O dique se bifurca para cima, indicando injeção forçada de baixo para cima. O martelo usado para escala mede 25cm.

Figura 107

Histogramas de frequências e espessura total vs. classes de espessura e gráficos de frequência acumulada e espessura acumulada vs. classes de espessura para os diques clásticos da Formação Vereda Verde no afloramento LTB-094.

Figura 108

Diagramas planar (A) (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) e em roseta para as frequências (B) e frequências ponderadas pela espessura (C) dos diques clásticos do afloramento LTB-094. A ponderação pela espessura aumenta a dispersão das medidas.

Os diques apresentam orientação bastante consistente, em torno de N65E (figura 108, **A, B**). A ponderação da frequência dos diques clásticos pela espessura aumenta a dispersão das medidas, embora a direção principal permaneça aproximadamente a mesma (figura 108, **C**). O tratamento dos dados de orientação e espessura dos diques clásticos deste afloramento e do afloramento LTB-010-011 ilustra as limitações do emprego das técnicas propostas neste trabalho para conjuntos de dados pequenos.

Dobras sinsedimentares ocorrem em arenitos finos e pelitos da Formação Vereda Verde no afloramento LTB-049, situado na rodovia (figura 109). Consistem em sinformes e antiformes abertos a cerrados, de porte métrico, com planos axiais mergulhando para SW, confinados a um único nível estratigráfico e com uma superfície basal de descolamento. Rompendo os planos axiais de algumas dobras ocorrem falhas inversas, com orientação bastante coerente com os planos axiais das mesmas (figura 111, **A**).

Figura 109

Dobras sinsedimentares e falha inversa sinsedimentar (*vermelho*) no afloramento LTB-049. O martelo usado para escala mede 25cm.

Interpretação das estruturas de deformação sinsedimentar da Bacia Água Bonita

Estruturas de deformação sinsedimentar da Formação Água Bonita nos afloramentos LTB-048 e LTB-104 parecem se constituir num mesmo nível, com continuidade lateral de cerca de 1,5km. Apenas um nível deformado é observado, de forma que não se pode chegar a conclusões sobre taxa de recorrência de eventos (embora isso sugira que ela não deva ser alta). Falhas sinsedimentares mostram uma clara relação geométrica com falhas do embasamento, com orientações e campos de esforços similares (figura 104). A relação geométrica com as falhas do embasamento e a continuidade lateral do nível deformado, embora não sejam diagnósticas pelos critérios adotados neste trabalho, sugere fortemente um agente desencadeador sísmico para a deformação.

Medidas de planos axiais de dobras e falhas inversas sinsedimentares do afloramento LTB-049 mostram boa coerência de orientações e vergências, indicando que estão associadas a um mesmo esforço compressivo, com orientação aproximada N20-30E e vergência para NE (figura 110, **A**). Aguiar (2013) considera que a deformação está relacionada a escorregamentos em frentes deltaicas, relacionadas a um grande aporte sedimentar. Esta explicação é plausível, dada o sentido do gradiente topográfico indicado pelos corpos sigmóides de siltito arenoso presentes neste afloramento (figura 110, **B**).

Uma outra hipótese, no entanto deve ser considerada. Aguiar (2013) identificou uma influência glacial nos depósitos da Bacia Água Bonita. No afloramento LTB-049 ocorrem diamictitos com clastos facetados e estriados, de clara origem glacial (figura 111, **A**). A relação entre estes diamictitos e as estruturas de deformação é, no entanto, obscurecida por uma falha recente. Fora dos limites da bacia, no afloramento LTB-051, ocorre um pavimento subglacial, desenvolvido sobre milonito-gnaisses do embasamento (figura 111, **B**). Nesse pavimento, existem estruturas em degrau geradas por processos de *plucking* e abrasão glacial (Aguiar 2013), que mostram um sentido de deslocamento do gelo com orientação N20E. Esse sentido também é coerente com a vergência das dobras e falhas sinsedimentares do afloramento LTB-049, o que, aliado à presença de sedimentos de provável origem glacial no mesmo afloramento, sugere que a deformação seja gerada por glaciotectonismo.

Em ambas as hipóteses, a atuação de agentes autógenos é suficiente para explicar a deformação observada, de forma que esta não é considerada aqui de origem sísmica, embora o contexto tectônico da Bacia Água Bonita sugira essa possibilidade.

A aplicação dos critérios adotados neste trabalho não permite a identificação do agente desencadeador da deformação dos diques clásticos da Formação Vereda Verde. A ocorrência de sismitos na Formação Água Bonita, subjacente, sugere a possibilidade de um agente desencadeador sísmico, mas a exposição limitada dos diques não permite que se chegue a uma conclusão definitiva.

Figura 110

Diagramas planar (A) (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) para planos axiais de dobras (*verde*) e falhas inversas (*vermelho*) do afloramento LTB-049. (B) Diagrama em roseta mostrando o sentido de paleocorrentes indicado por corpos sigmóides de siltito arenoso no afloramento LTB-049. (C) Diagrama em roseta mostrando o sentido de deslocamento do gelo indicado por degraus no pavimento subglacial do afloramento LTB-051.

Figura 111

A. Clasto facetado e estriado em várias facetas encontrado em diamictitos do afloramento LTB-049; o eixo maior do clasto mede cerca de 10cm. **B.** Pavimento subglacial desenvolvido em milonito-gnaisses do embasamento no afloramento LTB-051.

4.2.5 Outras unidades da Província Parnaíba

Formação Poti

A Formação Poti foi estudada principalmente em afloramentos na porção centro-leste da bacia, próximo às cidades de São Félix do Piauí e Floriano (PI). Afloramentos isolados foram visitados na borda sudoeste, nas proximidades de Novo Acordo e Lagoa do Tocantins (TO) e na borda sul, próximo a Riacho Frio e Monte Alegre do Piauí (PI).

Estruturas de deformação sinsedimentar na Formação Poti ocorrem nos afloramentos LTB-161 e LTB-162, próximo a São Félix do Piauí; no afloramento LTB-144, próximo a Floriano; e nos afloramentos SMG-2, próximo a Riacho Frio, e SMG-5, próximo a Monte Alegre do Piauí. A figura 112 mostra o mapa dos afloramentos estudados pertencentes a esta unidade.

No afloramento LTB-144, ocorrem falhas normais conjugadas, que não cortam as camadas superiores do sedimento, atestando seu caráter sinsedimentar (figura 113). No topo dos níveis afetados pelas falhas sinsedimentares ocorrem pequenas (2-3mm de espessura por 1-2cm de altura) injeções clásticas em siltitos intercalados com arenitos finos com laminação cruzada por onda (figura 114). Góes (1995) considera estas mesmas estruturas (compare-se a figura 114 com a foto 36, em Góes [1995, pág. 113]) como sismitos.

No afloramento SMG-2 ocorrem arenitos finos a médios, com estratificação cruzada tipo *swaley*, interpretados aqui como barras de tempestade pertencentes ao topo da Formação Poti. No contato de topo de uma destas barras, ocorrem laminações convolutas de porte decimétrico a métrico (tipo II-B [interpenetrativa] de Allen 1977) (figura 115).

No afloramento LTB-161, ocorrem arenitos com estratificação rompida e aspecto almofadado, sugestivo de liquefação. No afloramento LTB-162, ocorrem falhas inversas sinsedimentares. No afloramento SMG-2, ocorrem dobras e falhas inversas de pequeno porte, em folhelhos da base da Formação Poti.

Embora tenham sido estudados relativamente poucos afloramentos na Formação Poti, pode-se afirmar que a ocorrência de estruturas de deformação sinsedimentar é relativamente comum na Formação Poti. Esse fato, aliado ao em geral pequeno porte das estruturas sugere que a deformação é induzida por agentes autógenos. Em especial, as laminações convolutas do afloramento SMG-5 parecem ter um controle sedimentar em sua distribuição, e sua ocorrência numa possível barra de tempestade sugere que o agente desencadeador da liquefação seja o embate de ondas de tempestade. No entanto, a presença de falhas sinsedimentares indica a ocorrência ao menos esporádica de tectônica contemporânea à sedimentação, de forma estudos mais aprofundados se fazem necessários para uma melhor caracterização dos agentes desencadeadores da deformação nesta unidade.

171

Figura 113

Falhas normais conjugadas no afloramento LTB-144 (em azul); o caráter sinsedimentar das mesmas é indicado pelo fato de elas não afetarem as camadas superiores do pacote. O leve arqueamento dos sedimentos sobre o bloco falhado é provavelmente um efeito de compactação diferencial. No canto superior esquerdo, diagrama planar (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) mostra a orientação aproximadamente E-W das falhas ilustradas. O martelo usado para escala mede 30cm.

Figura 114

A. Pequenas injeções clásticas (1) em nível de siltito intercalado com arenitos finos com laminação truncada por onda, no afloramento LTB-144. O nível deformado corresponde ao topo dos níveis afetados por falhas sinsedimentares mostrados na figura 113. Compare-se esta figura com a foto 36 mostrada por Góes (1995, pág. 113). **B.** Vista em planta das mesmas estruturas

Figura 115

Laminação convoluta (destacada em vermelho) em depósitos de barras de tempestade da Formação Poti no afloramento SMG-2. O martelo usado para escala mede 30cm.

Formações Piauí e Pedra de Fogo

Deformações sinsedimentares nas Formações Piauí e Pedra de Fogo parecem estar relacionadas a um mesmo contexto, e serão aqui consideradas em conjunto. Afloramentos pertencentes a estas unidades foram estudados na porção central-leste da Província Parnaíba, na rodovia PI-224, próximo a Prata do Piauí (PI), na rodovia PI-130 entre as cidades de Amarante e Teresina (PI), e nas obras do anel viário desta última cidade. Na borda sudoeste da bacia, foram estudados afloramentos na rodovia TO-255 e estradas vicinais entre as cidades de Ponte Alta do Tocantins e Mateiros, e na rodovia TO-130 entre as cidades de Novo Acordo e São Félix do Tocantins, todas no Estado do Tocantins. A figura 116 mostra o mapa de afloramentos das formações Piauí e Pedra de Fogo estudados nesta tese.

Estruturas de deformação sinsedimentar foram identificadas na Formação Piauí nos afloramentos LTB-031 e LTB-148, e na Formação Pedra de Fogo nos afloramentos LTB-160 e LTB-148. Este último afloramento, situado na rodovia PI-130 a norte da cidade de Amarante, é particularmente importante, pois consiste numa grande exposição mostrando sedimentos do topo da Formação Piauí e da base da Formação Pedra de Fogo, com vários níveis de deformação sinsedimentar.

Afloramento LTB-031

No afloramento LTB-031, ocorrem diques clásticos tabulares, de areia fina e bem selecionada e de cor creme a rosada, contrastando bastante com a encaixante, que é um arenito homogêneo de cor arroxeadada e mal selecionado, com numerosos grânulos dispersos numa matriz de areia fina (figura 117). A espessura varia entre 10 e 40cm (média de 21,6cm). A borda de um dos diques mostra numerosos xenólitos da matriz, com formas nodulares, sigmoidais e em fita, sugerindo fluidificação parcial da matriz (figura 117, 1), e alguns diques mostram estruturas de fluxo (figura 117, 2). Neste afloramento, o grau de seleção da areia, mais que a granulometria, parece ter sido um fator decisivo que influenciou a susceptibilidade dos sedimentos à fluidificação, visto que a granulometria dos diques e da matriz são similares, mas estes diferem consideravelmente no grau de seleção. A presença de xenólitos da rocha encaixante e a forma em diápiro que alguns diques apresentam em corte indica injeção forçada de baixo para cima.

