UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA INTRAPLACA E DEFORMAÇÃO SINSEDIMENTAR
INDUZIDA POR ABALOS SÍSMICOS: O LINEAMENTO
TRANSBRASILIANO E ESTRUTURAS RELACIONADAS NA
PROVÍNCIA PARNAÍBA, BRASIL**

Marlei Antônio Carrari Chamani

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2011

“(...) It’s like... what do they call those things continents ride around on? Some kind of plates?”

“Tectonic plates?” Shadow hazarded.

“That’s it. Tectonic plates. It’s like when they go riding, when North America goes skidding into South America, you don’t want to be in the middle. You dig me?”

Neil Gaiman, American Gods

Agradecimentos

Concluir uma dissertação de mestrado é um processo longo e complexo, e ninguém chega ao final sem a ajuda de muita gente. Toda lista de agradecimentos tem no fundo uma dose de deselegância: sempre deixamos inadvertidamente muita gente que nos ajudou de fora. Por isso, peço desculpas antecipadas a todos àqueles que eu porventura omitir aqui.

Um dos grandes prazeres da geologia como ciência são os papos de boteco; conversamos várias coisas, é claro, mas a própria geologia é um tema recorrente nessas conversas, e esses papos muitas vezes sobrevivem à ressaca e se desenvolvem em coisas úteis. Seria impossível enumerar todo mundo com que eu tive conversas interessantes em bares, festas e defesas de mestrados ou doutorados nesses vinte e tantos anos de geologia, mas vou lembrar aqui especialmente algumas pessoas com quem eu tive várias conversas pertinentes aos temas desta tese, como os colegas Melado, Borboleta, Falcon, Frutinha e outros que eu certamente estou esquecendo.

Agradecimentos especiais ao Sagüi, pelas coordenadas de alguns afloramentos e pontos de interesse na área (entre eles o essencial afloramento de Novo Acordo e os não menos essenciais bares do Totó e do Camilo); ao Guano, pela grande força que me deu nos trabalhos de campo e de escritório; e ao Marciano, nosso tão competente piloto nos trabalhos de campo.

Agradeço também à Ana Góes, que me deu algumas informações valiosas à respeito da Província Parnaíba, que ela redefiniu e conhece tão bem.

Agradeço ao CNPQ pela concessão da bolsa de mestrado.

Agradecimentos muito especiais ao Riccomini, não só por ter sido um excelente orientador e companheiro de campo, mas pela paciência que demonstrou ao esperar por quase vinte anos que eu enfim me formasse para fazer o mestrado.

Por último (mas não menos importante), agradeço aos meus irmãos Marise, Marta e Mauro por todo o apoio e ajuda que me deram ao longo de todos esses anos; sem esse apoio, a geologia seria para mim só uma velha história.

Resumo

O Lineamento Transbrasiliano é uma das principais estruturas da Plataforma Sul-Americana, estendendo-se em território brasileiro por cerca de 2700km. Desde sua instalação, no Neoproterozóico, o lineamento sofreu diversas reativações, e evidências geofísicas mostram que este se constitui numa importante descontinuidade litosférica. O Lineamento Transbrasiliano e outras estruturas do embasamento exerceram grande influência na instalação e história deposicional das bacias sedimentares da Província Parnaíba.

Zonas de fraqueza litosférica importantes, como o Lineamento 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, como o atestam os sismos ocorridos no início do século XIX em New Madrid, EUA.

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.

Foram identificados horizontes com estruturas de deformação sinsedimentares em cinco unidades litoestratigráficas na área estudada, no sudoeste da Província Parnaíba: as formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Piauí (Bacia do Parnaíba) e o Grupo Areado (Bacia do Espigão-Mestre). Foi aplicada a estas feições uma metodologia para a caracterização de estruturas de deformação sinsedimentar geradas por abalos sísmicos, desenvolvida a partir de uma ampla revisão da literatura sobre o tema.

A partir de sua caracterização como possíveis sismitos, as estruturas foram analisadas, visando determinar intervalos de atividade tectônica sinsedimentar, possíveis campos de paleotensões à época de sua formação e que estruturas do embasamento foram reativadas. Os resultados obtidos, embora ainda preliminares, sugerem atividade tectônica sinsedimentar em quatro episódios: no Neodevoniano (formações Pimenteiras e Cabeças), com o esforço horizontal máximo ($Sh_{máx}$) do campo de paleotensões associado orientado segundo N-S; no Neodevoniano - Eocarbonífero (Formação Longá), com $Sh_{máx}$ orientado segundo N60-65E; no Neocarbonífero (Formação Piauí), com $Sh_{máx}$ orientado segundo N40E; e no Eocretáceo (Grupo Areado). Reativações do Lineamento Transbrasiliano parecem ser responsáveis pela atividade tectônica sinsedimentar, embora os lineamentos de Senador Pompeu e do Rio das Balsas possam ter sido responsáveis por parte desta atividade.

Palavras-chave: tectônica intraplaca; Lineamento Transbrasiliano; Província Parnaíba; deformação sinsedimentar; sismitos; campo de paleotensões.

Abstract

The Transbrasiliano Lineament is one of the main structures in the South American Platform, with a length of ca. 2700km in Brazilian territory. Since its formation, in the Neoproterozoic, the lineament was reactivated several times, and geophysical evidence shows that it is a major lithospheric discontinuity. The Transbrasiliano Lineament and other basement structures played a major role on the formation and depositional history of the sedimentary basins of the Parnaíba Province.

Major zones of lithospheric weakness, such as the Transbrasiliano Lineament, 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, as shown by the New Madrid (USA) earthquakes, in the beginning of the XIXth century.

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.

Horizons with soft-sediment deformation structures were identified in five lithostratigraphic units in the study area, on the southwest of Parnaíba Province: the Pimenteiras, Cabeças, Longá and Piauí formations (Parnaíba Basin) and the Areado Group (Espigão-Mestre Basin). A methodology for distinguishing soft-sediment deformation structures generated by seismic shock was developed from a review of the literature concerning seismites, and applied to the described structures.

Structures interpreted as seismites were analysed in order to identify intervals of sinsedimentary tectonic activity, possible paleostress fields at the time of their formation and which basement structures were reactivated. The results obtained, although still preliminary, suggests four intervals of sinsedimentary tectonic activity: during the Neodevonian (Cabeças and Pimenteiras formations), with maximum horizontal stress (Sh_{max}) of the associated paleostress field oriented N-S; Neodevonian-Eocarboniferous (Longá Formation), with an N60-65E-oriented Sh_{max} ; Neocarboniferous (Piauí Formation), with an N40E-oriented Sh_{max} ; and on Eocretaceous (Areado Group). Transbrasiliano Lineament reactivations seem to be responsible for the sinsedimentary tectonic activity, although the Senador Pompeu and Rio das Balsas lineaments may also have played some role on these deformations.

Keywords: intraplate tectonics; Transbrasiliano Lineament; Parnaíba Province; soft-sediment deformation; seismites; paleostress field.

Índice

1 Introdução	pag. 9
1.1 Contexto.....	pag. 9
1.2 Objetivos.....	pag. 10
1.3 Localização e acessos.....	pag. 11
2 Revisão bibliográfica	pag. 14
2.1 Contexto geológico regional.....	pag. 14
2.1.1 Introdução.....	pag. 14
2.1.2 Litoestratigrafia.....	pag. 18
2.1.2.1 Bacia do Parnaíba.....	pag. 18
2.1.2.2 Bacia das Alpercatas.....	pag. 18
2.1.2.3 Bacia do Espigão Mestre.....	pag. 18
2.1.3 Evolução geológica.....	pag. 23
2.2 Arcabouço estrutural.....	pag. 25
2.2.1 Sobre o termo “lineamento”.....	pag. 25
2.2.2 O Lineamento Transbrasiliano.....	pag. 26
2.2.2.1 Introdução.....	pag. 26
2.2.2.2 Evidências geofísicas.....	pag. 29
2.2.2.3 Evolução geológica.....	pag. 38
2.2.3 Lineamentos da Província Borborema.....	pag. 46
2.2.3.1 Lineamento de Senador Pompeu.....	pag. 47
2.2.3.2 Lineamentos Patos e de Pernambuco.....	pag. 47
2.2.3.3 Falha de Tauá.....	pag. 48
2.2.4 Outros lineamentos.....	pag. 48
2.2.4.1 Lineamento Tocantins - Araguaia.....	pag. 48
2.2.4.2 Lineamento Picos - Santa Inês.....	pag. 50
2.2.4 Arcabouço estrutural da Província Parnaíba.....	pag. 51
2.2.4.1 Principais falhas de superfície.....	pag. 51
2.2.4.2 Lineamentos magnéticos.....	pag. 51
2.2.4.3 Anomalias gravimétricas.....	pag. 53
2.2.4.4 O arcabouço estrutural e a evolução da Província Parnaíba.....	pag. 53
2.2.5 Arcabouço estrutural da Província Parnaíba - considerações finais.....	pag. 54
2.3 Tectônica e sismicidade intraplaca.....	pag. 60
2.3.1 Introdução.....	pag. 60
2.3.2 Sismicidade intraplaca.....	pag. 62
2.3.3 Sismicidade intraplaca - considerações finais.....	pag. 70
2.4 Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados.....	pag. 71
2.4.1 Introdução.....	pag. 71
2.4.2 Mecanismos geradores de estruturas de deformação sinsedimentar.....	pag. 71
2.4.3 Discussão: mecanismos de deformação versus agentes desencadeadores.....	pag. 77
2.4.4 O mecanismo de liquidação cíclica associado a abalos sísmicos.....	pag. 80
2.4.5 Fatores que influenciam a susceptibilidade à liquidação induzida por terremotos.....	pag. 81
2.4.6 Sismitos.....	pag. 83
2.4.6.1 Liquidação associada a abalos sísmicos: observações históricas e trabalhos pioneiros.....	pag. 83
2.4.6.2 A definição do termo “sismo” e os estudos de paleosismicidade nas décadas de 1970-1980.....	pag. 86
2.4.6.3 Redefinições do termo: as revisões de Vittori et al. (1991) e Montenat et al. (2007).....	pag. 88
2.4.6.4 Sismitos no Brasil.....	pag. 89
2.4.7 Estruturas sedimentares formadas em resposta a abalos sísmicos.....	pag. 92
2.4.7.1 Estruturas de sobrecarga, laminação convoluta e estruturas associadas.....	pag. 92
2.4.7.2 Estratificação cruzada recumbente.....	pag. 95
2.4.7.4 <i>Sismoslumps</i>	pag. 97
2.4.7.5 Diques clásticos e estruturas associadas.....	pag. 98
2.4.7.6 Gretas de sinérese e brechas autoclásticas.....	pag. 101
2.4.7.7 Outras estruturas.....	pag. 103