Os diques clásticos parecem estar paralelamente orientados. No diagrama em roseta das orientações dos diques (figura 118), observa-se uma pétala principal com orientação aproximada N40E-S40W, embora as medidas apresentem uma certa dispersão (figura 118, A). A ponderação da frequência pela espessura dos diques acentua consideravelmente essa pétala principal, que é a direção regional do SFTB (figura 118, B).

Figura 116

Mapa de localização dos afloramentos descritos das Formações Piauí e Pedra de Fogo. Afloramentos onde foram identificadas estruturas de deformação sinsedimentar estão destacados em vermelho.

Figura 117

Diques clásticos de areia fina intrusivos em arenitos mal selecionados com grânulos dispersos em matriz de areia fina, no afloramento LTB-031. Observam-se xenólitos da rocha encaixante na borda de um dos diques (1) e estruturas de fluxo (2).

Figura 118

Diagramas planar (A) (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) e em roseta para as frequências (B) e frequências ponderadas pela espessura (C) dos diques clásticos do afloramento LTB-031. A ponderação pela espessura acentua a pétala principal.

Afloramento LTB-148

No afloramento LTB-148, a cerca de 4m abaixo do contato do topo da Formação Piauí com a Formação Pedra de Fogo ocorrem estruturas de sobrecarga de porte decimétrico, no contato de um nível de arenitos médios com arenitos finos laminados (figura 119, **A**). Neste nível, também ocorre um dique clástico de areia fina a média, intrudindo arenitos finos laminados (figura 119, **B**). O dique mostra estruturas de fluxo, e a presença de um xenólito da rocha encaixante sugere injeção forçada (figura 119, **B-3**), embora as características do preenchimento e a ocorrência de diques menores (figura 119, **B-2**) acunhando para baixo indicam injeção de cima para baixo, o que é pouco usual. Apresenta-se dobrado de forma ptigmática, possivelmente por efeito de compactação diferencial. A base da camada-fonte (figura 119, **B-4**) é afetada pelas estruturas de sobrecarga supracitadas.

Neste afloramento ocorrem ao menos 3 níveis distintos de diques clásticos na Formação Pedra de Fogo. No nível superior, ocorrem diques clásticos de areia fina intrudindo argilitos laminados arroxeados com intercalações centimétricas de arenitos finos. A espessura dos diques varia entre 3 e 15cm (espessura média de 7,5cm) e alguns deles são dobrados enteroliticamente como efeito de compactação diferencial. Em alguns diques, observam-se internamente laminações horizontais.

Cerca de 2m abaixo deste nível, ocorrem raros diques clásticos de siltito intrudindo argilitos laminados avermelhados (figura 120). A camada acima da que contém os diques clásticos é uma brecha silicificada, provavelmente correspondendo a um nível evaporítico substituído por sílica. Ao atingir o contato entre o argilito e a brecha silicificada, o dique clástico se horizontaliza por uma curta extensão antes de intrudir parcialmente a brecha silicificada, o que indica que a intrusão do dique foi de baixo para cima e que a brecha silicificada correspondia a um nível mais resistente mecanicamente, que ofereceu resistência à colocação do dique. O dique da figura 120 acha-se bastante dobrado de forma enterolítica, por efeito de compactação diferencial.

Ainda mais abaixo, ocorre um nível em que foi observado um único dique clástico isolado. Este nível está a cerca de 3m acima do contato basal da formação Pedra de Fogo com a Formação Piauí, imediatamente abaixo do nível com estruturas em cunha descritas a seguir.

Foram obtidas poucas medidas para os diques clásticos neste afloramento, concentradas no nível superior. estas, entretanto, se mostram bastante consistentes, com orientação principal no sentido E-W (figura 121, **B**). A ponderação pelas espessuras não altera significativamente esta orientação (figura 121, **C**). A orientação dos diques neste afloramento é acentuadamente oblíqua à orientação do corte (N60-70E), de forma que o paralelismo observado nas orientações dos diques não é efeito da orientação do corte.

Figura 119

A. Estruturas de sobrecarga no contato entre arenitos médios e arenitos finos laminados da Formação Piauí, no afloramento LTB-148. O martelo usado para escala mede 25cm. **B.** Dique clástico de areia média (1) intrusivo nos arenitos finos laminados. Um xenólito da rocha encaixante (3) sugere injeção forçada. Pequenas injeções clásticas (2) ocorrem no mesmo nível, acunhando para baixo. O material que preenche os diques provém do nível de arenito superior (4), mostrando que a injeção se deu de cima para baixo. A base deste nível acha-se perturbada pelas estruturas de sobrecarga mostradas em **A**. A camada-fonte do material e os diques acham-se destacados em amarelo.

Figura 120

Dique clástico de siltito (1) cortando argilitos laminados da Formação Pedra de Fogo, no afloramento LTB-148. O dique clástico se horizontaliza (2) antes de intrudir parcialmente o nível de brecha silicificada (3) superior, indicando que este ofereceu resistência mecânica à intrusão, e que esta se deu de baixo para cima.

Figura 121

Diagramas planar (A) (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) e em roseta para as frequências (B) e frequências ponderadas pela espessura (C) dos diques clásticos da Formação Pedra de Fogo no afloramento LTB-148. A ponderação pela espessura não altera significativamente o resultado.

Laminações convolutas de porte centi a decimétrico (figura 122) ocorrem em arenitos finos acima do nível superior de diques clásticos, em ao menos 3 níveis distintos. Os níveis mais espessos apresentam boa continuidade lateral, abrangendo toda a extensão visível do afloramento. Constituem-se em laminações convolutas tipo I (interna), variando entre os subtipos d, e e f de Allen (1977).

No afloramento LTB-148 também ocorrem estruturas cuneiformes de porte decimétrico, lembrando pseudomorfos de cunhas de gelo (embora essa possibilidade deva ser descartada, dado o ambiente deposicional da Formação Pedra de Fogo), e muito similares às “cunhas tixotrópicas” descritas por Montenat *et al.* (2007). Em perfil, possuem formato de cunha, afinando para baixo, e são preenchidas com um material pulverulento e fragmentos dos níveis silicificados adjacentes, comumente mostrando uma zonação, e estão confinadas a um único nível. A origem dessas estruturas e sua possível associação com os níveis de sismitos não é clara, sendo necessária a realização de estudos mais aprofundados para o esclarecimento destas questões.

Figura 122

Dois níveis com laminação convoluta (1) afetando arenitos finos da Formação Pedra de Fogo. O martelo usado para escala mede 25cm.

Interpretação das estruturas de deformação sinsedimentar das formações Piauí e Pedra de Fogo

Os dados obtidos em afloramento não permitem excluir agentes desencadeadores inerentes ao processo deposicional (*e. g.*, flutuações rápidas no nível do lençol freático ou sobrecarga associada a taxas de sedimentação rápida) como desencadeadores da liquidação dos sedimentos da Formação Piauí. No entanto, a presença de xenólitos da rocha encaixante em alguns diques indicando injeção forçada, a provável ocorrência de enxames de diques clásticos subparalelos e a ocorrência de um nível deformado logo abaixo do contato com a Formação Pedra de Fogo (que apresenta deformação claramente associada a tectônica sinsedimentar, conforme discutido a seguir) sugere um agente desencadeador sísmico. Góes (1995) descreve estruturas de deformação em arenitos da Formação Piauí na região de Redenção da Gurguéia (PI) e as associa a abalos sísmicos durante a sedimentação.

Embora tenham sido obtidos poucos dados de orientação dos diques clásticos, no afloramento LTB-031 esta é paralela a direção do SFTB na região. Assim, interpretamos tentativamente que sua colocação foi condicionada por esforços compressivos paralelos a este, com Sh_{max} orientado segundo N40E-S40W.

Níveis de diques clásticos da Formação Pedra de Fogo no afloramento LTB-148 estão associados à injeção forçada de sedimentos fluidificados de baixo para cima, têm boa continuidade lateral, são recorrentes na sucessão sedimentar e intrudem sedimentos com características similares aos que ocorrem acima e abaixo dos níveis deformados. Dessa forma, pelos critérios propostos no item 3.5.1, são aqui diagnosticados como sismitos. Estruturas similares aos níveis com laminações convolutas no mesmo afloramento podem se formar em resposta a um excesso de pressão de fluidos induzido por variações rápidas no nível de água associadas a regimes de macromarés (Greb & Archer 2007). Contudo, o ambiente proposto para a deposição da Formação Pedra de Fogo é marinho raso restrito (Góes & Feijó 1994), sendo improvável a ocorrência de marés com amplitude suficiente para gerar os diferenciais de pressão necessários. Além disso, a associação com diques clásticos de injeção e o fato de os níveis deformados terem características idênticas aos níveis sobrepostos e sotopostos sugere um agente desencadeador sísmico para estas estruturas. Dessa forma, os níveis de deformação sinsedimentar na Formação Pedra de Fogo indicam a ocorrência de atividade sísmica recorrente contemporânea à sedimentação, com pelo menos 6 eventos distintos registrados no afloramento LTB-148 (ucom m possível sétimo evento associado à Formação Piauí, no mesmo afloramento).

Dados estruturais obtidos até agora para a Formação Pedra de Fogo até agora são poucos e restritos a um único afloramento, e sua interpretação é portanto apenas tentativa. As medidas obtidas para os diques, no entanto, são bastante consistentes e sugerem um campo de esforços à época da sedimentação com Sh_{max} orientado segundo E-W.

Formação Pastos Bons

Dois afloramentos da Formação Pastos Bons foram estudados a leste de Floriano (PI) (afloramentos LTB-141 e LTB-142). Em ambos foram observadas estruturas de deformação sinsedimentar. A figura 123 mostra o mapa de afloramentos da formação Pastos Bons estudados nesta tese.

Figura 123

Mapa de localização dos afloramentos descritos da Formação Pastos Bons. Afloramentos onde foram identificadas estruturas de deformação sinsedimentar estão destacados em vermelho.

Afloramentos LTB-141 e LTB-142

Em ambos os afloramentos ocorrem folhelhos arroxeados com intercalações decimétricas a métricas de arenitos finos, informalmente denominados “Folhelho Muzinho”. Estes folhelhos têm idade jurássica e são provavelmente correlatos à Formação Pastos Bons, separados da faixa principal de afloramentos desta por um alto estrutural (Ballén 2012).

Diques clásticos de areia fina e pequena espessura (variando entre 1 e 3cm) cortando folhelhos arroxeados foram observados no afloramento LTB-142 (figura 124). Alguns diques se bifurcam para cima, indicando injeção de baixo para cima. As orientações dos diques clásticos neste afloramento são algo dispersas (figura 125, **B**), mas sua orientação média é coerente com a orientação local do SFTB, o que é mais evidente no diagrama planar dos diques (figura 125, **A**). O ambiente de sedimentação de baixa energia dos folhelhos e a injeção forçada de baixo para cima indicam um provável agente desencadeador sísmico para a deformação.