2.4.8 Sismitos como ferramentas no estudo da história tectônica de bacias sedimentares.....	pag. 103
2.4.8.1 Caráter penecontemporâneo das estruturas de liquidação.....	pag. 104
2.4.8.2 Estruturas de liquidação como indicadores da magnitude do abalo.....	pag. 104
2.4.8.3 Sismitos como indicadores do intervalo de recorrência de sismos.....	pag. 107
2.4.8.4 Sismitos como marcos cronoestratigráficos.....	pag. 108
2.4.8.5 Sismitos como indicadores de campos de paleotensões.....	pag. 108
2.4.9 Outros agentes desencadeadores de deformação em sedimentos inconsolidados.....	pag. 110
2.4.9.1 Influxo de fluidos.....	pag. 110
2.4.9.2 Sobrecarga associada a processos deposicionais.....	pag. 111
2.4.9.4 Glaciotectônica.....	pag. 112
2.4.9.5 Ação de ondas.....	pag. 112
2.4.9.6 Tsunamis.....	pag. 113
2.4.9.7 Impactos.....	pag. 113
2.4.9.8 Bioturbação.....	pag. 114
2.4.10 Identificando sismitos: problemas e critérios.....	pag. 115
3 Materiais e métodos	pag. 119
3.1 Trabalhos preliminares - análise de produtos de sensores remotos.....	pag. 119
3.2 Trabalhos de campo.....	pag. 121
3.3 Trabalhos de escritório.....	pag. 123
3.3.1 Descrição das estruturas de deformação sinsedimentar.....	pag. 123
3.3.2 Análise dos dados estruturais.....	pag. 124
3.4 Caracterização e interpretação de estruturas de deformação sinsedimentar.....	pag. 124
4 Apresentação dos resultados	pag. 127
4.1 Análise de imagens SRTM e de satélite.....	pag. 127
4.2 Estruturas de deformação sinsedimentar.....	pag. 129
4.2.1 Formação Pimenteiras.....	pag. 131
4.2.2 Formação Cabeças.....	pag. 154
4.2.3 Formação Longá.....	pag. 158
4.2.4 Formação Piauí.....	pag. 166
4.2.5 Grupo Areado	pag. 171
5 Discussão dos resultados	pag. 174
5.1 Formação Pimenteiras.....	pag. 174
5.2 Formação Cabeças.....	pag. 176
5.3 Formação Longá.....	pag. 177
5.4 Formação Piauí.....	pag. 179
5.5 Grupo Areado	pag. 180
5.6 Síntese dos resultados.....	pag. 181
5.6.1 Reativações de estruturas do embasamento no sudoeste da Província Parnaíba.....	pag. 181
5.6.2 Campos de paleotensões no sudoeste da Província Parnaíba.....	pag. 182
6 Conclusões	pag. 185
7 Referências	pag. 187

Índice de figuras

Figura 1 - Localização da área estudada.....	pag. 12
Figura 2 - Mapa detalhado de localização, mostrando acessos e toponímia.....	pag. 13
Figura 3 - Compartimentação tectônica da Província Parnaíba.....	pag. 15
Figura 4 - Mapa geológico da Província Parnaíba.....	pag. 16
Figura 5 - Carta estratigráfica das bacias do Parnaíba, Alpercatas, Grajaú, espigão Mestre e Alto-Sanfranciscana.....	pag. 17
Figura 6 - Evolução geológica da Província Parnaíba.....	pag. 24
Figura 7 - O Lineamento Transbrasiliano e estruturas associadas.....	pag. 28
Figura 8 - Imagem aeromagnetométrica da porção centro-leste do território brasileiro.....	pag. 30
Figura 9 - Mapa de anomalia ar-livre da porção centro-leste do território brasileiro.....	pag. 31
Figura 10 - Mapa de anomalia Bouguer da porção centro-leste do território brasileiro.....	pag. 32
Figura 11 - Mapa de anomalia isostática da porção centro-leste do território brasileiro.....	pag. 33
Figura 12 - Mapa de anomalia Bouguer da Província Tocantins.....	pag. 34
Figura 13 - Imagem de tomografia sísmica da porção centro-leste do território brasileiro.....	pag. 35
Figura 14 - Mapa de isovalores de espessura elástica efetiva da litosfera da porção centro-leste do território brasileiro...	pag. 36
Figura 15 - Epicentros de terremotos recentes e históricos no Brasil.....	pag. 37
Figura 16 - Domínios crustais da Plataforma Sul-americana.....	pag. 39
Figura 17 - Bacias sedimentares associadas ao Lineamento Transbrasiliano.....	pag. 41
Figura 18 - Modelo proposto para reativação mesozóica do Lineamento Transbrasiliano.....	pag. 43
Figura 19 - Isópacas de sedimentos da Bacia do Chaco.....	pag. 44
Figura 20 - Detalhe da carta geológica SC-23 (Rio São Francisco).....	pag. 44
Figura 21 - Principais lineamentos das províncias Parnaíba e Borborema.....	pag. 46
Figura 22 - Lineamentos de Senador Pompeu, Pernambuco, Patos e Tocantins - Araguaia.....	pag. 49
Figura 23 - Mapa de isobases e anomalia Bouguer da porção oeste da Bacia do Parnaíba.....	pag. 50
Figura 24 - Principais falhas de superfície da Província Parnaíba.....	pag. 52
Figura 25 - Imagem aeromagnetométrica da Província Parnaíba.....	pag. 55
Figura 26 - Vulcânicas e intrusivas mesozóicas da Província Parnaíba.....	pag. 56
Figura 27 - Mapa de anomalia Bouguer da Província Parnaíba.....	pag. 57
Figura 28 - Estruturas tipo <i>graben</i> subjacentes à Província Parnaíba.....	pag. 58
Figura 29 - Mapas de isópacas da Província Parnaíba, mostrando sua evolução geológica.....	pag. 59
Figura 30 - Limites difusos de placas tectônicas.....	pag. 61
Figura 31 - As Flinders Ranges.....	pag. 62
Figura 32 - Epicentros dos principais terremotos intraplaca <i>versus</i> regiões continentais estáveis.....	pag. 66
Figura 33 - Distribuição dos terremotos em regiões continentais estáveis segundo o tipo de crosta.....	pag. 67
Figura 34 - Mapas de isossistas para alguns sismos intraplaca da América do Norte.....	pag. 68
Figura 35 - Mapas de isossistas para alguns sismos intraplaca.....	pag. 69
Figura 36 - Mapa de isossistas para alguns sismos recentes no Brasil.....	pag. 70
Figura 37 - Principais mecanismos de deformação de sedimentos inconsolidados, segundo Lowe (1975).....	pag. 73
Figura 38 - Principais mecanismos de deformação em sedimentos inconsolidados, segundo Allen (1984).....	pag. 74
Figura 39 - Mecanismos de deformação e sistemas de forças (Owen 1987) e principais agentes desencadeadores.....	pag. 75
Figura 40 - Classificação das principais estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados, (Owen 1987).....	pag. 76
Figura 41 - Critérios de Van Loon (2009) para a caracterização de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados.....	pag. 78
Figura 42 - Classificação de Van Loon (2009) para estruturas de deformação em sedimentos siliciclásticos.....	pag. 79
Figura 43 - Representação esquemática do mecanismo de liquidificação cíclica associado a terremotos.....	pag. 80
Figura 44 - Diagrama mostrando as granulometrias mais suscetíveis à liquidificação.....	pag. 81
Figura 45 - <i>Sinkholes</i> formados durante o terremoto da Calábria, em 1783.....	pag. 83
Figura 46 - Diques clásticos ilustrados por Fuller (1912) e Diller (1896).....	pag. 84
Figura 47 - Sequência idealizada de um sismo, conforme definido por Seilacher (1969).....	pag. 86
Figura 48 - Classificação de sismos proposta por Montenat <i>et al</i> (2007).....	pag. 89
Figura 49 - Classificação de estruturas de sobrecarga (Owen 2003) e de laminações convolutas (Allen (1977).....	pag. 93
Figura 50 - Representação dos três principais tipos de estratificação cruzada recumbente (Allen & Banks (1972).....	pag. 95
Figura 51 - Modelo para a formação de estratificação cruzada recumbente do tipo 1.....	pag. 96
Figura 52 - Esquema da formação de intrusões clásticas e estruturas extrusivas associadas a abalos sísmicos.....	pag. 100
Figura 53 - Esquema mostrando a formação de gretas de sínese.....	pag. 102
Figura 54 - Relação entre a magnitude de momento de um terremoto e a distância em que ocorre liquidificação.....	pag. 105
Figura 55 - Escala semiquantitativa de intensidade de sismos proposta por Hilber-Wolf <i>et al.</i> (2009).....	pag. 106
Figura 56 - Raios das distâncias em que pode ocorrer liquidificação sobre mapa da Província Parnaíba.....	pag. 107

Figura 57 - Esquema da formação de sistemas de diques clásticos paralelos.....	pag. 108
Figura 58 - Área passível de sofrer liquidação para o terremoto de Charleston, 1886 e de San Francisco, 1906.....	pag. 116
Figura 59 - Critérios para identificação de sismos.....	pag. 117
Figura 60 - Metodologia de Owen & Moretti (2010) para identificação do agente desencadeador da deformação.....	pag. 118
Figura 61 - Efeito da variação da direção de incidência da iluminação em imagens SRTM.....	pag. 119
Figura 62 - Exemplo de imagem gerada pelo software NASA-Worldwind.....	pag. 120
Figura 63 - Imagem Landsat-TM mostrando áreas de rocha exposta na Serra do Jalapão.....	pag. 121
Figura 64 - Mapa de afloramentos descritos na área estudada.....	pag. 122
Figura 65 - Critérios adotados para a caracterização de uma estrutura de deformação sinsedimentar como sismo.....	pag. 125
Figura 66 - Principais estruturas lineares na área estudada.....	pag. 128
Figura 67 - Falha de Lizarda, em imagens Landsat-TM obtidas com o Software NASA-Worldwind.....	pag. 129
Figura 68 - Mapa de estruturas de deformação sinsedimentar na área estudada.....	pag. 130
Figura 69 - Mapa de localização do afloramento LTB-033.....	pag. 131
Figura 70 - Coluna estratigráfica esquemática do afloramento LTB-033.....	pag. 132
Figura 71 - Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-033.....	pag. 133
Figura 72 - Fotomosaico mostrando uma imagem panorâmica das dobras do afloramento LTB-033.....	pag. 143
Figura 73 - Vista em maior detalhe das dobras da figura 72.....	pag. 144
Figura 74 - Dobras com rupturas de flancos e planos axiais.....	pag. 145
Figura 75 - Diagrama planar, de isofrequências e em roseta para os planos axiais das dobras do afloramento LTB-033....	pag. 146
Figura 76 - Corpo cuneiforme de arenitos embutido por falhas inversas nos pelitos dobrados.....	pag. 147
Figura 77 - Fotomosaico mostrando a relação entre os corpos cuneiformes de arenito e as dobras sinsedimentares.....	pag. 148
Figura 78 - Falhas normais e inversas, mostrando as relações entre as mesmas e dobras de arrasto.....	pag. 149
Figura 79 - Falhas normais e inversas, mostrando a relação entre os sistemas e o caráter sinsedimentar.....	pag. 150
Figura 80 - Diagramas planares, de isofrequências e em roseta para as falhas inversas do afloramento LTB-033.....	pag. 152
Figura 81 - Diagramas planares, de isofrequências e em roseta para as falhas normais do afloramento LTB-033.....	pag. 152
Figura 82 - Estrutura em flor negativa.....	pag. 153
Figura 83 - Possível estrutura em flor negativa.....	pag. 153
Figura 84 - Mapa de localização dos afloramentos LTB-006 e LTB-007.....	pag. 154
Figura 85 - Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-006.....	pag. 155
Figura 86 - Detalhes das estratificações cruzadas recumbentes.....	pag. 156
Figura 87 - Arenitos homogeneizados por liquefação.....	pag. 157
Figura 88 - Mapa de localização dos afloramentos LTB-010 e LTB-011.....	pag. 158
Figura 89 - Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-010.....	pag. 159
Figura 90 - Falha normal justapondo folhelhos cinza-esverdeados e arenitos finos.....	pag. 162
Figura 91 - Diques clásticos e bolsões de areia dos afloramentos LTB-010 e LTB-011.....	pag. 163
Figura 92 - Diagrama planar, de isofrequências e em roseta para os diques clásticos dos afloramentos LTB-010 e LTB-011..	pag. 164
Figura 93 - Diagrama planar e em roseta para as falhas normais do afloramento LTB-010.....	pag. 164
Figura 94 - Nível de folhelho com laminação rompida e revirada formando dobras recumbentes.....	pag. 165
Figura 95 - Mapa de localização do afloramento LTB-031.....	pag. 166
Figura 96 - Diques clásticos do nível mais alto do afloramento LTB-031.....	pag. 167
Figura 97 - Diques clásticos e pseudonódulos de areia fina intrudindo arenitos mal selecionados.....	pag. 168
Figura 98 - Detalhes dos pseudonódulos e xenólitos da encaixante em diques clásticos.....	pag. 168
Figura 99 - Diagrama planar e em roseta para os diques clásticos dos afloramentos LTB-031.....	pag. 169
Figura 100 - Diques clásticos do afloramento LTB-031.....	pag. 170
Figura 101 - Mapa de localização dos afloramentos LTB-013 e LTB-014.....	pag. 171
Figura 102 - Sistema de juntas subparalelas afetando arenitos silicificados do afloramento LTB-013.....	pag. 172
Figura 103 - Dobras isoclinais de porte decimétrico afetando sedimentos do Grupo Areado.....	pag. 173
Figura 104 - Dobras em bainha de porte centimétrico em sedimentos do Grupo Areado.....	pag. 173
Figura 105 - Critérios adotados para caracterização de estruturas de deformação aplicados à Fm. Pimenteiras.....	pag. 175
Figura 106 - Critérios adotados para caracterização de estruturas de deformação aplicados à Fm. Cabeças.....	pag. 177
Figura 107 - Critérios adotados para caracterização de estruturas de deformação aplicados à Fm. Longá.....	pag. 178
Figura 108 - Critérios adotados para caracterização de estruturas de deformação aplicados à Fm. Piauí.....	pag. 179
Figura 109 - Critérios adotados para caracterização de estruturas de deformação aplicados ao Gpo. Areado.....	pag. 180
Figura 110 - Carta estratigráfica sintetizando os resultados obtidos.....	pag. 183
Figura 111 - Mapa síntese das estruturas de deformação medidas e campos de paleotensões inferidos.....	pag. 184

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 sísmica, podendo registrar terremotos de magnitudes consideráveis (por exemplo, a série de sismos de New Madrid, em 1811-1812).

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; fora do território brasileiro, o Lineamento Transbrasiliano se estende ao Paraguai e Argentina, e sua contraparte africana (a zona de cisalhamento Hoggar-Kandi) se estende até a Argélia. Dados geofísicos mostram que o Lineamento Transbrasiliano é acompanhado por notáveis anomalias magnéticas e gravimétricas; medidas de espessura elástica efetiva da litosfera e tomografia do manto superior mostram que este se constitui numa importante descontinuidade litosférica. Algumas regiões do lineamento (notadamente a região central de Goiás) mostram-se focos de atividade sísmica recente. A literatura sobre o tema mostra também que o lineamento sofreu diversas reativações desde a sua formação, no Pré-Cambriano.

O Lineamento Transbrasiliano afetou profundamente a instalação e história inicial da Província Parnaíba. Outros lineamentos (associados ou não ao Lineamento Transbrasiliano) desempenharam também um papel importante na história da província, afetando seus limites, condicionando depocentros e gerando atividade tectônica sinsedimentar.

Vários tipos de registros podem ser deixados por atividade tectônica sinsedimentar. Entre eles, destacam-se os *sismitos*: estruturas de deformação geradas por choque sísmico em sedimentos inconsolidados, através do processo denominado *liquidificação*, ou seja, a perda de resistência mecânica do sedimento relacionada ao aumento da pressão da água contida nos poros. Sismitos se revestem de uma particular utilidade como ferramentas para a interpretação 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 marcos cronoestratigráficos locais (ou mesmo regionais); 5. podem servir como indicadores do campo de paleotensões. Em sinéclises intracratônicas, sismitos estão entre os mais importantes indicadores de atividade tectônica sinsedimentar, e sua correta identificação e interpretação é de grande interesse para os estudos da evolução tectônica dessas bacias.

1.2 Objetivos

A presente dissertação tem como objetivos:

1. Efetuar uma revisão da literatura sobre tectônica e sismicidade intraplaca, com ênfase nos eventos sísmicos intraplaca, analisando sua frequência, magnitudes, áreas por eles afetadas e o papel desempenhado por descontinuidades litosféricas maiores em sua distribuição, de modo a fornecer subsídios para a discussão de questão da sismicidade em bacias intracratônicas.

2. Efetuar uma revisão da literatura acerca do Lineamento Transbrasiliano, enfatizando seu papel como uma descontinuidade litosférica maior, e também uma breve revisão de outras estruturas das províncias Borborema e Parnaíba.

3. A partir de uma revisão da literatura sobre sismitos e temas relacionados, estabelecer uma metodologia que permita a caracterização de estruturas de deformação sinsedimentar, de forma a distinguir entre sismitos e estruturas geradas por outros processos.

4. A identificação e descrição de estruturas de deformação sinsedimentar nas diversas unidades litoestratigráficas aflorantes na área estudada, no sudoeste da Província Parnaíba.

5. A caracterização das estruturas observadas, 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.

7. Associar os intervalos de atividade tectônica à reativação de estruturas do embasamento da província, com ênfase especial no Lineamento Transbrasiliano.

1.3 Localização e acessos

A área estudada na presente dissertação localiza-se na porção leste do Estado do Tocantins, próximo à divisa deste com os estados do Maranhão, Piauí e Bahia (figura 1). Situa-se na porção sudoeste da Província Parnaíba, abrangendo partes das bacias do Parnaíba e do Espigão Mestre (*sensu* Góes 1995; vide figura 3, pág.15).

O principal alvo dos trabalhos de campo foram as falhas que constituem o Lineamento Transbrasiliano na área em questão (falhas de Lizarda, de Ponte Alta do Norte e uma falha sem nome a sudeste desta). Foram estudados afloramentos em três áreas diferentes ao longo dessas falhas:

1. Nos arredores da cidade de Ponte Alta do Tocantins, em dois trechos da TO-130, a sul e a nordeste da referida cidade.
2. Na região da Serra do Jalapão, na TO-255, entre Ponte Alta do Tocantins e Mateiros (TO).
3. Na região da Serra Cilezé e do Morro da Catedral, na TO-030, entre São Félix do Jalapão (TO) e Novo Acordo (TO).

Além dos trechos do Lineamento Transbrasiliano supracitados, foram estudados também afloramentos na região da Serra do Monte do Carmo (próximo à cidade topônima), os situados ao longo do trecho da TO-030 entre São Félix do Jalapão (TO) e Novo Acordo (TO), e afloramentos nos arredores desta última cidade.

A malha viária da região estudada é pouco densa, o que cria algumas dificuldades de acesso e uma certa escassez de bons afloramentos em algumas áreas. No entanto, as estradas da região têm sido alvo de obras nos últimos anos, tendo sido expostos alguns cortes de excepcional qualidade, como o situado próximo ao trevo da TO-020 que dá acesso a Novo Acordo (afloramento LTB 033).

O principal acesso rodoviário à região onde se situa a área estudada é a BR-153 (Rodovia Belém-Brasília); a partir desta segue-se pela TO-255 até Porto Nacional e daí pela mesma rodovia até Ponte Alta do Tocantins. Desta cidade segue-se pela TO-255 e TO-110 até São Félix do Jalapão, via Mateiros. De São Félix do Jalapão, a TO-030 conduz até a cidade de Novo Acordo. Alternativamente, pode-se seguir até Palmas a partir da BR-153, via TO-080, e desta para Novo Acordo, pela BR-010 e TO-020, via Aparecida do Rio Negro.

A figura 2 mostra em maior detalhe os acessos e a toponímia da área estudada.

Figura 1

Localização da área estudada, sobre (A) excerto do mapa político do Brasil e (B) do mapa geológico da América do Sul em escala 1: 5.000.000 (Schobbenhaus & Bellizia 2001).

Figura 2 - Mapa de localização detalhado, mostrando acessos e toponímia da área de estudo. Desenho sobre mosaico de imagens em cor falsa LANDSAT/NLT com sombreamento de relevo, obtido com o software NASA/Worldwind 1.4.

2 Revisão bibliográfica

2.1 Contexto geológico regional

2.1.1 Introdução

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; a área da província é de aproximadamente 650.000km².

Góes (1995) redefine a área sedimentar considerada anteriormente como pertencente à Bacia do Parnaíba, denominando-a Província Sedimentar do Meio Norte e desmembrando-a em quatro bacias com idades e gêneses distintas: a Bacia do Parnaíba, a Anfíclise das Alpercatas, a Bacia do Grajaú e a Bacia do Espigão-Mestre; esta última corresponde à porção norte da Bacia Sanfranciscana, considerada por Góes (1995) como unidade geotectônica distinta da Bacia Alto-Sanfranciscana, a sul. Pedreira da Silva *et al.* (2003) mantêm as unidades geotectônicas propostas por Góes (1995), mas retomam o nome Província Parnaíba e substituem o nome Anfíclise das Alpercatas por Bacia das Alpercatas. O conceito da Província Parnaíba de Pedreira da Silva *et al.* (2003) será o utilizado nesta dissertação. A figura 3 mostra os limites da Província Parnaíba, sua compartimentação tectônica e as bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana que ocorrem em seus limites; a figura 4 mostra o mapa geológico da Província Parnaíba; a figura 5 mostra as colunas estratigráficas das bacias do Parnaíba / Alpercatas / Grajaú e do Espigão Mestre / Alto-Sanfranciscana.

A Província Sedimentar do Parnaíba é limitada, a norte, pelo arco Vicente Ferrer-Urbano Santos-Guamá; a leste, pela Falha de Tauá; a sudeste, pelo Lineamento de Senador Pompeu; a oeste, pelo Lineamento Tocantins-Araguaia; e a noroeste, pelo Arco do Tocantins (Góes, 1995) (figura 3). Acha-se instalada sobre maciços arqueanos, crátons sinbrasilianos e cinturões orogênicos brasileiros pertencentes às províncias Tocantins e Borborema (Pedreira da Silva *et al.* 2003); sobre este embasamento, durante a transição Proterozóico-Fanerozóico, instalam-se bacias desenvolvidas em estruturas similares a *grabens* e/ou *rifts*, ao longo de grandes lineamentos tectônicos (por exemplo, a Bacia Jaibaras, cambro-ordoviciano) (Teixeira *et al.* 2004) (figura 3).

Figura 3

A Província Parnaíba, mostrando as principais estruturas que a limitam, a compartimentação tectônica proposta por Góes (1995) e modificada por Pedreira da Silva *et al.* (2003) e as bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana a ela adjacentes. Limites das bacias desenhados a partir dos mapas do do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004), segundo a compartimentação proposta por Góes (1995); o retângulo contornado em negro mostra a localização da área estudada.

Figura 4

Mapa geológico da Província Parnaíba; a legenda à esquerda refere-se apenas às unidades litoestratigráficas situadas dentro dos limites da província. Mapas geológicos do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004) sobre modelo digital de terreno sombreado; o retângulo contornado em negro mostra a localização da área estudada.

A área estudada abrange partes das bacias do Parnaíba e do Espigão Mestre; embora a área não atinja a Bacia das Alpercatas, rochas básicas consideradas pertencentes à Formação Mosquito afloram a nordeste desta. A seguir, apresentamos uma descrição resumida destas três unidades geotectônicas e das unidades litoestratigráficas que as compõem.