Falhas inversas sinsedimentares com dobras de arrasto associadas foram observadas no mesmo nível dos diques clásticos (figura 126). Os planos da falha são aproximadamente ortogonais à direção média dos diques clásticos (figura 125, **A**), indicando que as estruturas foram formadas sob a influência de um mesmo campo de esforços.

Estruturas de sobrecarga de porte decimétrico ocorrem no contato entre arenitos finos e folhelhos no afloramento LTB-142. Embora não seja possível determinar o agente desencadeador responsável pela origem destas estruturas, a ocorrência de sismitos na mesma unidade (diques clásticos e falhas sinsedimentares do afloramento LTB-141) sugere um possível agente desencadeador sísmico.

Embora tenham sido coletados poucos dados para as estruturas de deformação desta unidade, os campos de esforços indicados pelos diques clásticos e falhas inversas são consistentes, sugerindo uma direção do esforço horizontal máximo (Sh_{max}) à época da deposição dos sedimentos com orientação aproximada N40E, que é a orientação das falhas do SFTB na região.

Figura 124

Diques clásticos de arenito fino (destacados em amarelo) cortando folhelhos arroxeados (“Folhelho Muzinho”) da Formação Pastos Bons no afloramento LTB-141. A bússola usada para escala tem cerca de 10cm de lado.

Figura 125

A. Diagrama planar (diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior) para os diques clásticos (*amarelo*) e falhas inversas (*vermelho*) do afloramento LTB-141. **B.** Diagrama em roseta para as frequências dos diques clásticos do afloramento LTB-141.

Figura 126

Falha inversa sinsedimentar (*vermelho*) e dobra de arrasto associada, indicando o sentido do deslocamento, no afloramento LTB-141. O martelo usada para escala mede 30cm.

Grupo Areado

Afloramentos pertencentes ao Grupo Areado foram estudados na região da Serra do Jalapão, entre as cidades de Ponte Alta do Tocantins e Mateiros (TO); na Serra Cilezé, entre as cidades de São Félix do Tocantins e Novo Acordo (TO); e nas proximidades e interior da estrutura de impacto de Santa Marta, entre as cidades de São Gonçalo do Gurguéia e Corrente (PI). A figura 127 mostra o mapa de afloramentos do Grupo Areado estudados nesta tese.

Estruturas de deformação sinsedimentar foram identificadas nos afloramentos LTB-013, LTB-014 e LTB-021, na região do Jalapão, e nos afloramentos SMG-1, SMG-3 e SMG-4, nos arredores e no interior da estrutura de impacto de Santa Marta.

Afloramentos LTB-013 e LTB-014

Em ambos afloramentos os arenitos acham-se deformados por dobras isoclinais de porte decimétrico. Dobras em bainha de porte centimétrico são também observadas no afloramento LTB-013, indicando deformação do sedimento em estado plástico e que houve algum grau de transporte do mesmo. No afloramento LTB-014 observa-se ainda a ocorrência de laminação convoluta. As deformações observadas nestes dois afloramentos são descritas em mais detalhe na dissertação de mestrado do autor (Chamani 2011), e foram associadas a depósitos do Grupo Areado indiferenciado.

Afloramentos SMG-3 e SMG-4

Diques clásticos foram identificados nestes afloramentos no mesmo nível estratigráfico, junto ao contato do topo da Formação Três Barras (Grupo Areado) com o Grupo Urucuiá. Os afloramentos estão separados por uma distância em linha reta de cerca de 25km.

No afloramento SMG-3 ocorrem pequenas injeções clásticas, de espessura milimétrica, preenchidas com areia fina e intrudindo arenitos finos argilosos com estratificação plano-paralela (figura 128). As injeções se bifurcam rumo ao topo, evidenciando injeção forçada de baixo para cima.

No afloramento SMG-4, ocorrem diques clásticos de arenito fino, esbranquiçado, algo irregulares em planta, intrudindo arenitos finos argilosos e argilitos avermelhados, laminados (figura 129). O topo do nível deformado, junto ao contato com o Grupo Urucuiá, apresenta aspecto brechado. Abundantes xenólitos da rocha encaixante ocorrem no interior dos diques (figura 129, 1), evidenciando injeção forçada destes.

Figura 127

Mapa de localização dos afloramentos descritos do Grupo Areado. Afloramentos onde foram identificadas estruturas de deformação sinsedimentar estão destacados em vermelho.

Figura 128

Intrusões clásticas de espessura milimétrica de areia fina (destacadas em amarelo) em arenitos argilosos laminados da Formação Três Barras no afloramento SMG-3. Note-se que uma das intrusões ramifica-se para cima (1) evidenciando injeção forçada de baixo para cima.

Figura 129

Dique clástico de areia fina (destacado em amarelo) intrudindo arenitos finos argilosos e argilitos avermelhados (hachurado) da Formação Três Barras no afloramento SMG-4. Note-se a presença de abundantes xenólitos (1) evidenciando injeção forçada.

Figura 130

Reprodução do gráfico da figura 31 (pág 67; redesenhado de Obermeier 1996b), com a estimativa para a magnitude mínima do evento gerador do nível de diques clásticos da Formação Três Barras.

Interpretação das estruturas de deformação sinsedimentar do Grupo Areado

A associação entre dobras isoclinais, laminação contorcida e dobras em bainha observada nos afloramentos LTB-013 e LTB-014 mostra que houve perda de resistência mecânica do sedimento por liquefação e seu transporte por processos gravitacionais, indicando a ocorrência de escorregamentos. Não foi possível determinar a extensão lateral ou recorrência da deformação, de forma que a identificação do agente desencadeador da liquefação neste caso é problemática; esta pode ter sido tanto induzida por terremotos quanto ter ocorrido espontaneamente, por acúmulo de sedimentos em um declive preexistente. Ambos os afloramentos situam-se sobre ou próximo à Falha de Lizarda, a principal falha do SFTB na região. Não foram observadas estruturas de deformação em outros afloramentos da mesma unidade situados sobre o Lineamento Transbrasiliano a cerca de 40km de distância (afloramentos LTB-018 e LTB-019), o que sugere que a liquefação pode ser um fenômeno localizado. Contudo, mesmo que o agente desencadeador não seja sísmico, a ocorrência de um gradiente topográfico suficiente para induzir liquefação espontânea nos sedimentos sugere atividade tectônica do SFTB à época da sedimentação.

No caso dos afloramentos SMG-3 e SMG-4, dado o ambiente fluvial, eólico e deltaico proposto para a Formação Três Barras (Campos & Dardenne 1997), não pode ser excluída a possibilidade da atuação de um agente desencadeador autógeno na origem da deformação observada. Contudo, as estruturas indicam injeção forçada de sedimentos de baixo para cima, e a deformação ocorre num único horizonte deformado de extensão lateral de pelo menos algumas dezenas de quilômetros, o que é fortemente sugestivo de um agente desencadeador alógeno. O impacto causador da estrutura de Santa Marta pode ser descartado como agente desencadeador, visto que esta estrutura afeta rochas do Grupo Urucuia, e é portanto mais recente. Dessa forma, as estruturas aqui descritas correspondem a prováveis sismos.

A intensidade da deformação aumenta de norte para sul, e dessa forma pode-se assumir a distância entre os dois afloramentos como a distância mínima na qual ocorreu liquidação dos sedimentos, o que permite estimar a magnitude mínima do evento, através da relação entre distância a partir do epicentro em que foi observada a liquidação e a magnitude de momento (M_w) do terremoto (Obermeier 1996b). Neste caso, a magnitude mínima estimada é de cerca de 6,0 (figura 130).

5. Significado tectônico das estruturas de deformação

5.1 Grupo Serra Grande

Estruturas de deformação sinsedimentar da Formação Ipu descritas nos afloramentos LTB-168 e PSG-011 foram diagnosticadas como sismitos, através da aplicação dos critérios descritos no item 3.5.1, enquanto as do afloramento PSG-010 foram consideradas prováveis sismitos. Assim, as estruturas de deformação sinsedimentar representam um registro de atividade tectônica recorrente durante a deposição da Formação Ipu na região estudada na borda leste da Bacia do Parnaíba. Chama a atenção, porém, dada a espessura da unidade e o contexto tectônico em que se situam os afloramentos descritos a relativa raridade de horizontes deformados. A explicação mais provável para isso é o fato de a Formação Ipu ser constituída predominantemente por arenitos de granulação grossa a muito grossa, arenitos conglomeráticos e conglomerados - ou seja, sedimentos pouco susceptíveis à liquidação (Obermeier 1996a). Isso significa que apenas terremotos de magnitude elevada (7 ou mais [Obermeier 1996a]), e portanto mais raros, são passíveis de produzir liquidação e deixar um registro na sucessão sedimentar.

O afloramento LTB-168 é uma peça chave na compreensão do significado tectônico das deformações sinsedimentares da Formação Ipu. Conforme discutido no item 4.2.1, o enxame de diques clásticos que ocorre neste afloramento corresponde a um sismo, e a granulação grossa dos sedimentos afetados pela fluidificação indica um terremoto de magnitude mínima em torno de 7. A posição topográfica deste afloramento, no sopé da Serra da Ibiapaba, é significativa, pois isto coloca este afloramento cerca de 300m abaixo do contato basal da Formação Ipu mais a norte, na região de Tianguá (note-se que o contato da Formação Ipu com o embasamento neste afloramento é por falha, de forma que este provavelmente não representa a base da unidade). Uma vista em perspectiva da região mostra que o espessamento da Formação Ipu é bastante abrupto e está associado à zona de influência das falhas do SFTB, em especial do Lineamento Sobral-Pedro II (figura 131, 1). A espessura da formação Ipu nesta região de fato varia consideravelmente, e esta variação de espessura parece estar controlada por falhas do embasamento (figuras 131 e 135), com as maiores espessuras ocorrendo entre o Lineamento Sobral-Pedro II e uma falha sem nome (aqui denominada informalmente “Falha da Gameleira”, do nome de uma localidade por ela cortada).

O contato basal da Formação Tianguá, sobreposta, não mostra no entanto uma deformação correspondente, sendo bastante regular, apenas com uma suave inclinação em direção a sul (figura 131, 2). Isso sugere que a atividade tectônica na região foi restrita à Formação Ipu, não afetando as unidades superiores do Grupo Serra Grande, o que está de acordo com a ausência de deformação sinsedimentar observada nos afloramentos estudados da Formação Tianguá na região.

Figura 131

A. Vista em perspectiva, de norte para sul, da borda leste da Bacia do Parnaíba, na região entre Ubajara e Guaraciaba do Norte (CE) com iluminação de sudoeste e sobrelevação de 3x. **B.** Vista frontal da Serra da Ibiapaba região de São Benedito-Guaraciaba do Norte (CE), de NW para SE, aproximadamente segundo o alinhamento do SFTB, com iluminação de norte e sobrelevação de 5x. Note-se o contato basal irregular da Formação Ipu, com grande espessamento sobre o Lineamento Sobral-Pedro II (1), formando uma projeção ao longo do alinhamento deste; note-se também que o contato basal da Formação Tianguá (2) não é afetado de forma correspondente, mostrando apenas um suave espessamento em direção a sul. Geologia modificada das cartas geológicas escala 1:100.000 da CPRM (2013, 2014a, 2014b), sobre modelo digital de elevação.