2.1.2 Litoestratigrafia

2.1.2.1 Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba é uma bacia tipo sinéclise intracratônica, que ocupa aproximadamente a metade da área aflorante da Província Sedimentar do Parnaíba, em sua porção centro-sul; segundo Góes & Feijó (1994) o preenchimento sedimentar da bacia compreende 3 sequências: a siluriana (Grupo Serra Grande), consistindo num ciclo transgressivo-regressivo completo; a devoniana (Grupo Canindé), com novo ciclo transgressivo-regressivo (maior ingresso marinha na bacia); e a carbonífero-triássica (Grupo Balsas), ainda um ciclo transgressivo-regressivo, mas com profundas mudanças estruturais e ambientais (muda o eixo de deposição, condições marinhas mais restritas e severa aridez). A tabela 1 mostra de forma resumida a litoestratigrafia da Bacia do Parnaíba, segundo a divisão proposta por Góes & Feijó (1994).

2.1.2.2 Bacia das Alpercatas

A Bacia das Alpercatas foi denominada por Góes (1995) como Anficlise das Alpercatas, devido ao alçamento de suas bordas e preenchimento vulcano-sedimentar; posteriormente, o termo “anficlise” foi abandonado em favor de “bacia” (Pedreira da Silva *et al.* 2003). A bacia é preenchida por rochas do Grupo Mearim (Sequência Jurássica de Góes e Feijó [1994], representando depósitos de espessura reduzida sob condições continentais). A tabela 2 mostra de forma resumida a litoestratigrafia da Bacia das Alpercatas, segundo a divisão proposta por Góes & Feijó (1994).

2.1.2.3 Bacia do Espigão Mestre

A Bacia Sanfranciscana foi subdividida por Campos & Dardenne (1997b) em duas sub-bacias: a do Abaeté a sul e a do Urucuia a norte. Góes (1995) considerou essas duas sub-bacias como unidades tectônicas separadas, denominando-as respectivamente de Bacia Alto-Sanfranciscana e Bacia do Espigão Mestre.

A Bacia do Espigão Mestre é uma depressão alongada na direção norte-sul, consistindo possivelmente num preenchimento de calha tipo *sag* (ou seja, uma ampla bacia intracontinental com pequena subsidência) (Chang *et al.*, 1992; Campos & Dardenne, 1997b). A tabela 3 mostra de forma resumida a litoestratigrafia da Bacia do Espigão Mestre, segundo a divisão proposta por Campos & Dardenne (1997a).

Bacia do Parnaíba				
grupo	formação	litologias	ambiente deposicional	idade
Serra Grande	Ipú	Arenitos conglomeráticos brancos a creme, maciços ou com estratificação cruzada, com seixos disseminados de quartzo; níveis de conglomerados, com seixos e matácões de quartzo e quartzo em matriz arenosa; arenitos finos a grossos, maciços ou com abundante estratificação cruzada; e diamictitos com seixos de litologias variadas em matriz areno-argilosa (Caputo & Lima 1984)	Leques glaciais e periglaciais (depósitos de <i>sandur</i> e <i>outwash</i>) (Caputo & Lima 1984).	terciariamente atribuída ao Eossiluriano (Góes & Feijó 1994).
	Tiangá	Folhelhos cirza-escuros a pretos, sideríticos, bioturbados ou laminados; arenitos finos a médios, feldspáticos, cirza-estranquados, com intercalações de folhelhos, folhelhos e siltos micáceos e sideríticos, cirza-escuros a verdes (Caputo & Lima 1984).	Marinho raso (Caputo & Lima 1984).	Eossiluriano (Góes & Feijó 1994).
	Jaiós	Arenitos médios a grossos ou conglomeráticos, cirza-estranquados e creme a castanhos, mal selecionados, mineralogicamente imaturos e com estratificação cruzada (Caputo & Lima 1984).	Leques abrais e deltaicos e frente de leques deltaicos (Caputo & Lima 1984)	Neossiluriano (Góes & Feijó 1994).
	Itaim	Arenitos micáceos e arenitos silicos avermelhados a cirzentos, ocasionalmente com estratificação cruzada, com intercalações de folhelhos e siltos areolados a cirzentos (Kegel 1953).	Deltaico a plataformar, dominado por correntes indicadas por marés ou tempestade (Góes & Feijó 1994).	Mesodevotiano (Góes & Feijó 1994).
Canindé	Pimenteiras	Folhelhos cirza-escuros a pretos e arenitos finos, estranquados, localmente conglomeráticos e calcíferos (Schobbenhaus et al. 1984); as camadas de arenito podem ser amalgamadas e apresentar estratificações cruzadas tipo <i>hummocky</i> (Santos & Carvalho 2009). Uma característica desta unidade é a ocorrência de camadas com alto teor de Fe, em geral formando nódulos hematíticos, localmente ricos em fósseis (Kegel 1953).	Netico de plataforma dominada por tempestades (Góes & Feijó 1994).	Meso a Neodevotiano (Góes & Feijó 1994).
	Cabeças	Arenitos creme a estranquados, médios a grossos e mal selecionados, com estratificação cruzada; subordinadamente, ocorrem níveis de siltos e folhelhos (Schobbenhaus et al. 1984). Há ocorrências de diamictitos próximo à borda oeste da bacia (Caputo 1985). Ocorrem diques clásticos e outras estruturas de deformação (Kegel [1953], Caputo [1985]).	Netico plataformar sob a ação de correntes (Góes & Feijó 1994); a ocorrência de pavimentos e seixos estratificados indica influência glacial (Caputo 1985).	Meso a Neodevotiano (Góes & Feijó 1994).

Tabela 1

Litoestratigrafia da Bacia do Parnaíba.

Bacia do Parnaíba				
grupo	formação	litologias	ambiente deposicional	idade
Canindé	Longá	Folhelhos cinza-escuros a negros, arroxeados ou avermelhados e siltitos argilosos, com arenitos esbranquiçados a róseos subordinados (Schobbenhaus <i>et al.</i> 1984). Kegel (1953) reporta nível de diamicito de matriz arenosa com seixos de rochas do embasamento, registrada em poços em Riachão e Carolina (MA).	Marítimo platiformal (Góes & Feijó 1994).	Neodevoniano (Góes & Feijó 1994).
	Poti	Na porção inferior, arenitos finos a médios, creme a esbranquiçados, com estratificações cruzadas de pequeno a grande porte e <i>ripple marks</i> ; na porção superior, ocorrem siltitos cinza a cinza-escuros alternados com arenitos finos a médios (Schobbenhaus <i>et al.</i> 1984).	Deltas e planícies de maré sob influência ocasional de tempestades (Góes & Feijó 1994).	Eocarbonífera (Góes & Feijó 1994).
	Piauí	Arenitos finos a grossos, avermelhados e róseos a amarelados, com estratificação cruzada tabular e acanalada de grande porte; subordinadamente, ocorrem siltitos, folhelhos, calcários e, localmente, níveis de silexto (Schobbenhaus <i>et al.</i> 1984). Estratificação convoluta e pseudoclastos gerados por liquefação do sedimento foram descritos nesta unidade por Góes (1995).	Continental a litorâneo sob condições áridas (Góes & Feijó 1994).	Neocarbonífera (Góes & Feijó 1994).
Balsas	Pedra de Fogo	Siltitos argilosos carbonáticos, calcário dolomítico e calcário e excepcionalmente gipsita (membro inferior); siltitos esverdeados, arenitos cinzentos e folhelhos cinza-escuros a negros (membro médio); arenitos e margas avermelhadas e siltitos arroxeados (membro superior) (Pinto & Sad 1986). Leitões e nódulos de silexto são característicos desta unidade (Schobbenhaus <i>et al.</i> 1984).	Marítimo raso a litorâneo com sabhas e sob ocasional influência de tempestades (Góes & Feijó 1994).	Eopermiano Góes & Feijó 1994).
	Motuca	Arenitos finos a médios, róseos a avermelhados e siltitos e folhelhos esverdeados, com intercalações de calcários argilosos e leitões de gipsita (Schobbenhaus <i>et al.</i> 1984). Restos vegetais silicificados, anteriormente considerados típicos da Formação Pedra de Fogo, são hoje atribuídos à base da Formação Motuca (Pinto & Sad 1986, Dias-Brito <i>et al.</i> 2007).	Continental desértico controlado por sistemas lacustres (Góes & Feijó 1994).	Neopermiano (Góes & Feijó 1994).
	Sambaíba	Arenitos avermelhados a róseos, bem selecionados, bimodais e com estratificações cruzadas de grande porte (Góes & Feijó 1994).	Sistemas eólicos em ambiente desértico (Góes & Feijó 1994).	Tentativamente atribuída ao Eotriássico (Góes & Feijó 1994).

Tabela 1 (continuação)

Litoestratigrafia da Bacia do Parnaíba.

Bacia das Alpercatas				
grupo	formação	litologias	ambiente deposicional	idade
Mearim	Mosquito	Basaltos toleíticos anguladoidais, com intercalações descontinuas e restritas de arenitos finos a médios, róseos a esbranquiçados, com estratificação plano-paralela ou cruzado e leitos de slex (Schobbenhaus <i>et al.</i> 1984, Góes & Feijó 1994).		190.5 ± 1.6 a 198.5 ± 0.5 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (Marzoli <i>et al.</i> 1999).
	Pastos Bons	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 siltos (Schobbenhaus <i>et al.</i> 1984).	Continental desértico (Góes & Feijó 1994).	Incerta, podendo ir do Neojurássico ao Eocretáceo (Góes & Feijó 1994).
	Corda	Arenitos argilosos finos a médios, marrom-avermelhados a arroxeados, com estratificação cruzada de grande porte; no topo da unidade, podem ocorrer intercalações de siltos, argilitos e folhelhos. Onde a Formação Corda se sobrepõe à Formação Mosquito, ocorre um conglomerado basal com blocos de basalto e outras litologias em matriz arenosa (Schobbenhaus <i>et al.</i> 1984).	Continental desértico (Góes & Feijó 1994).	Incerta, podendo ir do Neojurássico ao Eocretáceo (Góes & Feijó 1994).
	Sardinha	Basaltos pretos anguladoidais, de ocorrência algo restrita (Góes & Feijó 1994).		$127 - 118$ Ma (K / Ar) (CPRM 2004).

Tabela 2

Litoestratigrafia da Bacia das Alpercatas

Bacia do Espigão Mestre				
grupo	formação	litologias	ambiente deposicional	idade
Santa Fé	Floresta	Diamictitos vermelho-tijolo, folhelhos vermelhos e rosados a ocre com clastos caídos e intercalações de siltitos e arenitos finos, conglomerados e arenitos finos a grossos avermelhados com cimento calcítico. Dobras penecorrentemporâneas à sedimentação são características desta unidade (Campos & Dardenne 1997a).	Glacial e periglacial, com depósitos lacustres e fluviais (Campos & Dardenne 1997a).	Eopermiana (Zalán & Romero Silva 2007).
	Tabuleiro	Arenitos médios vermelhos e rosados a brancos, com intercalações de níveis argilosos centimétricos (Campos & Dardenne 1997a).	Depósitos eólicos periglaciais desenvolvidos sobre lagos rasos pós-glaciais (Campos & Dardenne 1997a).	Eopermiana (Zalán & Romero Silva 2007).
	Abaeté	Paraconglomerados e ortoconglomerados (Campos & Dardenne 1997a).	Sistema de leques aluviais ligados a falhas e sistemas fluviais entrelaçados (Campos & Dardenne 1997a).	Eocretácea (Zalán & Romero Silva 2007).
Areado	Quiricó	Folhelhos e siltitos esverdeados e ocre a rosados e avermelhados, com intercalações subordinadas de arenitos finos a grossos e calcários micríticos restritos (Campos & Dardenne 1997a).	Lacustre com influência eólica (Campos & Dardenne 1997a).	Eocretácea (Zalán & Romero Silva 2007).
	Três Barras	Arenitos médios brancos a rosados, bimodais e com estratificações cruzadas de grande porte; arenitos médios a finos, brancos a amarelados, com estratificação plano-paralela e cruzada de pequeno a médio porte; arenitos e wackes rosados a avermelhados, com estratificação plano-paralela e cruzada tabular a acanalada, em corpos lenticulares, lobos e canais (Campos & Dardenne 1997a).	Eólico, fluvial entrelaçado e flúvio-deltaico (Campos & Dardenne 1997a).	Eocretácea (Zalán & Romero Silva 2007).
	Posse	Arenitos muito finos a médios, com estratificação cruzada de grande porte e arenitos finos com estratificações cruzadas tabulares e tangenciais de pequeno porte (Campos & Dardenne 1997a).	Depósitos de campo de dunas tipo barcana e barcanóides e de sistemas fluviais entrelaçados (Campos & Dardenne 1997a).	Neocretácea (Zalán & Romero Silva 2007).
Urucuaia	Serra das Araras	Arenitos, argilitos e conglomerados avermelhados (Campos & Dardenne 1997a).	Depósitos fluviais em amplas planícies, com contribuição eólica (Campos & Dardenne 1997a).	Neocretácea (Zalán & Romero Silva 2007).

Tabela 3

Litoestratigrafia da Bacia do Espigão Mestre

2.1.3 Evolução geológica

Segundo Góes (1995), a evolução da Província Parnaíba inicia-se no Eopaleozóico, com a estabilização da Plataforma Sul-Americana e instalação da Bacia do Parnaíba; neste estágio, os lineamentos Transbrasiliano e Marajó-Parnaíba são os eixos de deposição da bacia, conectando-a com a Bacia Amazônica e as do oeste africano; a estrutura de Xambioá forma um alto, separando a bacia em dois compartimentos distintos (figura 6, **A**).

Durante o Permiano, ocorre a agregação da Pangea, e o intumescimento de parte da província (Antéclise Tocantins e Arco do Capim); ocorre soerguimento ao longo do Lineamento de Senador Pompeu e erosão dos sedimentos da borda sudeste da bacia, bem como o levantamento do Arqueamento do Alto Parnaíba; o Lineamento Marajó-Parnaíba deixa de ser um depocentro e a estrutura de Xambioá se inverte, passando a ser eixo deposicional (figura 6, **B**).

No Jurássico, com o início da desagregação do Gondwana, ocorre o abatimento da porção central da província e a formação de um sistema de *rifts*, implantando-se a Bacia das Alpercatas (figura 6, **C**).

No Eocretáceo (Aptiano-Albiano) ocorre um amplo soerguimento da área central da província, com o Arqueamento do Alto Parnaíba e o Arco de Xambioá atuando como uma antéclise e separando as bacias do Grajaú e do Espigão Mestre. A partir do Albiano, ocorre o ápice do soerguimento do Arco Vicente Ferrer-Urbano Santos-Guamá; ocorre uma fase de maior estiramento, associada a subsidência térmica, e expansão da área deposicional das bacias do Espigão Mestre e do Grajaú (figura 6, **D**).

Figura 6

Mapas paleotectônicos mostrando a evolução geológica da Província Parnaíba; modificado de Góes (1995).

2.2 Arcabouço estrutural

A principal estrutura do embasamento que afeta a área estudada é o Lineamento Transbrasiliano, que a corta no sentido NE-SW; o principal alvo dos trabalhos de campo foram afloramentos situados sobre ou nas proximidades das falhas que o compõem.

O Lineamento Transbrasiliano é um elemento estrutural importante na evolução da Província Parnaíba; outras estruturas lineares do embasamento (associadas ou não ao Lineamento Transbrasiliano) também estiveram ativas em diferentes períodos da história da província, embora na área estudada sua expressão morfológica não seja tão evidente. Neste capítulo, faremos uma revisão desses elementos estruturais, com destaque para o Lineamento Transbrasiliano.

2.2.1 Sobre o termo “lineamento”

O termo **lineamento** (*lineament*) foi introduzido por Hobbs (1904) para descrever sistemas de feições retilineares da paisagem, como cristas, bordas de áreas elevadas, linhas de drenagem e de costa, linhas de contato de formações geológicas e tipos petrográficos de rochas ou linhas de afloramentos. Nesse trabalho, o autor enfatiza que o termo não é equivalente ao *tektonische Linien* empregado por autores alemães (que em geral correspondem a linhas de deslocamento), embora acredite que a maior parte das feições retilineares tenha origem em planos de juntas ou falhas. Em trabalho posterior (Hobbs 1912, p. 227), o autor acrescenta às feições supracitadas ravinas e vales, e linhas visíveis de fraturas e zonas de brecha de falha; além disso, estabelece uma relação mais direta entre lineamentos e tectônica, ressaltando que muitos lineamentos correspondem a linhas sismotectônicas.

Hobbs (1912) enfatiza ainda que a) lineamentos são feições essencialmente compostas e b) lineamentos são a expressão em superfície de uma estrutura subjacente:

“At one locality it appears as a drainage line, a little farther on it may be a line of coast; then, again, it is a series of aligned waterfalls, a visible fault trace, or a rectilinear boundary between formations; but in every case it is some surface expression of a buried fracture.”
(Hobbs 1912; destaque nosso).

Assim, o autor define “lineamentos” como “linhas significativas da paisagem que revelam a arquitetura oculta do embasamento rochoso” (Hobbs 1912, p. 227).

Com o advento das fotografias aéreas de grande altitude e imagens de satélite, o uso do termo e de outros similares se ampliou, e sua definição precisa se tornou confusa. O’Leary *et al.* (1976) redefinem o termo de forma similar à de Hobbs (1912), embora de forma algo mais ampla: “lineamento” (*linea-*

ment) é “uma feição linear mapeável, simples ou composta, de uma superfície, cujas partes são unidas numa relação retilinear ou levemente curvilinear, que difere distintamente dos padrões de feições adjacentes e que presumivelmente reflete um fenômeno de subsuperfície”.

No Brasil o termo é usado muitas vezes de forma imprecisa; termos como “lineamento”, “falha”, “zona de falha” e “zona de cisalhamento” são por vezes utilizados de forma mais ou menos intercambiável (e. g. Sadowski & Campanha 2004; Cavalcante 2006). Na presente dissertação, o termo “lineamento” será empregado de forma similar à definição mais restrita de Hobbs (1912) supracitada, em especial no que se refere a descontinuidades litosféricas maiores, como é o caso do Lineamento Transbrasiliano. O termo “lineamento magnético” será empregado para descrever anomalias magnéticas lineares (como usado, por exemplo, por Schobbenhaus *et al.* [1984]). Como veremos adiante, na área estudada lineamentos magnéticos muitas vezes acompanham os lineamentos da paisagem e as estruturas tectônicas a eles subjacentes.

2.2.2 O Lineamento Transbrasiliano

2.2.2.1 Introdução

O Lineamento Transbrasiliano (LTB) foi definido por Schobbenhaus (1975), durante a compilação dos trabalhos de mapeamento do Projeto RADAMBRASIL, como uma faixa intensamente falhada, representando uma estrutura de 1ª ordem.

“Durante os trabalhos de compilação do projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, foi observado, através da montagem de diversas folhas, a existência de um lineamento que atravessa o Brasil de nordeste a sudoeste, prosseguindo em direção aos territórios do Paraguai e Argentina, ao longo do Rio Paraguai” (Schobbenhaus, 1975).

Em território brasileiro, o LTB estende-se por uma distância de cerca de 2.700km, desde o noroeste do Ceará (onde é localmente denominado Lineamento Sobral-Pedro II), através da Bacia do Parnaíba e do Estado de Goiás até noroeste da Bacia do Paraná, na região sudoeste do Mato Grosso do Sul, seguindo possivelmente até o limite entre os crátons Rio de La Plata e Pampia (Rapela *et al.* 2007, Ramos *et al.* 2010), no território do Paraguai e Argentina. Vários autores (e. g. Trompette 1994; Cordani *et al.* 2003; Basile *et al.* 2005; Arthaud *et al.* 2008; Attoh & Brown 2008) consideram o Lineamento Transbrasiliano como uma continuação da zona de cisalhamento de Hoggar-Kandi, que se estende desde a costa do Togo, na região do golfo da Guiné até a região central da Argélia; neste caso, o LTB e sua contraparte africana se constituiriam numa zona de cisalhamento com cerca de 4000km de extensão – talvez a mais longa zona de cisalhamento coerente do mundo (Attoh & Brown 2008).

Em mapa, o LTB se apresenta como feixes de falhas e zonas de cisalhamento subparalelas e descontínuas, afetando uma faixa que pode chegar a uma largura de 350km na porção central do lineamento, em Goiás (Fairhead & Maus 2003). Em produtos de sensores remotos, o lineamento se evidencia de diversas formas, sendo especialmente notável em modelos digitais de terreno. Em geral, apresenta-se como destacadas estruturas lineares subparalelas mais ou menos contínuas.

As principais falhas que compõem o LTB podem receber nomes locais; na região da Província Parnaíba podemos enumerar as falhas de Guaraciaba, do Descanso, de São Francisco, do Bote, de Igapé-Ipueiras, de Lizarda, de Ponte Alta do Norte e o Lineamento Sobral-Pedro II (vide figura 24). As extensões de algumas falhas individuais podem superar a casa dos 100km - por exemplo, as falhas de Lizarda e Ponte Alta do Norte, na área estudada na presente dissertação, que perfazem mais de 240km (Cunha 1986).

As principais estruturas brasileiras da Província Borborema, como os lineamentos Pernambuco e Patos, se conectam com o LTB, configurando uma estrutura em *splay* que se estende por grande parte do Nordeste do Brasil (Delgado *et al.* 2003), as zonas de cisalhamento mais importantes sendo contínuas a estruturas na África - por exemplo, o lineamento Pernambuco e a zona de falha de Fouban, nos Camarões (Fairhead & Maus 2003), e o lineamento de Senador Pompeu e a falha de Ile-Ife na Nigéria (Cavalcante 2006). As principais estruturas da Província Borborema também influenciaram de forma significativa a história geológica da Província Parnaíba.

Na borda noroeste da Bacia do Paraná, na região do alto Araguaia e alto Rio das Garças, GO, o lineamento se apresenta menos definido, com a ocorrência de diversas falhas relativamente curtas abrindo-se numa larga faixa, sugerindo também uma estrutura em *splay*. Nesta área ocorre uma concentração de corpos intrusivos e derrames pertencentes à Província Alcalina de Goiás (Junqueira-Brod *et al.* 2002). Na Província Parnaíba, ocorrem ainda intrusões kimberlíticas controladas pelo LTB, como as de Redondão, Gilbués e Fazenda Largo (Kaminsky *et al.* 2009).

A principal fase de movimentação ao longo das falhas que compõem o LTB possui caráter transcorrente dextral (Delgado *et al.* 2003), coerente com o observado na zona de cisalhamento Hoggar-Kandi (Ferré *et al.* 2002). Entretanto, como ressalta Brito Neves (1983), ao tratar dos lineamentos da Província Borborema, tais estruturas possuem histórias complexas, sendo policíclicas e com polimorfismo de rejeito, não podendo, portanto, sua evolução ser tratada de forma simplista.