A zona de maior espessamento da Formação Ipu está alinhada com a ocorrência isolada da mesma unidade na região de Santana do Acaraú (CE), segundo o alinhamento regional do eixo principal do SFTB, numa faixa paralela à ocupada pela bacia Jaibaras (figuras 132 e 133), que provavelmente corresponde à principal calha de deposição durante os estágios iniciais da evolução da Bacia do Parnaíba. Mapas de isópacas para a Formação Ipu mostram um depocentro alinhado segundo o mesmo alinhamento (figura 134).

Figura 132

Mapa geológico simplificado da região abrangendo a borda leste da bacia do Parnaíba e a faixa de isolada de afloramentos da Formação Ipu na região de Santana do Acaraú (CE). A zona de espessamento abrupto da Formação Ipu, mostrada na figura 131 (1) forma uma projeção ao longo do alinhamento do Lineamento Sobral-Pedro II, alinhada com a mancha isolada da mesma unidade na região de Santana do Acaraú (2). Geologia modificada das cartas geológicas do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004) sobre modelo digital de elevação.

Figura 133

A. Vista em perspectiva, de norte para sul, da região abrangendo a borda leste da bacia do Parnaíba e a faixa de isolada de afloramentos da Formação Ipu na região de Santana do Acaraú (CE), com iluminação de sudoeste e sobrelevação de 3x. **B.** Vista frontal da mesma região, de NW para SE, aproximadamente segundo o alinhamento do SFTB, com iluminação de norte e sobrelevação de 5x. Note-se o alinhamento da zona de espessamento abrupto da Formação Ipu, mostrada na figura 131 (1), com a mancha isolada da mesma unidade na região de Santana do Acaraú (2), num alinhamento paralelo ao da Bacia Jaibaras. Geologia modificada das cartas geológicas do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004) sobre modelo digital de elevação.

Figura 134

Mapa de isópacas da Formação Ipu.
Modificado de Cunha (1986)

Sismitos registrados em outros afloramentos da borda leste da bacia - em especial no afloramento PSG-011 - mostram a recorrência de eventos sísmicos de magnitude alta durante a deposição da Formação Ipu. Essa atividade sísmica está ligada à tectônica formadora da bacia e, como mostram os sismitos do afloramento LTB-168, é claramente ligada à reativação de falhas do SFTB. Análise dos dados de orientação dos diques clásticos neste afloramento mostra uma família de diques principal com orientação N50-60E, que possivelmente representa a direção do esforço horizontal máximo (Sh_{max}) à época da deposição da Formação Ipu, implicando uma reativação do SFTB num campo de esforços distensional, com uma componente transcorrente dextral. Uma família de diques mais espessos é perpendicular à direção das paleocorrentes do afloramento, sugerindo que esta família tem sua orientação controlada pelo gradiente topográfico. Note-se, porém, que esta família tem orientação paralela à do Lineamento Sobral-Pedro II, com a paleocorrentes perpendiculares a este, o que sugere um controle tectônico sobre a topografia. A atividade sísmica parece ser restrita à Formação Ipu, não afetando as formações Tianguá e Jaicós, embora mais estudos nestas unidades sejam necessários para corroborar esta hipótese.

Os resultados obtidos através da análise de estruturas de de formação sinsedimentar do Grupo Serra Grande corroboram o importante papel que o SFTB teve na instalação e controle inicial da sedimentação da Bacia do Parnaíba, conforme sugerido por diversos autores (*e. g.* Cordani *et al.* 1984, Cunha 1986, Castro *et al.* 2014).

5.2 Formações Pimenteiras e Cabeças

Estruturas de deformação sinsedimentar estudadas na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba configuram dois horizontes deformados bem marcados, um deles no topo da Formação Pimenteiras e outro alguns metros acima da base da Formação Cabeças, ambos com extensão horizontal em torno de 100km. Conforme discutido no item 4.2.2, as características das deformações estudadas indicam que se tratam de dois horizontes de escorregamentos de grande porte, sismo-induzidos e que se correlacionam com dois níveis de sismitos. Falhas sinsedimentares normais anteriores e posteriores ao nível deformado do topo da Formação Pimenteiras mostram a ocorrência de tectônica distensional ao menos durante a deposição do topo desta unidade. A possível sequência de eventos responsável pela deformação observada está ilustrada na figura 135, e é indicativa de atividade tectônica recorrente durante o Devoniano na borda oeste da Bacia do Parnaíba.

Falhas normais sinsedimentares indicam um campo de esforços com esforço principal máximo (σ_1) subvertical e esforço principal mínimo (σ_3) com orientação entre N-S e NE-SW. Dados de orientação de diques clásticos para a Formação Pimenteiras são ambíguos, devido à pequena quantidade de medidas, embora os diques mais espessos mostrem orientação compatível com o campo de esforços indicados pelas falhas normais. Não é possível determinar com certeza a que família de estruturas está relacionada a reativação. As principais estruturas na área onde ocorrem as deformações possuem orientação subparalela ao eixo principal do SFTB, e é sugestivo que estruturas identificadas como sismitos nas formações Pimenteiras e Cabeças ocorram sobre o traço das duas principais falhas do SFTB na região - respectivamente, as falhas de Ponte Alta do Norte e de Lizarda. No entanto, não é possível a partir dos afloramentos estudados afirmar se há variação na intensidade da deformação em função da distância das falhas, de forma que a associação destes eventos com o SFTB que adotamos aqui é tentativa. Uma possibilidade, dada a concentração das estruturas na borda oeste da bacia, é de que estejam sendo reativadas estruturas relacionadas ao Lineamento Tocantins-Araguaia. No caso de a reativação estar relacionada ao SFTB, como os dados sugerem, isso implica numa reativação dextral do SFTB durante o Meso-Neodevoniano, num regime transtrativo.

O afloramento LTB-139 está localizado quase sobre uma das estruturas lineares paralelas ao SFTB. Mais para leste, ocorre outra estrutura importante paralela ao SFTB, a Falha de Picos. No entanto, uma estrutura importante com a mesma orientação dos diques, a Falha do Rio Canindé, também se situa nas proximidades, de forma que não é possível determinar com segurança qual das estruturas foi reativada. Dessa forma, o significado da orientação dos diques é ambíguo; no caso de

Figura 135

Possível sequência de eventos responsável pela deformação dos sedimentos das Formações Cabeças e Pimenteiras na borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. **A.** Deposição de sedimentos próximo ao topo da Formação Pimenteiras. **B.** Tectônica distensional deforma os sedimentos e cria um declive em direção a norte. **C.** Deposição das camadas do topo da Formação Pimenteiras. **D.** Um terremoto ($M_w \sim 6,5$) induz o escorregamento de uma massa de sedimentos para norte. **E.** Recorrência da tectônica distensional. **F.** Deposição das camadas basais da Formação Cabeças. **G.** Um terremoto ($M_w \sim 6,3$) induz o escorregamento de uma massa de sedimentos para norte. **H.** Deposição das camadas de topo da Formação Cabeças e da Formação Longá. Esta última corresponde a um período de quiescência tectônica na bacia. A representação das deformações é esquemática e o desenho não tem escala.

estruturas relacionadas ao SFTB, a orientação dos diques indicaria reativação das falhas num sistema de esforços compressivo quase puro; no caso de reativação da Falha do Rio Canindé, a reativação ocorreria num regime distensivo quase puro. Uma vez que não se pode descartar glaciotectonismo como agente desencadeador da deformação neste afloramento, é possível também que a orientação dos diques não possua significado tectônico.

5.3 Formação Longá

A quase ausência de estruturas de deformação sinsedimentar na Formação Longá numa grande área da Bacia do Parnaíba indica que a deposição desta se deu num período de quiescência tectônica da bacia. Possível atividade tectônica, indicada pelas dobras do afloramento LTB-175, ocorre em pequena escala, restrita à base da unidade e com clara relação com o SFTB. Embora o pequeno número de medidas não permita tirar conclusões, a orientação N-S dos planos axiais sugere um campo de esforços com esforço horizontal máximo (Sh_{max}) E-W.

5.4 Bacia Água Bonita

Falhas sinsedimentares escalonadas indicam a ocorrência de atividade tectônica sinsedimentar na Bacia Água Bonita, ao menos durante a deposição da Formação Água Bonita. A atividade tectônica está claramente relacionada ao SFTB, e dados pareados de falhas normais e estrias para as falhas sinsedimentares e falhas do embasamento da Bacia Água Bonita mostram um esforço horizontal máximo (Sh_{max}) orientado aproximadamente segundo NNE-SSW, indicando uma reativação sinistral do SFTB em regime transtrativo. Estruturas de deformação compressiva na Formação Vereda Verde estão provavelmente relacionadas a agentes desencadeadores autógenos, e dessa forma não possuiriam significado tectônico. Dada a idade incerta da deposição das unidades da Bacia Água Bonita, não é possível relacionar esse campo de esforços aos observados em unidades da Província Parnaíba.

5.5 Formação Poti

Estruturas de deformação sinsedimentar descritas para esta unidade parecem estar relacionadas a processos autógenos, e portanto não possuiriam significado tectônico, embora estudos mais aprofundados se façam necessários para a elucidação do(s) possível(eis) agente(s) desencadeador(es). Falhas sinsedimentares da Formação Poti indicam a ocorrência de atividade tectônica sinsedimentar, mas o pequeno número de afloramentos descritos para esta unidade não permite tecer considerações mais gerais sobre seu significado.

5.6 Formações Piauí e Pedra de Fogo

Embora poucos dados tenham sido coletados em afloramentos destas duas unidades, os níveis de deformação sinsedimentar na Formação Pedra de Fogo indicam claramente a ocorrência de atividade sísmica recorrente contemporânea à sedimentação, com pelo menos 6 eventos distintos registrados no afloramento LTB-148. A Formação Piauí, subjacente, também apresenta possíveis níveis de sismitos, de forma que o conjunto dos dados parece indicar um período de frequente atividade tectônica na bacia.

Dados estruturais obtidos para ambas as unidades são poucos e restritos a dois afloramentos, não permitindo uma interpretação segura. Diques clásticos medidos na Formação Piauí no afloramento LTB-031 possuem orientação predominante em torno de N40E, enquanto que os medidos na Formação Pedra de Fogo no afloramento LTB-148 possuem orientação aproximada E-W. É interessante notar que mapas de isópacas para a Formação Piauí mostram um depocentro alongado orientado aproximadamente segundo N40E, enquanto que mapas de isópacas do Grupo Balsas como um todo mostram uma mudança na orientação do eixo de deposição da bacia, que assume uma orientação aproximadamente leste-oeste (figura 136). Essas orientações são coerentes com o esforço horizontal máximo (Sh_{max}) indicado pelos diques clásticos respectivamente da Formação Piauí e da Formação Pedra de Fogo. Embora essa sugestão seja puramente especulativa, face ao pequeno número de medidas obtido, ela certamente propõe uma hipótese que merece futuras investigações.

Figura 136

A. Mapa de isópacas para a Formação Piauí (modificado de Cunha 1986), e **B.** Mapa de isópacas para o Grupo Balsas (modificado de Neves *et al.* 1990) mostrando a mudança no eixo deposicional da Bacia do Parnaíba.