Reativações ao longo de trechos do LTB ocorrem desde o Pré-Cambriano Superior - Eopaleozóico (Oliveira & Mohriak 2003) até o Cenozóico (Soares *et al.* 1998).

A figura 7 mostra de forma esquemática o traçado do LTB e estruturas associadas no Brasil.

Figura 7

O Lineamento Transbrasiliano (em branco) e estruturas possivelmente associadas no território brasileiro. Os lineamentos da Província Borborema (em amarelo) configuram uma possível estrutura em *splay* associada ao LTB; em sua porção sudoeste, o lineamento é menos bem definido, e o traçado mostrado, indicando outra possível estrutura em *splay*, é especulativo (embora sugerido pelos lineamentos magnéticos). Também estão indicadas bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana, a Bacia Água Bonita e intrusões alcalinas e kimberlíticas relacionadas ao LTB e a falhas associadas. Geologia e traçado dos lineamentos magnéticos a partir das cartas e imagens GEOTIFF do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004), sobre modelo digital de terreno sombreado.

2.2.2.2 Evidências geofísicas

A extensão e continuidade do LTB, bem como sua importância como uma descontinuidade litosférica maior, é particularmente evidente em levantamentos geofísicos.

Em mapas de anomalias magnéticas o LTB mostra-se como uma destacada estrutura de escala continental, tanto em levantamentos aeroportados (figura 8), quanto nos efetuados por satélites (Fairhead & Maus 2003). Apresenta-se como uma zona de anomalias de baixa amplitude separando o Cráton da Amazônia a noroeste dos terrenos a sudeste (Fairhead & Maus 2003).

Conforme notado por Sadowski & Campanha (2004), o lineamento também apresenta uma evidente assinatura gravimétrica, visível tanto em mapas de anomalia ar-livre (figura 9) quanto nos de anomalia Bouguer (figura 10) e anomalia isostática (figura 11). Um destacado alto gravimétrico acompanha o *trend* do LTB na região noroeste e oeste do Estado de Goiás (mostrado em detalhe na figura 12); sob a Província Parnaíba, o LTB está associado a um baixo gravimétrico (melhor evidenciado na figura 27).

Modelos de tomografia sísmica do manto superior mostram uma faixa de baixa velocidade de ondas S nos níveis superiores do manto ao longo do LTB (Feng *et al.* 2004). Essa zona de baixa velocidade separa domínios de alta velocidade e litosfera espessa a NW e SE (figura 13), sugerindo que o LTB não é apenas uma feição superficial, mas uma zona com litosfera mais delgada (Feng *et al.* 2004, Feng *et al.* 2007).

O mapa de espessura elástica efetiva da litosfera (T_e) no território brasileiro (Bizzi & Vidotti 2003) mostra uma zona de baixos valores de T_e (e portanto litosfera mecanicamente mais fraca) acompanhando o *trend* do LTB (figura 14). Pérez-Gussinyé *et al.* (2007) e Tassara *et al.* (2007) também identificam uma área de espessura elástica reduzida acompanhando o *trend* do LTB em sua porção sudoeste. Tassara *et al.* (2007) sugerem que o LTB deve ter se constituído em uma zona de fraqueza ao longo do último bilhão de anos; esse enfraquecimento pode ter sido intensificado pela intrusão de plumas do manto durante o Mesozóico (as quais responderiam pelas baixas velocidades observadas nos modelos de tomografia sísmica).

A distribuição de terremotos recentes mostra uma concentração de epicentros de terremotos de intensidade fraca a moderada ao longo de alguns trechos do LTB, notadamente em sua porção central e sudoeste e na sua extremidade NE (região de Sobral, CE) (mas não sob a Província Parnaíba, onde quase inexistente atividade sísmica recente). Pérez-Gussinyé *et al.* (2007) e Tassara *et al.* (2007) mostram uma correlação entre baixos valores de T_e e zonas sísmicamente ativas. Essa associação tem implicações importantes, visto que zonas de litosfera mecanicamente mais fraca tendem a focalizar esforços remotos gerados na borda das placas e a se constituir em regiões de concentração de sismicidade, como proposto por Liu & Zoback (1997) em seu modelo da zona sísmica de New Madrid, nos EUA. A distribuição dos epicentros sugere ainda a continuidade do lineamento na direção dos territórios da Argentina e Paraguai (figura 15).

Figura 8

Imagem aeromagnetométrica (campo total reduzido do IGRF, malha de 1x1km) da porção central e oriental do território brasileiro. O LTB pode ser visto claramente como uma faixa de anomalias atravessando o Brasil de NE a SW (interpretação do traçado à direita; note-se que está representado apenas um de alguns traçados subparalelos possíveis). Mosaico de imagens GEOTIFF do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004) sobreposto a modelo digital de elevação sombreado, com iluminação de SE.

Figura 9

Mapa de anomalia ar-livre sobre modelo digital de terreno sombreado, com iluminação de SE (anomalias positivas em tons de vermelho e laranja e negativas em tons de azul); o LTB aparece como uma anomalia positiva em seu trecho SW, enquanto que a NE, no trecho sob a Província Parnaíba a anomalia não se mostra claramente definida. Mapa gravimétrico disponível em <<http://moho.iag.usp.br/sismologia/sisgis.php>> (consulta em 21/01/2010).

Figura 10

Mapa de anomalia Bouguer sobre modelo digital de terreno sombreado, com iluminação de SE (anomalias positivas em tons de laranja e amarelo e negativas em tons de azul escuro); o LTB é acompanhado anomalia positiva destacada em seu trecho central; a NE, no trecho sob a Província Parnaíba pode-se observar uma anomalia negativa, fracamente visível nesta imagem (melhor evidenciada na figura 27). Mapa gravimétrico disponível em <<http://moho.iag.usp.br/sismologia/sisgis.php>> (consulta em 21/01/2010).

Figura 11

Mapa de anomalia isostática sobre modelo digital de terreno sombreado, com iluminação de SE (anomalias positivas em tons de vermelho, amarelo e laranja e negativas em tons de azul); novamente, destaca-se a anomalia positiva no trecho central do LTB; a anomalia negativa sob a Província Parnaíba é um pouco mais evidente nesta imagem. Mapa gravimétrico disponível em <<http://moho.iag.usp.br/sismologia/sisgis.php>> (consulta em 21/01/2010).

Figura 12

Mapa de anomalia Bouguer da Província Tocantins sobre modelo digital de terreno sombreado, com iluminação de SE, mostrando com mais detalhe a anomalia gravimétrica positiva que acompanha o LTB nos estados de Goiás e Tocantins. Mapa gravimétrico da província Tocantins redesenhado a partir de Berrocal *et al.* (2004).

Figura 13

Imagem de tomografia sísmica do manto para uma profundidade de 100km, sombreada (iluminação de NW), sobre modelo digital de terreno sombreado (iluminação de SE); uma zona de baixa velocidade de ondas S pode ser discernida acompanhando parte do traçado do LTB, separando áreas de maior velocidade (e espessura crustal). Modelo de tomografia sísmica disponível em <<http://moho.iag.usp.br/sismologia/sisgis.php>> (consulta em 21/01/2010).

Figura 14

Mapa de isovalores de espessura elástica efetiva (T_e) da litosfera brasileira (retículo de ~50km); nota-se uma faixa com valores de T_e mais baixos (e litosfera mecanicamente mais fraca) acompanhando aproximadamente o *trend* do LTB. Mapa de espessura elástica efetiva redesenhado a partir de Bizzi & Vidotti (2003), sobre modelo digital de terreno sombreado.

Figura 15

Epicentros de terremotos recentes e históricos no Brasil e regiões adjacentes, sobre modelo digital de terreno sombreado; uma concentração de sismos de baixa e média intensidade pode ser observada na porção central do LTB e no seu extremo NE (elipses amarelas contínuas); sismos mais dispersos em seu extremo SW (elipse amarela pontilhada) sugerem uma possível continuação para a Argentina e Paraguai. Notar ainda a quase ausência de epicentros no trecho do LTB que corta a Província Parnaíba (elipse vermelha). Mapa de epicentros disponível em <<http://moho.iag.usp.br/sismologia/sisgis.php>> (consulta em 21/01/2010).

2.2.2.3 Evolução geológica

Brito Neves & Cordani (1991) consideram o Lineamento Transbrasiliano uma das principais suturas na gênese do Gondwana, unindo dois grandes domínios geotectônicos: um domínio “Pré-Brasiliano”, a noroeste, não afetado pelos eventos do Ciclo Brasileiro, e um domínio “Brasiliano”, a sudeste, onde os eventos deformacionais predominantes são relacionados a este ciclo; o primeiro teria atuado como uma grande placa continental durante o Neoproterozóico e o segundo corresponderia a uma série de fragmentos menores de placas continentais, microcontinentes, arcos magmáticos e terrenos alóctones.

Sato (1998) e Cordani & Sato (1999), a partir de centenas de datações Sm-Nd, propuseram um modelo de evolução crustal para a Plataforma Sul-Americana, no qual também consideram o LTB como uma megassutura. A figura 16 mostra os domínios crustais da Plataforma Sul-Americana e suas idades-modelo Sm-Nd, mostrando o LTB como elemento de separação entre domínios geotectônicos.

Arthaud *et al.* (2008) propõem que a zona de cisalhamento por eles denominada Kandi / Sobral-Pedro II seja uma sutura críptica, na qual grandes volumes de litosfera foram consumidos antes da instalação de uma colisão oblíqua.

Idade do LTB

Delgado *et al.* (2003) consideram o LTB ativo a partir do evento colisional Brasileiro II, há 650 Ma; sua principal fase de movimentação é tida com dextral pela maioria dos autores, tanto na América do Sul quanto na África (*e. g.* Delgado *et al.* 2003; Attoh & Brown 2008; Ferré *et al.* 2002; Arthaud *et al.* 2008). Costa & Hasui (1988), porém, atribuem em caráter preliminar uma idade de 2050-2220 Ma ao lineamento, e uma fase mais antiga de movimentação de caráter sinistral, na região de Natalidade - Porto Nacional (TO). Tairou *et al.* (2007) também propõem movimentação sinistral para o LTB e sua contraparte africana, no norte do Togo.

Bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-americana

Durante o estágio de transição da Plataforma Sul-americana, ocorre reativação do LTB, condicionando a instalação de uma série de bacias “molassóides”, similares a *grabens* e/ou *rifts* (Teixeira *et al.* 2004); as diretamente associadas ao LTB são as bacias Jaibaras - Jaguarapi e Piranhas. Também pode-se mencionar a Bacia Monte do Carmo, que seria uma das bacias ditas “molássicas” instaladas ao longo do LTB (Marini *et al.* 1984).

A Bacia Jaibaras situa-se no noroeste do Estado do Ceará. É uma depressão estreita e bem definida, com cerca de 10-20km de largura e 120km de comprimento (Oliveira & Mohriak 2003). Os mesmos autores consideram a Bacia Jaibaras como uma típica bacia tipo *rift*, gerada por reativação rúptil de estruturas pré-cambrianas associadas ao LTB. O preenchimento sedimentar da Bacia Jaibaras consiste principalmente de depósitos siliciclásticos continentais imaturos, com variações marcantes de espessura, rápida mudança

Idades-modelo Sm-Nd (T_{dm})

Figura 16

Domínios crustais da Plataforma Sul-Americana (modificado de Cordani & Sato [1991], sobre modelo digital de terreno sombreado. LTB = Lineamento Transbrasiliano).

- 1 Província Amazônica Central
- 2 Província Maroni - Itacaiúnas
- 3 Província Ventuari - Tapajós
- 4 Províncias Rio Negro - Juruena e Rondoniense
- 5 Fragmento cratônico Rio Apa
- 6 Fragmento cratônico São Luís
- 7 Domínio tectônico da faixa Paraguai - Araguaia
- 8 Domínio tectônico da faixa Tocantins
- 9 Cráton do São Francisco
- 10 Domínio tectônico da Província Borborema
- 11 Domínio tectônico da Faixa Araçuaí
- 12 Domínio tectônico da Faixa Brasília
- 13 Domínio tectônico da Faixa Uruaçu
- 14 Domínio tectônico das faixas Araçá e Alto Rio Grande
- 15 Arco magmático de Goiás
- 16 Faixa Ribeira
- 17 Fragmento cratônico Luís Alves

lateral de fácies, espessos níveis de conglomerado intercalados e discordâncias locais de extensão variável. Há quatro eventos magmáticos relacionados à evolução da bacia. A idade proposta para a deposição da base do Grupo Jaibaras é de 560-535 Ma (Teixeira *et al.* 2004).

A Formação Piranhas foi definida por Pena & Figueiredo (1972), e aflora numa faixa de 15 x 1,5km próximo à cidade de Piranhas, no sudoeste de Goiás, imediatamente a norte da borda da Bacia do Paraná. A Formação Piranhas consiste em conglomerados muito litificados e arcóseos, com lentes de argilito, aos quais se atribui idade pré-devoniana (pelas relações de contato com a Formação Furnas), a cambriana (por conter seixos do Granito Serra Negra, datado em 508 Ma [Rodrigues 1996]).

Bacia Monte do Carmo

A Formação Monte do Carmo foi definida por Cunha *et al.* (1981) na região entre Porto Nacional e Monte do Carmo (TO), a sudoeste da Bacia do Parnaíba. Consiste em conglomerados polimíticos, grauvacas, siltitos, andesitos, dacitos e brechas vulcânicas, com metamorfismo incipiente (Cunha *et al.* 1981). A idade da Formação Monte do Carmo é problemática; Schobbenhaus *et al.* (1984) correlacionam esta unidade ao Grupo Jaibaras, e usam a relação da bacia com o LTB como um dos argumentos. Cunha *et al.* (1981), usando o método Rb/Sr obtiveram uma idade de 1,1 Ga, mas ressaltam que essa idade é apenas preliminar, dadas as baixas razões $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ e por terem sido analisadas apenas três amostras. Sachett (1996) obteve uma idade de 2,13 Ga pelo método de evaporação de Pb em zircões de riólitos.

Outras bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana ocorrem em zonas de cisalhamento associadas ao LTB na Província Borborema; são elas as bacias de Cococi-Jucá e Catolé-São Julião (Teixeira *et al.* 2004).

O graben de Água Bonita

O *graben* de Água Bonita, na divisa entre Goiás e Tocantins, foi definido por Baptista & Cartner-Dyer (1966). É uma depressão alongada, de cerca de 9km de largura por 90km de extensão. A Formação Água Bonita é constituída por arenitos médios a grossos, mal selecionados e friáveis, localmente conglomeráticos, com intercalações decimétricas de siltitos. Os autores consideram 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. Não se conhecem fósseis na Formação Água Bonita, mas a ela é atribuída uma idade siluriana, por analogia com unidades de outras bacias (por exemplo, o Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba) (Baptista & Cartner-Dyer 1966). As referências a essa estrutura na literatura ainda são escassas, e uma melhor caracterização de seu preenchimento sedimentar, da relação deste com as falhas limitantes e uma melhor determinação de idade aguardam estudos mais detalhados.

A figura 17 mostra as bacias do estágio de transição da plataforma sul-americana associadas ao LTB, a Bacia Monte do Carmo e o *graben* de Água Bonita.

Figura 17

A, D, bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-Americana (**A**, Jaibaras - Jaguarapi; **D**, Piranhas); **B**, Bacia Monte do Carmo; **C**, Graben de Água Bonita. Geologia a partir das cartas do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004), sobre modelo digital de terreno sombreado.

Reativação mesozóica do LTB

Destro *et al.* (1994), a partir da análise de deformações em arenitos do Grupo Serra Grande no noroeste do Ceará identificam uma reativação pós-devoniana do LTB. Embora a idade dessa reativação seja incerta, os autores sugerem uma idade neocretácea, por correlação com deformações observadas em outros pontos do LTB. A partir da análise de conjugados de Riedel, os autores identificam um regime transpressivo dextral para esta reativação.

Fairhead & Maus (2003) propõem uma fase de movimentação sinistral do LTB imediatamente antes e durante a abertura do Atlântico Sul. Segundo os autores, o movimento sinistral do LTB e das falhas da Província Borborema fornece um modelo unificado para diversas bacias mesozóicas brasileiras (bacias Potiguar, Araripe, Tucano e Paraná). O modelo prevê ainda que o cisalhamento sinistral tenha se transformado num sistema de bacias distensionais com *trend* NW-SE no norte da Argentina (bacias Salado e Colorado). A mudança de um regime transcorrente para um extensional poderia ser controlada por uma mudança na estrutura da crosta-litosfera nessa região, marcada por uma anomalia magnética ortogonal ao LTB. Esse modelo explicaria o desenvolvimento das bacias neopaleozóicas e mesozóicas na Argentina e Brasil, e a zona de injeção de diques Paraná-Chaco (figura 18).

A zona de sismicidade linear associada ao LTB no limite oeste da Bacia do Paraná é considerada por Fairhead & Maus (2003) como uma indicação que o alívio de esforços no lineamento continua, ainda que num nível baixo. A partir de estimativas feitas na contraparte africana do LTB, os autores sugerem um deslocamento horizontal do LTB desde o Mesozóico até o presente da ordem de 100km. Se esse deslocamento é levado em conta, há uma significativa mudança na forma da margem oriental brasileira durante o Mesozóico; quando isso é combinado com um ajuste estrutural das zonas de cisalhamento africanas, obtêm-se um encaixe quase perfeito para toda a margem do Atlântico Sul (Fairhead & Maus 2003).

Deve-se notar, contudo, que a natureza e localização exata da terminação sudoeste do LTB ainda é motivo de discussão, visto que a área carece de levantamentos aeromagnetométricos de detalhe e possui uma espessa cobertura sedimentar cenozóica (Fairhead & Maus 2003). Ramos *et al.* (2010) propõem uma inflexão para sul do LTB ao longo da margem oriental das Sierras de Cordoba, separando os crátons Pampia e Rio de La Plata (figura 18); a terminação sul do LTB seria truncada pela zona de falha de Huincul, limite norte da Patagonia (Pankhurst *et al.* 2006). Ramos *et al.* (2010) notam ainda que a bacia Las Breñas na Argentina e sua extensão no Paraguai são limitadas a oeste por uma falha conspícua, associada pelos autores ao LTB. Wiens (1995) mostra uma espessura de sedimentos superior a 6000m junto a esta falha (figura 19).

Figura 18

Modelo proposto por Fairhead & Maus (2003) para a reativação mesozóica do LTB (1-3); o movimento sinistral do LTB (e falhas associadas da Província Borborema 1), explicaria a zona de injeção de diques da bacia Paraná-Chaco (2), ortogonal ao LTB; o movimento sinistral se transformaria em um sistema de bacias distensionais no norte da Argentina (3); Ramos *et al.* (2010) sugerem uma inflexão do LTB para sul, acompanhando as Sierras de Córdoba (4); a terminação sul do LTB seria truncada pelo limite norte da Patagônia. A Bacia Las Breñas (5) acompanha e é limitada a oeste pelo LTB, delineando seu traço na região limítrofe entre Paraguai e Argentina. Desenho a partir das figuras de Fairhead & Maus (2003) e Ramos *et al.* (2010) sobre modelo digital de terreno sombreado e mosaico de imagens aeromagnetométricas.

Figura 19

Isópacas de sedimentos na Bacia do Chaco; notar a grande espessura de sedimentos ao longo da bacia Las Breñas, limitada a oeste por uma falha possivelmente relacionada ao LTB. Mapa de isópacas e falhas modificado de Wiens (1995), sobre modelo digital de terreno sombreado.

Uma fase de movimentação sinistral pós-carbonífera fica evidente ao se examinar os mapas geológicos da área estudada na presente dissertação. A figura 20 mostra um excerto da carta geológica da CPRM em escala 1: 1.000.000.

Figura 20

Detalhe da carta geológica escala 1: 1.000.000 da CPRM, folha Rio São Francisco (SC-23), na região de Ponte Alta do Tocantins; o LTB é o traço que corta a imagem de NE para SW. As unidades devonianas e carboníferas da Bacia do Parnaíba mostram um claro deslocamento sinistral (embora a seta mostre o sentido de deslocamento dextral da principal fase de movimentação do LTB). D3C1I = Fm. Longá; D2c = Fm. Cabeças; D2p = Fm. Pimenteiras. O deslocamento horizontal aproximado é da ordem de 10km. Imagem extraída de CPRM (2004).

Magmatismo alcalino e kimberlítico ao longo do LTB

Intrusivas alcalinas de idade variada ocorrem em vários locais ao longo da porção sudoeste do LTB, o qual pode ter exercido um controle tectônico em sua colocação. Na região de Amarinópolis (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 intrusivas na Antéclise de Rondonópolis (Riccomini *et al.* 2005), que podem estar associados a um ramo do LTB.

Na porção sudoeste do Mato Grosso do Sul e região adjacente do Paraguai ocorrem corpos de rochas alcalinas permotriássicas (província alcalina Alto Paraguai) e eocretáceas (província alcalina Rio Apa) situados no prolongamento para sudoeste do *trend* do LTB, que também podem estar associados a esta estrutura.

Segundo Gonzaga & Tompkins (1991), as intrusões kimberlíticas no Brasil acham-se distribuídas segundo três lineamentos estruturais principais: o assim chamado Lineamento 125° AZ, o Lineamento de Blumenau e o LTB. Na Província Parnaíba, diversas intrusões kimberlíticas acham-se alinhadas ao longo do LTB, 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 N65E contra N45E do LTB; vide figura 26).

Reativações cenozóicas

O LTB apresenta indícios de atividade tectônica recente em alguns locais. Além da concentração de epicentros de terremotos ao longo de alguns trechos do LTB (vide figura 15), algumas feições morfológicas evidenciam essa atividade. Através da análise de produtos de sensores remotos, Soares *et al.* (1998) identificaram uma forte influência do LTB na dinâmica de erosão e sedimentação no megaleque do Rio Taquari que, a montante do lineamento, apresenta um comportamento meandrante, sobre sedimentos de sua própria planície aluvial; ao cruzar o traço do lineamento, o rio inicia a construção de lobos distributários. Outra possível evidência de atividade tectônica recente ao longo do LTB é a escarpa da Falha de Lizarda, na área estudada na presente dissertação (vide figura 67, pág. 129).

A história geológica do LTB aqui esboçada não tem a pretensão de ser completa; contudo, os exemplos acima expostos evidenciam claramente que o LTB apresenta pulsos esporádicos de atividade ao longo de todo o Fanerozóico. Essas reativações podem abranger apenas trechos isolados, ou (ao menos no caso da reativação sugerida por Fairhead & Maus [2003] no Mesozóico) afetar o lineamento em toda a sua extensão.

2.2.3 Lineamentos da Província Borborema

Embora o LTB seja a estrutura de maior expressão geológica a afetar a Província Parnaíba, outras estruturas do embasamento exerceram maior ou menor influência sobre a província.