5.7 Formação Pastos Bons

As deformações observadas nesta unidade são indicadoras de atividade sísmica contemporânea à deposição da unidade, com um esforço horizontal máximo (Sh_{max}) com orientação segundo N40E. Essa orientação é paralela à orientação do SFTB na região, e implica uma reativação deste em regime distensional quase puro. Ballén (2012) associa a reativação do SFTB à geração de espaço de acomodação necessário para a deposição do “Folhelho Muzinho”, e assinala: “*A presença do Folhelho Muzinho’ estritamente na área do Lineamento Transbrasiliano (...) não parece ser coincidência*”. Os dados estruturais obtidos, embora poucos, são coerentes e corroboram esta conclusão.

5.8 Grupo Areado

Dobras isoclinais e em bainha, indicando deformação associada a processos de escorregamento, ocorrem no Grupo Areado na Serra do Jalapão. Embora não se possa afirmar com certeza qual o agente desencadeador das deformações, a ocorrência de escorregamentos associados a uma zona de falha importante implica que a falha esteve ativa durante a sedimentação.

No nordeste da Bacia do Espigão Mestre, diques clásticos de injeção ocorrem no contato de topo da Formação Três Barras com o Grupo Urucuia, num nível de pelo menos 25km de extensão, que corresponde a um provável sismo, gerado por um evento de magnitude mínima $M_w \sim 6,0$. Embora não seja possível associar este evento a uma falha específica, a deformação é mais intensa no afloramento mais próximo ao Lineamento de Senador Pompeu (figura 137), o que sugere que a deformação esteja ligada a uma reativação desta estrutura.

Figura 137

Modelo digital de elevação da região do entorno da estrutura de impacto de Santa Marta (PI) (*vêta branca*). Afloramentos onde foi observada deformação sinsedimentar assinalados em vermelho. A deformação é mais intensa no afloramento SM-4, mais próximo ao Linhaamento de Senador Pompeu (*tracejado amarelo*).

6. Conclusões

Uma metodologia baseada em critérios para a determinação do agente desencadeador de estruturas de deformação sinsedimentar e uma metodologia para a coleta e tratamento estatístico de dados de orientação e espessura de diques clásticos foram desenvolvidas e aplicadas às deformações descritas em depósitos da Província Parnaíba e da Bacia Água Bonita, de modo a caracterizar intervalos de atividade tectônica sinsedimentar, e determinar possíveis campos de paleotensões. Resultados obtidos foram considerados em conjunto com a análise de modelos digitais de elevação, de modo a identificar possíveis estruturas do embasamento reativadas. Embora em alguns casos tenham sido demonstradas as limitações das metodologias desenvolvidas, o resultado geral foi satisfatório e demonstra o potencial do uso de estruturas de deformação sinsedimentar como ferramentas no estudo da história tectônica de bacias sedimentares, em especial daquelas situadas em áreas cratônicas.

Os trabalhos realizados permitiram a identificação das seguintes fases de atividade tectônica na Província Parnaíba e Bacia Água Bonita:

1. Durante a deposição da Formação Ipu do Grupo Serra Grande, base da sucessão sedimentar da província. Esta fase está associada a eventos sísmicos recorrentes de magnitude elevada ($M_w > 7$) e corresponde claramente a uma reativação do SFTB, num campo de esforços distensional com uma componente transcorrente dextral e com esforço horizontal máximo (Sh_{max}) orientado segundo N50-60E. Esta reativação condicionou a instalação e desenvolvimento inicial da Bacia do Parnaíba, numa calha alongada segundo o *strike* do eixo principal do SFTB (embora outras estruturas do embasamento da bacia provavelmente também estejam envolvidas). Essa fase de atividade tectônica parece restrita à Formação Ipu, não afetando as formações do topo do Grupo Serra Grande (Tianguá e Jaicós).
2. Durante a deposição das formações Pimenteiras e Cabeças, na borda oeste da Bacia do Parnaíba. Esta fase está associada à ocorrência de sismos e a escorregamentos de grande extensão e envolvendo grandes volumes de sedimento, desencadeados por terremotos de magnitude mínima média a alta ($M_w \sim 6,3-6,5$). A atividade tectônica é aqui tentativamente associada a reativações do SFTB, embora também seja possível que esta esteja ligada a estruturas relacionadas ao Lineamento Tocantins-Araguaia. Falhas normais sinsedimentares indicam um campo de esforços com esforço principal máximo (σ_1) subvertical e esforço principal mínimo (σ_3) com orientação entre N-S e NE-SW. Não foram observadas estruturas de deformação sinsedimentar na borda leste da bacia, embora estas ocorram na região central, sugerindo que a atividade tectônica associada a esta fase possa ser localizada.

3. A deposição da Formação Longá corresponde a uma fase de quiescência tectônica da bacia, com possível atividade tectônica muito limitada e restrita às proximidades do SFTB.
4. Durante a deposição das formações Pedra de Fogo e (provavelmente) Piauí a bacia é palco de atividade tectônica recorrente. Estudos mais aprofundados se fazem necessários para um melhor detalhamento desta fase de atividade tectônica.
5. Na Formação Pastos Bons, atividade tectônica sinsedimentar está ligada à geração de espaço de acomodação para a deposição dos sedimentos lacustres do “Folhelho Muzinho”. Esta atividade tectônica está ligada à reativação do SFTB num regime distensional quase puro, com um esforço horizontal máximo (Sh_{max}) orientado segundo N40E.
6. Na porção norte da Bacia do Espigão Mestre, atividade tectônica sinsedimentar é registrada em depósitos do Grupo Areado. Na região de São Gonçalo do Gurguéia, um nível de sismitos tem extensão horizontal mínima de 25km, implicando um evento com magnitude mínima $M_w \sim 6,0$. A atividade tectônica nesta região pode estar ligada a uma reativação do Lineamento de Senador Pompeu.
7. Na Bacia Água Bonita atividade tectônica sinsedimentar ocorre na Formação Água Bonita e possivelmente na Formação Verede Verde. Atividade tectônica nesta bacia está claramente ligada a reativações do SFTB, com um esforço horizontal máximo (Sh_{max}) orientado aproximadamente segundo NNE-SSW, indicando uma reativação sinistral do SFTB em regime transtrativo. A falta de uma idade confiável para os depósitos da bacia impossibilita uma correlação da atividade tectônica nesta bacia com a observada na Província Parnaíba.

A figura 138 sintetiza os resultados obtidos para as unidades da Província Parnaíba, mostrando possíveis campos de esforços e estruturas reativadas.

Figura 138

Carta estratigráfica das bacias do Parnaíba, Alpercatas e Grajaú (à esquerda) e do Espigão Mestre e Alto Sanfranciscana (à direita), sintetizando os resultados obtidos. Níveis onde foram registradas estruturas indicativas de atividade tectônica sinsedimentar estão destacados em vermelho. Na coluna à direita, setas indicam as possíveis orientações dos campos de paleotensões para as respectivas unidades litoestratigráficas (tracejado onde tentativo) e abaixo destas estão indicadas as possíveis estruturas reativadas (SFTB se refere ao eixo principal do Sistema de Falhas Transbrasiliano). Cartas estratigráficas modificadas de de Vaz *et al.* (2007) e Zalán & Romeiro Silva (2007).

7. Referências

- Aber, J. & Ber, A. 2007: *Glaciotectonism*. Developments in Quaternary Science 6, Elsevier, Amsterdam, 246p.
- Aguiar, M. P. 2013. *A Bacia de Água Bonita, uma passagem marinha copaleozóica no Brasil central*. Dissertação de mestrado, IGC – USP, 60p
- Allen, J. R. L. 1977. The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Journal of the Geological Society, London*, **134**: 19-31
- Allen, J. R. L. 1984: *Sedimentary structures: their character and physical basis*; Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, New York, v. 30B, 663p.
- Allen, J. R. L. & Banks, N. L. 1972. An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. *Sedimentology*, **19**: 257-283
- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In*: 8º Simpósio de Geologia do Nordeste. Atas. Campina Grande, SBG (1977): 363-391
- Alvarez, W.; Staley, E.; O'Connor, D.; Chan, M. A. 1998. Synsedimentary deformation in the Jurassic of southeastern Utah - A case of impact shaking? *Geology*, **26**(7): 579-582
- Andrade, L. S.; Nogueira, A. C. R.; Silva Junior, J. B. C. 2014. Evolução de um sistema lacustre árido permiano, parte superior da formação Pedra de Fogo, borda oeste da bacia do Parnaíba. *Geologia USP, Série Científica*, **14**(4): 3-60
- Angelier, J. and Mechler, P. 1977 Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique Française*, **7**: 1309–1318
- ANP 2011. *Projeto Aeromag Brasil - Mapa de anomalia aeromagnetométrica escala 1: 2.500.000* (disponível em < <http://www.bdep.gov.br/?id=561>>, acesso em 10/06/2013).
- Archanjo, C. J. & Araújo, M. G. S. 2002. Fabric of the Rio Ceará-Mirim mafic dike swarm (northeastern Brazil) determined by anisotropy of magnetic susceptibility and image analysis. *Journal of Geophysical Research*, 107(B3): doi: 10.1029/ 2001JB000268
- Arêas, I.; Ferrari, A. L.; Bezerra, J. R.; Ethienne, A. 2013. A influência tectônica do Lineamento Transbrasiliiano na Bacia do Parnaíba. *In*: 14º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia, Chapada dos Guimarães (2013)
- Arthaud, M. H.; Caby, R.; Fuck, R. A.; Dantas, E. L.; Parente, C. V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. *In*: Pankhurst, R. J.; Trouw, R. A. J.; Brito Neves, B. B.; De Wit, M. J. (eds.): *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publication **294**: 49-67

- Attoh, K. & Brown, L. D. 2008. The neoproterozoic Trans-Saharan/Trans-Brasiliano shear zones: suggested tibetan analogs. *Eos Transactions AGU*, **89**(23) (Joint Assembly Supplement) abstract S51A-04
- Ballén, O. A. R. 2102. *Sucessões sedimentares das formações Mosquito e Corda, exemplos de sistemas eólicos úmidos, Província Parnaíba*. Dissertação de mestrado, IGC – USP, 85p.
- Baptista, M. B. & Cartner-Dyer, R. 1966. *Ocorrência singular de sedimentos médio-paleozóicos no Centro-Oeste de Goiás*. Divisão de Geologia e Mineralogia, Notas Preliminares e Estudos, 135, 11p.
- Barbosa, R. C. M. 2014. *Paleoambiente e proveniência da Formação Cabeças da Bacia do Parnaíba: evidências da glaciação fameniana e implicações na potencialidade do reservatório*. Belém, UFPA, tese de doutorado, 124p.
- Basile, C.; Mascle, J.; Guiraud, R. 2005. Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. *Journal of African Earth Sciences*, **43**: 275–282
- Beacom, L. E.; Anderson, T. B.; Holdsworth, R. E. 1999. Using basement-hosted clastic dykes as syn-rifting palaeostress indicators: an example from the basal Stoer Group, northwest Scotland. *Geological Magazine*, **136**(3): 301-310
- Benedetto, J. L.; Halpern, K.; Inchausti, J. C. G. 2013. High-latitude Hirnantian (latest Ordovician) brachiopods from the Eusebio Ayala Formation of Paraguay, Paraná Basin. *Palaeontology*, **56**(1): 61-78
- Berrocal, J.; Marangoni, Y.; de Sá, N. C.; Fuck, R.; Soares, J. E. P.; Dantas, E.; Perosi, F.; Fernandes, C. 2004. Deep seismic refraction and gravity crustal model and tectonic deformation in Tocantins Province, Central Brazil. *Tectonophysics*, **388**: 187-199
- Bezerra, H. R. F.; 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. *Engineering Geology*, **76**: 191-208
- Bhattacharya, H. N.; Bandyopadhyay, S. 1998. Seismites in a Proterozoic tidal succession, Singhbhum, Bihar, India. *Sedimentary Geology*, **119**: 239-252
- Bhattacharya, S.; Hyodo, M.; Goda, K.; Tazoh, T.; Taylor, C. A. 2011. Liquefaction of soil in the Tokyo Bay area from the 2011 Tohoku (Japan) earthquake. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **31**: 1618-1628
- Bizzi, L. A. & Vidotti, R. M. 2003. Condicionamento do magmatismo pós-Gondwana. *In*: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (eds.): *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília: 335-364
- Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A.; Cordani, U. G.; Thomaz Filho A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, **1**: 495-519
- Brito Neves, B. B. & Cordani, U. C. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40

- Brodzikowski K; Haluszczak, A.; Krzyszkowsky, D.; Van Loon, A. J. 1987. Genesis and diagnostic value of large-scale gravity-induced penecontemporaneous deformation horizons in Quaternary sediments of the Kleszczów Graben (Central Poland). *In: Jones, M. E. & Preston, R. M. (eds.), Deformation of sediments and sedimentary rocks*. Geological Society, London, Special Publication, 29: 287-298
- Campos, J. E. G. & Dardenne, M. A. 1997. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(3): 257-282
- Caputo, M. V. 1985. Late Devonian glaciation in South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **51**: 291-317.
- Caputo, M. V. & Lima, E. C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande - Bacia do Parnaíba. *In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais*. Rio de Janeiro, SBG (1984): 740-753
- Caputo, M. V.; Melo, J. H. G.; Streel, M.; Isbell, J. L. 2008. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. *In: Fielding, C. R.; Frank, T. D.; Isbell, J. L. (eds.), Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space*. Geological Society of America Special Paper, **441**: 161-173
- Caputo, M. V. & Ponciano, L. C. M. O. 2010. Pavimento estriado de Calembre, Brejo do Piauí - registro de geleiras continentais há 360 milhões de anos no Nordeste do Brasil. *In: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Souza, C. R. G.; Fernandes, A. C. S.; Berbert-Born, M.; Sallun filho, W.; Queiroz, E. T. (eds.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil* (disponível em <<http://www.unb.br/ig/sigep/sitio052/sitio052.pdf>>)
- Carvalho, D. L. O. 2011. *Mapeamento geológico e gravimetria da porção central do gráben de Água Bonita, sudoeste do Tocantins e noroeste de Goiás*. Brasília, IG-UNB, dissertação de mestrado, 93p.
- Castro, D. L.; Fuck, R. A.; Phillips, J. D.; Vidotti, R. M.; Bezerra, F. H. R.; Dantas, E. L. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, **614**: 128-145
- Cavalcante, A. S. A. 2006. *Evolução termocronológica do sistema de falhas Senador Pompeu - CE*. Natal, UFRN, dissertação de mestrado, 70p.
- Chamani, M. A. C. 2011. *Tectônica intraplaca e deformação sinsedimentar induzida por abalos sísmicos: o Lineamento Transbrasiliiano e estruturas relacionadas na Província Parnaíba, Brasil*. São Paulo, USP, dissertação de mestrado, 206p.
- Chandrasekhar, S. 1961. *Hydrodynamic and Hydromagnetic Stability*. Oxford University Press, Oxford, 652p.
- Cojan, I. & Thiry, M. 1992. Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands. *Tectonophysics*, **206**: 79-89
- Cosgrove, J. W. 1995. The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. *In: Ameen, M. S. (ed.), Fractography: fracture topography as a tool in fracture mechanics and stress analysis*. Geological Society, London, Special Publication 92: 187-196

- Cordani, U. G.; Brito-Neves, B. B.; D'Agrella-Filho, M. S. 2003. From Rodinia to Gondwana: a review of the available evidence from South America. *Gondwana Research*, **6**(2): 275-283
- Cordani, U. G.; Brito Neves, B. B.; Fuck, R. A.; Porto, R.; Thomaz Filho, A.; Cunha, F. M. B. 2009. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras (republicação). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **17**(1): 133-204
- Cosgrove, J. W. 2001. Hydraulic fracturing during the formation and deformation of a basin: A factor in the dewatering of low-permeability sediments. *AAPG Bulletin*, **85**(4): 737-748
- Coulter, H. W. & Migliaccio, R. R. 1966. *Effects of the earthquake of march 27, 1964, at Valdez, Alaska*. U. S. Geological Survey Professional Paper **542-C**, 36p.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2004. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. SIG Brasil. CD Rom
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2013. *Carta geológica - Folha Ipuemas SB.24-V-A-VI escala 1: 100.000*. Programa Geologia do Brasil
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2014a. *Carta geológica - Folha Fredeirinha SA.24-Y-C-VI escala 1: 100.000*. Programa Geologia do Brasil
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2014b. *Carta geológica - Folha Ipu SB.24-V-A-III escala 1: 100.000*. Programa Geologia do Brasil
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2014c. *Carta geológica - Folha Miracema do Norte SC.22-X-B escala 1: 250.000*. Programa Geologia do Brasil
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2014d. *Carta geológica - Folha Porto Nacional SC.22-Z-B escala 1: 250.000*. Programa Geologia do Brasil
- Cunha, A. R. A. 2012. *Conversão em profundidade de dados migrados em tempo da Bacia do Parnaíba*. Belém, IG-UFPa, trabalho de conclusão de curso, 101p.
- Cunha, B. C. C.; Potiguar, L. A. T.; Ianhez, A. C.; Bezerra, P. E. L.; Pitthan, J. H. L.; Souza Júnior, J. J.; Montalvão, R. M. G.; Hildred, P. R.; Tassinari, C. C. G. 1981. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. *Folha SC.22 - Tocantins*. DNPM, Rio de Janeiro: 23-196
- Cunha, F. M. B. 1986. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. Rio de Janeiro, UFRJ, dissertação de mestrado, 118p.
- Curto, J. B.; Vidotti, R. M.; Fuck, R. A.; Blakely, R. J.; Alvarenga, C. J. S.; Dantas, E. L. 2014. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119 doi: 10.1002/2013JB010593
- Delgado, I. M.; Souza, J. D.; Silva, L. C.; Silveira Filho, N. C.; Santos, R. A.; Pedreira, A. J.; Guimarães, J. T.; Angelim, L. A. A.; Vasconcelos, A. M.; Gomes, I. P.; Lacerda Filho, J. V.; Valente, C. R.; Perrotta, M. M.; Heineck, C. A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (eds.): *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília: 227-334

- Dias-Brito, D.; Rohn, R.; Castro, J. C.; Dias, R. R.; Rössler, R. 2007. Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional – O mais exuberante e importante registro florístico tropical-subtropical permiano no Hemisfério Sul. *In*: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.; Queiroz E. T.; Campos, D. A.; Souza, C. R. G.; Fernandes, A. C. S. (eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Disponível em: <<http://www.unb.br/ig/sigep/sitio104/sitio104.pdf>>
- Diller, J. S. 1890. Sandstone dykes. *Bulletin of the Geological Society of America*, **1**: 411-442
- Fairhead, J. D. & Maus, S. 2003. CHAMP satellite and terrestrial magnetic data help define the tectonic model for South America and resolve the lingering problem of the pre-break-up fit of the South Atlantic Ocean. *The Leading Edge*, **22**(8): 779-783
- Feng, M.; Assumpção, M.; Van der Lee, S. 2004. Group-velocity tomography and lithospheric S-velocity structure of the South American continent. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **147**: 315-331
- Feng, M.; Van der Lee, S.; Assumpção, M. 2007. Upper mantle structure of South America from joint inversion of waveforms and fundamental mode group velocities of Rayleigh waves. *Journal of Geophysical Research*, **112** doi: 10.1029/2006JB004449
- Fernandes, L.A., Coimbra, A.M., 1993. Registros de episódios sísmicos na parte superior da Formação Rio do Rasto no Paraná, Brasil. *In*: 3º Simpósio de Geologia do Sudeste. *Atas*. Rio de Janeiro, SBG/UERJ: 271–275
- Fitzsimmons S. J. & Colhoun, E. A. 1989. Pleistocene clastic dykes in the King Valley, western Tasmania. *Australian Journal of Earth Sciences*, **36**(3): 351-363
- Fragoso-César, A. R. F.; Fambrini, G. L. F.; Riccomini, C.; Janikian, L.; Almeida, R. P.; Pelosi, A. P. M. R.; Machado, R. 2001. Estruturas induzidas por abalos sísmicos na Formação Santa Bárbara (Neoproterozóico III – Eocambriano), Bacia do Camaquã, RS: o exemplo do Passo da Capela. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(2): 155-162
- Fuck, R. A.; Dantas, E. L.; Vidotti, R. M.; Roig, H. L.; Almeida, T. 2013. Deformação intracontinental em sistemas transcorrentes: o caso do Lineamento Transbrasiliano: geometria, idade e significado. *In*: 14º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. *Anais*. Sociedade Brasileira de Geologia, Chapada dos Guimarães (2013)
- Fuller, M. L. 1912. *The New Madrid Earthquake*. Bulletin U. S. Geological Survey, 494, 119p.
- Góes, A. M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba*. São Paulo, IGc-USP, tese de doutoramento, 171p.
- Góes, A. M. O. & Feijó, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8** (1): 57-67
- Gonzaga, G. M. & Tompkins, L. A. 1991. Geologia do Diamante. *In*: Schobbenhaus, C.; Queiroz, E. T.; Coelho, C. E. S (coords.), *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM/CPRM, Brasília, v. IV(A): 53-116
- Grahn, Y.; Melo, J. H. G.; Steemans, P. 2005. Integrated chitinozoan and miospore zonation of the Serra Grande Group (Silurian - Lower Devonian), Parnaíba Basin, northeast Brazil. *Revista Española de Micropaleontología*, **37**(2): 183-204

- Greb, S. F. & Archer, A. W. 2007. Soft-sediment deformation produced by tides in a meizoseismic area, Turnagain Arm, Alaska. *Geology*, **35**(5): 435-438
- Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C. and Soares Junior, A.V., 2011. OpenStereo: um programa livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. In: XIII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. *Anais*. Sociedade Brasileira de Geologia, Campinas (2013)
- Guiraud, M. & Plaziat, J.-C. 1993. Seismites in the fluvatile Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, **225**(4): 423-522
- Guiraud, R.; Doumnang Mbaingane, J. C.; Carretier, S.; Dominguez, S. 2000. Evidence for a 6000km length NW-SE-striking lineament in North Africa: the Tibesti lineament. *Journal of the Geological Society, London*, **157**: 897-900
- Harms, J. C. 1965. Sandstone dykes in relation to Laramide faults and stress distribution in the Southern Front Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, **76**: 981-1002
- Hayashi, T. 1966. Clastic dykes in Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, **37**: 1-20
- Hilbert-Wolf, H. L.; Simpson, E. L.; Simpson, W. S.; AU: Tindall, S. E.; Wizevich, M. C. 2009. Insights into syndepositional fault movement in a foreland basin; trends in seismites of the Upper Cretaceous, Wahweap Formation, Kaiparowits Basin, Utah, USA. *Basin Research*, **21**(6): 856-871
- Howard, J. D. & Lohrengel II, C. F. 1969. Large non-tectonic deformational structures from Upper Cretaceous rocks of Utah. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**(3): 1032-1039
- Huang, Q. 1988. Geometry and tectonic significance of Albian sedimentary dykes in the Sisteron area, SE France. *Journal of Structural Geology*, **10**(5): 453-462
- Hurst, A.; Cartwright, J.; Huuse, M.; Jonk, R.; Schwab, A.; Duranti, D.; Cronin, B. 2003. Significance of large-scale sand injectites as long-term fluid conduits: evidence from seismic data. *Geofluids*, **3**: 263-274
- Hurst, A.; Scott, A.; Vigorito, M. 2011. Physical characteristics of sand injectites. *Earth-Science Reviews*, **106**: 215-246
- Jolly, R. J. H. & Lonergan, L. 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society, London*, **159**: 605-617
- Jones, A. P. & Omoto, K. 2000. Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan. *Sedimentology*, **47**: 1211-1226
- Jones, G. P. 1962. Deformed cross-stratification in cretaceous Bima sandstone, Nigeria. *Journal of Sedimentary Petrology*, **32**(2): 231-239

- Junqueira-Brod, T. C.; Roig, H. L.; Gaspar, J. C.; Brod, J. A.; Meneses, P. R. 2002. A província alcalina de Goiás e a extensão de seu vulcanismo kamafugítico. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(4): 559-566
- Kaminsky, F. V.; Sablukov, S. M.; Sablukova, L. I.; Zakharchenko, O. D. 2009. The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **28**: 288-303
- Kane, I. A. 2010. Development and flow structures of sand injectites: the Hind Sandstone Member injectite complex, Carboniferous, UK. *Marine and Petroleum Geology*, **27**: 1200-1215
- Kegel, W. 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba, Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Rio de Janeiro*, **141**: 1-48
- Kegel, W. 1965. Lineament-tektonik in Nordwest-Brasilien. *Geologische Rundschau*, **54**(2): 1240-1260
- Kindlmann, G.; Reinhard, E.; Creem, S. 2002. Face-based luminance matching for perceptual colormap generation. In: VIS 2002 Conference on Visualization 2002. *Proceedings*. Boston, Massachusetts (2002): 299-306
- Le Heron, D. P. & Etienne, J. L. 2005. A complex subglacial clastic dyke swarm, Solheimajokull, southern Iceland. *Sedimentary Geology*, **181**: 25-37
- Lewis, K. B. 1971. Slumping on a continental slope inclined at 1°-4°. *Sedimentology*, **16**: 97-110
- Light, A. & Bartlein, P. J. 2004. The end of the rainbow? Color schemes for improved data graphics. *EOS*, **85**(40): 385-391
- Lima, E. A. M. & Leite, J. F. 1978. *Projeto estudo global dos recursos minerais da bacia sedimentar do Parnaíba - integração geológico-metalogenética - relatório final da etapa III*. Recife, CPRM, 16 vols (disponível em <<http://www.cprm.gov.br/>>)
- Lima, M. R. & Campos, D. A. 1980. Palinologia dos folhelhos da Fazenda Muzinho, Floriano, Piauí. *Boletim do instituto de Geociências da Universidade São Paulo*, **11**: 149-154
- Lowe, D. R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**: 157-204
- Lyell, C. 1849. *A second visit to the United States of America*. John Murray, London, vol. 2, p.230-235
- Marco, S.; Stein, M.; Agnon, A. 1996. Long-term earthquake clustering: a 50,000-year paleoseismic record in the Dead Sea Graben. *Journal of Geophysical Research*, **101**(B3): 6179-6191
- Martino, R. D.; Guerreschi, A. B.; Sigismondi, M.; Carignano, C. A. 2012. Prolongación del Lineamiento Transbrasiliano en Argentina y su control sobre el magmatismo cámbrico y devónico de las Sierras Pampeanas orientales. In: XV Reunión de Tectónica. Asociación Geológica Argentina, San Juan (2012)
- Martinsen, O. J. & Bakken, B. 1990. Extensional and compressional zones in slumps and slides in the Namurian of County Clare, Ireland. *Journal of the Geological Society, London*, **147**: 153-164

- Marzoli, A.; Renne, P. R.; Piccirillo, E. M.; Ernesto, M.; Bellieni, G.; De Min, A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284: 616-618
- Melo, J. H. G. & Loboziak, S. 2000. Visan [sic] miospore biostratigraphy and correlation of the Poti Formation (Parnaba [sic] Basin, northern Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology*, **112**: 147-165
- Milani, E. J. & Ramos, V. A. 1998. Orogenias paleozoicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(4): 473-484
- Montenat, C.; Barrier, P.; Ott D'Estevo, P.; Hibsich, C. 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*. **196**: 5-30
- Neves, C. A. O.; Silva, A. B.; Góes, A. M. O.; Lima, M. P. 1990. *Projeto de exploração - Bacia do Parnaíba*. PETROBRÁS/DEPEX/DENOR (relatório interno) 24p.
- Nikolaeva, S. B. 2009. Seismites in Late Pleistocene and Holocene deposits of the northwestern Kola region (northern Baltic Shield). *Russian Geology and Geophysics*, **50**: 644-650
- Nicolli, M. 2012 - The rainbow is dead... long live the rainbow! em <<https://mycarta.wordpress.com/2012/05/29/the-rainbow-is-dead-long-live-the-rainbow-series-outline/>> (acesso em 15/02/2015)
- Nogueira, A. C. R.; Riccomini, C.; Sial, A. N.; Moura, C. A. V.; Fairchild, T. R. 2003. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon craton, Brazil): confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. *Geology*, **31**(7): 613-616
- Obermeier, S. F. 1996a. 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. 1996b. Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. In: McCalpin, J. P. (ed.) *Paleoseismology*. Academic Press, New York, p. 331-396
- Obermeier, S. F.; Jacobson, R. B.; Smoot, J. P.; Weems, R. E.; Gohn, G. S.; Monroe, J. E.; Powars, D. S. 1990. *Earthquake-induced liquefaction features in the coastal setting of South Carolina and in the fluvial setting of the New Madrid seismic zone*. U. S. Geological Survey Professional Paper 1504, 49p.
- Obermeier, S. F.; Olson, M. S.; Russell, A. G. 2005. Field occurrences of liquefaction-induced features: a primer for engineering geological analysis of paleoseismic shaking. *Engineering Geology*, **76**: 209-284
- Oliveira, D. C.; Mohriak, W. U. 2003. Jaibaras through: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 351-383

- Owen, G. 1987. Deformation processes in unconsolidated sands. *In: Jones, M. E. & Preston, R. M. (eds.), Deformation of sediments and sedimentary rocks*. Geological Society, London, Special Publication, **29**: 11-24
- Owen, G. 2003. Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. *In: Van Rensbergen, P.; Hillis, R. R.; Maltman, A. J.; Morley, C. K. (eds). Subsurface sediment mobilization*. Geological Society, London, Special Publication, **216**: 21-34
- Owen, G. & Moretti, M. 2010. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, **235**(3-4): 133-140
- Owen, G.; Moretti, M.; Alfaro, P. 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: current understanding and future directions. *Sedimentary Geology*, **235**(3-4): 133-140
- Pángaro, F. & Ramos, V. A. 2012. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology*, **37**: 162-183
- Pedreira da Silva, A. J.; Lopes, R. C.; Vasconcelos, A. M., Bahia, R. B. C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Mesozoóicas Interiores. *In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M.; Gonçalves, J. H. (eds.): Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília: 55-85
- Pena, G. S. & Figueiredo, A. J. A. 1972. *Geologia das folhas de Iporá, Amarinópolis, Piranhas e Caiapônia, Sudoeste de Goiás*. Projeto Alcalinas - Relatório Final, v.1. CPRM, Goiânia (disponível em <<http://www.cprm.gov.br/>>)
- Pérez-Gussinyé, M.; Lowry, A. R.; Watts, A. B. 2007. Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **8**(5): doi: 10.1029/2006GC001511.
- Peri, V. G.; Pomposiello, M. C.; Favetto, A.; Barcelona, H.; Rossello, E. A. 2013. Magnetotelluric evidence of the tectonic boundary between the Río de La Plata Craton and the Pampean terrane (Chaco-Pampean Plain, Argentina): the extension of the Transbrasiliano Lineament. *Tectonophysics*, **608**: 685-699
- Perinotto, J. A. J.; Etchebehere, M. L. C.; Simões, L. S. A.; Zanardo, A. 2008. Diques clásticos na Formação Corumbataí (P) no nordeste da Bacia do Paraná, SP: análise sistemática e significações estratigráficas, sedimentológicas e tectônicas. *Geociências*, **27**(4): 469-491
- Petersohn, E. 2007b. *Plano Plurianual de Estudos de Geologia e Geofísica da ANP (2007-2014)*. Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (disponível em <http://www.anp.gov.br/?dw=58277>; acesso em 01/06/2013)
- Peterson, G. L. 1966. Structural interpretation of sandstone dikes, northwest Sacramento Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, **77**: 883-842

- Pinto, C. P. & Sad, J. H. G. 1986. Revisão estratigráfica da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. *In*: 34º Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais*. Goiânia, SBG (1986): 346-356
- Plint, A. G. 1985. Possible earthquake-induced soft-sediment faulting and remobilization in Pennsylvanian alluvial strata, southern New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **22**: 907-912
- Pope, C. M.; Read, J. F.; Bambach, R.; Hofmann, H. F. 1997. Late Middle to Late Ordovician seismites of Kentucky, southwest Ohio and Virginia: Sedimentary recorders of earthquakes in the Appalachian basin. *Geological Society of America Bulletin*, **109**(4): 489-503
- Projeto RADAMBRASIL. 1973a. *Folhas SA 23-24 - São Luís / Fortaleza*. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro
- Projeto RADAMBRASIL. 1973b. *Folhas SB 23-24 - Teresina / Jaguaribe*. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro
- Projeto RADAMBRASIL. 1973c. *Folhas SC 23-24 - Rio São Francisco / Aracaju*. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro
- Projeto RADAMBRASIL. 1974a. *Folha SA 22 - Belém*. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro
- Projeto RADAMBRASIL. 1974b. *Folhas SB-SC 22 - Araguaia / Tocantins*. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro
- Projeto RADAMBRASIL. 1981a. *Folha SA 24 - Fortaleza*. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro
- Projeto RADAMBRASIL. 1981b. *Folhas SB 24-25 - Jaguaribe / Natal*. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro
- Projeto RADAMBRASIL. 1981c. *Folha SC 22 - Tocantins*. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro
- Projeto RADAMBRASIL. 1983. *Folhas SC 24-25 - Aracaju / Recife*. Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro
- Ramé, G.A. & Miró, R. C. 2011. Modelo geofísico de contacto entre el Orógeno Pampeano y el Cratón del Río de La Plata en las provincias de Córdoba y Santiago del Estero. *Serie Correlacion Geologica*, **27**(2): 111-123
- Ramos, V. A.; Vujovich, G.; Martino, R.; Otamendi, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, **50**(3-4): 243-255

- Rapela, C. W.; Pankhurst, R. J.; Casquet, C.; Fanning, C. M.; Baldo, E. G.; González-Casado, J. M.; Galindo, C.; Dahlquist, J. 2007. The Río de La Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews*, **83**: 49-82
- Riccomini, C.; Chamani, M.A.C.; Agena, S.S.; Fambrini, G. L.; Fairchild, T. R.; Coimbra, A. M. 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **64**: 210
- Riccomini, C.; Almeida, R. P.; Turra, B. B.; Chamani, M. A. C.; Fairchild, T. R.; Hachiro, J. 2005a. Reativação de falha do embasamento causa sismicidade no permotriássico da Bacia do Paraná. *In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Boletim de resumos expandidos*. Curitiba, SBG (2005), p 18-20
- Riccomini, C.; Velázquez, V. F.; Gomes, C. B. 2005b. Tectonic controls of the mesozoic and cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian platform. *In: Comin-Chiaromonte, P. & Gomes, C. B. (eds.) Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp-Fapesp, 2005: 31-56
- Rodrigues, N.; Cobbold, P. R.; Løseth, H. 2009. Physical modelling of sand injectites. *Tectonophysics*, **474**: 610-632
- Røe, S. L. & Hermansen, M. 2006. New aspects of deformed cross-strata in fluvial sandstones: Examples from Neoproterozoic formations in northern Norway. *Sedimentary Geology*, **186**: 283-293
- Rogers, J. J. W.; Unrug, R.; Sultan, M. 1995. Tectonic assembly of Gondwana. *Journal of Geodynamics*, **19**(1): 1-34
- Rossello, E. A. & Veroslavsky, G. 2012. Definición del límite occidental del Sistema Acuífero Guaraní (Gran Chaco, Argentina): ¿técnico o convencional? *Boletín Geológico y Minero*, **123**(3): 297-310
- Rossetti, D. F. 1999. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity. *Sedimentology*, **46**: 1065-1081
- Rupke, N. A. 1976. Large-scale slumping in a flysch basin, southwestern Pyrenees. *Journal of the Geological Society, London*, **132**: 121-130
- Saadi, A. 1993. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos* **1**(1): 1-15
- Sabóia, A. M. 2009. *O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do Grupo Natividade, Estado do Tocantins*. Brasília, UNB, dissertação de mestrado, 71p.
- Sadowski, G. R. & Campanha, G. A. C. 2004. Grandes falhas no Brasil continental. *In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B. B. (orgs.) Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo: 407-421
- Santos, M. E. C. M. & Carvalho, M. S. S. 2009. *Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís*. CPRM, Rio de Janeiro, 210 p.

- Santos, M. G. M.; Almeida, R. P.; Mountney, N. P.; Fragoso-Cesar, A. R. S. 2012, Seismites as a tool in the palaeoenvironmental reconstruction of fluvial deposits: The Cambrian Guarda Velha Formation, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, **277-278**: 52-60.
- Santos, V. H. 2005. *Sequências siluro-devoniana e eocarbonífera da bacia do Parnaíba, Brasil, como análogos para a exploração de hidrocarbonetos*. Recife, UFPE, tese de doutorado, 209p.
- Santos, V. H.; Lima Filho, M. F.; Neumann, V. 2004. Estudo faciológico em afloramentos e analogia de depósitos fluviais na Bacia do Parnaíba, NE do Brasil. *Estudos Geológicos*, **14**: 62-79
- Schobbenhaus, C. (coord.) 1975. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo – Folha Goiás (SD 22) (texto explicativo)*. DNPM, Brasília 114p.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. 1984. *Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1: 2,500,000*, Departamento Nacional da Produção Mineral, Brasília
- Schöll, W. U. & Walde, D. H. G. 1980. Diques sedimentares no Supergrupo Minas da Serra Mineira e Serra do Cabral (Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais, Brasil). *Mündtersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, **51**: 241-255.
- Seilacher, A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, **13**: 155-159
- Shi, G. R.; Du, Y. S.; Gong, Y. M. 2007. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites from the Middle Permian of the southern Sydney Basin, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **54**(6): 861-874
- Sieh, K. E. 1978. Prehistoric large earthquakes produced by slip on the San Andreas Fault at Pallet Creek, California. *Journal of Geophysical Research*, **83**(B8): 3907-3939 doi: 10.1029/JB083iB08p03907
- Sims, J. D. 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, **29**: 141-152
- Smith, J. V. 2000. Flow pattern within a Permian submarine slump recorded by oblique folds and deformed fossils, Ulladulla, south-eastern Australia. *Sedimentology*, **47**: 357-366
- Smyers, N. B. & Peterson, G. L. 1971. Sandstone dykes and sills in the Moreno Shale, Panoche Hills, California. *Geological Society of America Bulletin*, **82**: 3201-3208
- Soares, P. C.; Assine, M. L.; Rabelo, L. 1998. The Pantanal basin: recent tectonics, relationships to Transbrasiliano lineament. In: IX Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. *Anais*. INPE (1998): 459-469
- Souza, E. M.; Ferreira da Silva, F. A.; Prado, S. F.; Campos, M. 1973. *Projeto levantamento dos recursos minerais do Ceará - programa áreas pegmatíticas*. Recife, CPRM, vol 1. (disponível em <<http://www.cprm.gov.br/>>)
- Souza, P. A.; Matzembacher, L. T.; Abelha, M.; Borghi, L. 2010. Palinologia da Formação Piauí, Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba: biocronoestratigrafia de intervalo selecionado do poço 1-UN-09-PI (Caxias, MA, Brasil). *Revista Brasileira de Paleontologia*, **13**(1): 57-66

- Strachan, L. J. & Alsop, G. I. 2006. Slump folds as estimators of palaeoslope: a case study from the Fisherstreet Slump of County Clare, Ireland. *Basin Research*, **18**: 451-470
- Surlyk, F. & Noe-Nygaard, N. 2003. A giant sand injection complex: the upper jurassic Hareelv Formation of east Greenland. *Geologia Croatica*, **56**(1): 69-81.
- Tassara, A.; Swain, C.; Hackney, R.; Kirby, J. 2007. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, **253**: 17-36
- Teixeira, A. L.; Gaucher, C.; Paim, P. S. G.; Fonseca, M. M.; Parente, C. V. P.; Silva Filho, W. F.; Almeida, A. R. 2004. Bacias do Estágio de Transição da Plataforma Sul-Americana. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C. D. R.; Brito Neves, B. B. (orgs.) *Geologia do Continente Sul-Americano. Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo: 487-536
- Trindade, V. S. F.; Carvalho, M. A.; Borghi, L. 2015. Palynofacies patterns of the Devonian of the Parnaíba Basin, Brazil: paleoenvironmental implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **62**: 164-175
- Trompette, R. 1994. *Geology of Western Gondwana (2000 – 500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa*. Balkema, Rotterdam, 350p.
- Turra, B. B. 2009. *Diques clásticos da Formação Corumbataí, Bacia do Paraná, no contexto da tectônica permotriássica do Gondwana oriental*. São Paulo, IGc-USP, dissertação de mestrado, 100p.
- Tuttle, M. & Seeber, L. 1991. Historic and prehistoric earthquake-induced liquefaction in Newbury, Massachussets. *Geology*, **19**: 594-597
- Valente, C. R. & Latrubesse, E. M. 2012. Fluvial archive of peculiar avulsive fluvial patterns in the largest Quaternary intracratonic basin of tropical South America: The Bananal Basin, Central-Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **356–357**: 62-74
- Van Loon, A. J. 2009. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview. *Geologos*, **15**(1): 3-55
- Vaucher, A.; Neves, S.; Caby, R.; Corsini, M.; Egydio-Silva, M.; Arthaud, M.; Amaro, V. 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**(3-4): 247-266
- Vaz, P. T.; Rezende, N. G. A. M.; Wanderley Filho, J. R.; Travassos, W. A. S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**(2): 253-263
- Viana, M. S. S.; Oliveira, P. V.; Sousa, M. J. G.; Barroso, F. R. G.; Vasconcelos, V. A.; Melo, R. M.; Lima, T. A. Oliveira, G. C.; Chaves, A. P. P. 2010. Ocorrências icnofossilíferas do Grupo Serra Grande (Siluriano da Bacia do Parnaíba), noroeste do Estado do Ceará. *Revista de Geologia*, **23**(1): 77-89

- Vidotti, R. M.; Ebinger, C. J.; Fairhead, D. 1998. Gravity signature of the western Paraná basin, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, **159**: 117-132
- Vigorito, M.; Hurst, A.; Cartwright, J.; Scott, A. 2008. Regional-scale subsurface sand remobilization: geometry and architecture. *Journal of the Geological Society, London*, **165**: 609-612
- Walton Jr., M. S. & O'Sullivan, R. B. 1950. The intrusive mechanics of a clastic dike. *American Journal of Science*, **248**: 1-21
- Webster, R. E.; Chebli, G. A.; Fischer, J. F. 2004. General Levalle basin, Argentina: a frontier Lower Cretaceous rift basin. *AAPG Bulletin*, **88**(5): 627-652
- Wells, J. T.; Prior, D. B.; Coleman, J. M. 1980. Flowslides in muds on extremely low angle tidal flats, northeastern South America. *Geology*, **8**: 272-275
- Wheeler, R. L. 2002. Distinguishing seismic from nonseismic soft-sediment structures: Criteria from seismic-hazard analysis. In: Etensohn, F. R.; Rast, N.; Brett, C.E. (eds.): *Ancient Seismites*. Geological Society of America Special Paper **359**: 1-11
- Whitmore, J. H. & Strom, R. 2010. Sand injectites at the base of the Coconino Sandstone, Grand Canyon, Arizona (USA). *Sedimentary Geology*, **230**(1-2): 46-59
- Wiens, F. 1995. Phanerozoic tectonics and sedimentation in the Chaco Basin of Paraguay, with comments on hydrocarbon potential. In: Tankard, A. J.; Soruco, R. S.; Welsink, H. J. (eds.) *Petroleum Basins of South America (AAPG Memoir 62)*. American association of Petroleum geologists, Tulsa, Oklahoma: 185-205
- Williams, D. M. 1976. Clastic dykes from the Precambrian Porsangerfjord Group, North Norway. *Geological Magazine*, **113**(2): 169-176
- Winslow, M. A. 1983. Clastic dykes swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belts of the southern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, **94**: 1073-1080
- Woodcock, N. H. 1976. Structural style in slump sheets: Ludlow Series, Powys, Wales. *Journal of the Geological Society, London*, **132**: 399-415
- Youd, T. L. 1973. *Liquefaction, flow and associated ground failure*. U. S. Geological Survey Circular 688, 16p.
- Zalán, P. V. 1986. A tectônica transcorrente na exploração de Petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 245 - 257
- Zalán, P. V. & Romeiro Silva, P. C. 2007. Bacia do São Francisco. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**(2): 561-571

Sites de referência:

USGS - Earth Explorer <<http://earthexplorer.usgs.gov>>

Geomag.org - EMAG2: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution) <<http://geomag.org/models/emag2.html>>