A Província Borborema, em especial, é caracterizada por uma rede de zonas de cisalhamento dúctil de escala continental, que formam um sistema cinematicamente coerente de mais de 200.000km² (Vauchez *et al.* 1995). A deformação nessas zonas de cisalhamento se inicia a partir de 570-600 Ma, continuando em temperatura decrescente até cerca de 500 Ma e, nessa fase, possui caráter transcorrente dextral (Vauchez *et al.* 1995). Conforme já mencionado, esses lineamentos estão associados ao LTB, numa megaestrutura em *splay*. A origem e posterior evolução da Província Parnaíba foi fortemente influenciada pelo comportamento dessas estruturas.

A figura 21 mostra os principais lineamentos das províncias Parnaíba e Borborema.

Figura 21

Principais lineamentos das províncias Parnaíba e Borborema; as estruturas a leste do LTB estão associadas a ele numa megaestrutura em *splay*. Outros lineamentos importantes na evolução da Província Parnaíba são o Lineamento Picos-Santa Inês e o Lineamento Tocantins-Araguaia. Desenho sobre mosaico de imagens aeromagnéticas e modelo digital de relevo sombreado. Principais estruturas traçadas segundo Sadowski & Campanha (2004), Cunha (1986) e Góes (1995).

Como pode ser observado na figura 21, a Província Borborema pode ser subdividida em 2 domínios: um domínio ocidental, onde as principais zonas de cisalhamento tem *trend* NE-SW (como o Lineamento de Senador Pompeu e o próprio LTB) e um domínio oriental, onde as principais zonas de cisalhamento (lineamentos de Pernambuco e Patos) tem *trend* E-W.

2.2.3.1 Lineamento de Senador Pompeu

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). 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 (figura 22 A). 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.

2.2.3.2 Lineamentos Patos e de Pernambuco

O Lineamento Patos tem orientação aproximada E-W, extensão de cerca de 300km e largura máxima da ordem de 20-30km (Vauchez *et al.* 1995). É o lineamento mais complexo da Província Borborema, conectando-se a leste com a Faixa Seridó e a oeste com as zonas de cisalhamento de Tatajuba e Potengi, de *trend* NE-SW (Vauchez *et al.* 1995). Corsini *et al.* (1991) consideram que ao longo do Lineamento Patos ocorreu uma transferência de esforços em escala continental; ressaltam ainda que o lineamento foi uma zona de movimentação de vida longa e movimentos complexos. Vauchez *et al.* (1995) notam que, embora os indicadores cinemáticos mostrem consistentemente um sentido de deslocamento dextral, em alguns poucos lugares foram observadas estruturas indicando deslocamento sinistral.

Ao longo da projeção do Lineamento Patos sob a Província Parnaíba (assim como ao longo do LTB) são encontrados derrames básicos pertencentes à Formação Sardinha (Brito Neves 1983); uma nítida anomalia magnética marca esse prolongamento (vide a figura 25 para maior detalhe da anomalia magnética e a figura 26 para a distribuição das vulcânicas).

O Lineamento de Pernambuco estende-se por cerca de 600km, da Bacia do Parnaíba até a costa, nas proximidades de Recife. É composto por 2 segmentos (zonas de cisalhamento de Pernambuco Oriental e Pernambuco Ocidental). A terminação ocidental do Lineamento de Pernambuco está soterrada sob a Bacia do Parnaíba, o que obscurece suas relações com as estruturas de *trend* NE-SW da Província Borborema. (Vauchez *et al.* 1995).

Associadas aos lineamentos de Pernambuco e Patos ocorrem ainda diversas zonas de cisalhamento subsidiárias, em geral com *trend* NE-SW. Ambos provavelmente apresentam continuidade com a estrutura de Xambioá, no centro da Província Parnaíba (Góes 1995). A figura 22 **B** mostra o trecho dos lineamentos de Pernambuco e Patos adjacente à Província Parnaíba.

2.2.3.3 Falha de Tauá

Situada no domínio ocidental da Província Borborema, a Falha de Tauá possui *trend* NNW-SSE, divergindo da orientação predominante das estruturas nesse domínio; além disso, apresenta principal fase de movimentação de caráter sinistral. Possui cerca de 300km de extensão e a largura da faixa milonitizada varia de 4 a 6km (Vauchez *et al.* 1995). A Serra da Ibiapaba, que marca o limite leste da Província Parnaíba, acompanha a direção da Falha de Tauá e da foliação do embasamento. A borda leste e sudeste da Bacia do Parnaíba configuram um patamar monoclinal de baixo mergulho, basculado para WNW, contra o Lineamento Transbrasiliano (Brito Neves 1983).

2.2.4 Outros lineamentos

2.2.4.1 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 (figura 22 **C**).

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.

Figura 22

A, o Lineamento de Senador Pompeu e a borda sudeste da Bacia do Parnaíba; notar o caráter retilíneo da escarpa erosiva que compõe a borda sudeste da bacia. B, Os lineamentos de Pernambuco e Patos na região adjacente à Província Parnaíba; as bacias de Catolé - São Julião e Cococi - Jucá são bacias do estágio de transição da Plataforma Sul-americana. C, borda oeste da Bacia do Parnaíba; notar o seu caráter acentuadamente retilíneo. Geologia a partir das cartas do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004), sobre modelo digital de terreno sombreado.

2.2.4.2 Lineamento Picos - Santa Inês

O Lineamento Picos-Santa Inês é menos definido que os lineamentos discutidos anteriormente, parecendo corresponder a uma zona cisalhada existente sob a Província Parnaíba, talvez relacionada à Faixa de Cisalhamento Tentugal (Cunha 1986). Possui direção NW-SE, aproximadamente ortogonal à do Lineamento Transbrasiliano. A principal estrutura associada a este lineamento é a Falha do Rio Canindé, com cerca de 160km de comprimento, caráter normal, e rejeito estimado de 200 a 300m (Nunes *et al.* 1973). A noroeste desta falha, alinhamentos de drenagens parecem indicar a continuação da estrutura para NW (Cunha 1986). Acompanhando o lineamento, ocorrem altos e baixos gravimétricos, num padrão diferente do observado no restante da Província Parnaíba (Cunha 1986). O traço do lineamento e sua associação com anomalias gravimétricas também é evidenciado nos mapas de isobases em escala regional de Grohmann *et al.* (2011) (figura 23).

Apesar de sua pouca expressão em superfície, o Lineamento Picos-Santa Inês parece ter tido um papel importante na evolução da Bacia do Parnaíba, condicionando um eixo deposicional e a ligação da bacia com o mar aberto (Cunha 1986; Góes 1995).

Figura 23

Mapa de isobases construído com drenagens de 4ª e 5ª ordem por Grohmann *et al.* (2011), sobre mapa de anomalia Bouguer da Província Parnaíba e modelo digital de terreno sombreado; o Lineamento Picos - Santa Inês (tracejado amarelo) é evidenciado por uma anomalia de isobases de direção NW-SE e por altos e baixos gravimétricos alinhados.

2.2.4 Arcabouço estrutural da Província Parnaíba

2.2.4.1 Principais falhas de superfície

As principais falhas mapeadas em superfície na Província Parnaíba (figura 24) podem ser agrupadas em três sistemas principais:

1. Falhas de direção aproximada N45E, que compõem o Lineamento Transbrasiliano (*e. g.* as falhas de Ponte Alta do Norte, Lizarda e Guaraciaba); estas falhas tendem a ser extensas, com comprimentos da ordem de 100km. Falhas com aproximadamente a mesma orientação ocorrem também a noroeste (*e. g.* a Falha de Jaguarapi) e a sudoeste (*e. g.* a Falha de Picos) do lineamento.

2. Falhas aproximadamente ortogonais ao LTB (*e. g.* as falhas do Rio Manuel Alves Grande, do Rio das Balsas e do Rio Canindé), que ocorrem principalmente na porção leste da Bacia do Parnaíba e na Bacia das Alpercatas; a orientação destas falhas é aproximadamente a mesma do Lineamento Picos - Santa Inês.

3. Falhas da borda sudoeste da Bacia do Parnaíba; esta borda se apresenta intensamente falhada, com as principais falhas com orientação aproximada norte-sul, como a falha Kennedy - Miranorte; esta é também a direção geral da borda da bacia nesta região, acompanhando o lineamento Tocantis - Araguaia (figura 22).

Além das falhas norte-sul, ocorre também um sistema de falhas possivelmente conjugadas, de direções NNE-SSW e NNW-SSE; um *graben* com esta última orientação (*graben* de Monte Santo) preserva unidades devonianas e carboníferas da Bacia do Parnaíba, no extremo oeste de sua atual faixa de afloramentos.

2.2.4.2 Lineamentos magnéticos

O mapa de anomalias magnéticas da Província Parnaíba (figura 25) mostra diversas anomalias magnéticas lineares (ou orientadas segundo um *trend* definido), a maioria das quais associada às principais estruturas do embasamento que afetam a província.

O Lineamento Transbrasiliano aparece como uma anomalia magnética positiva linear fortemente marcada na porção sudeste da província (figura 25, **A1**). Em sua porção central (figura 25, **A2**) o lineamento é marcado por duas anomalias paralelas, sugerindo as estruturas grabeniformes propostas por Oliveira (2001). A nordeste, a Bacia Jaibaras está associada a uma forte anomalia magnética negativa (figura 25, **A3**).

O lineamento de Senador Pompeu pode estar associado a anomalias magnéticas que acompanham a borda sudeste da província (figura 25, **B1**), embora outra anomalia magnética linear (figura 25, **B2**) sugira que o lineamento continua em subsuperfície em outra posição, a noroeste da borda da bacia. O lineamento Picos - Santa Inês (figura 25, **C**) é sugerido por uma série de anomalias magnéticas alinhadas.

Falha de Guaraciaba	Falha do Lajeado
Falha do Rio Manuel Alves Grande	Falha do Morro do Lajeado
Falha do Rio das Balsas	Graben de Monte Santo
Falha do Descanso	Falha de Curimatã
Falha de São Francisco	Falha de Lizarda
Falha do Rio Canindé	Falha de Barreiras
Falha de Picos	Falha de Ponte Alta do Norte
Falha de Igapé-Ipueiras	Falha do Bote
Lineamento Sobral-Pedro II	Falha de Jaguarapi
Falha Kennedy-Miranorte	

Figura 24

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

A continuidade do Lineamento Patos sob a Província Parnaíba é marcada por uma forte anomalia magnética de direção aproximada E-W (figura 25, **D**); a projeção dessa anomalia para oeste acompanha a área de ocorrência das efusivas básicas das formações Mosquito (Jurássico) e Sardinha (Cretáceo), marcada por uma série de anomalias dispersas na porção central da província (Formação Sardinha) e por uma forte anomalia magnética positiva a oeste da província (Formação Mosquito).

Uma anomalia magnética linear acompanha também o *trend* das intrusões da província kimberlítica de Picos (figura 25, **E**). A intersecção entre o prolongamento deste *trend* e o LTB é marcada pela ocorrência das intrusões da província kimberlítica de Gilbués (figura 25, **F**).

Para maior clareza, a figura 26 mostra a distribuição das intrusivas e extrusivas ígneas da Província Parnaíba. Dois eventos magmáticos principais marcam a evolução da Bacia das Alpercatas durante o Mesozóico, ambos de caráter básico: o vulcanismo Mosquito, de idade eojurássica, e o vulcanismo Sardinha, de idade eocretácea. 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 traço do LTB também pode ser observado.

Diques de diabásio foram mapeados principalmente na porção oriental da Bacia do Parnaíba. Dados compilados a partir dos mapas do Projeto RADAMBRASIL (1973a, 1973b, 1973c, 1974a, 1974b, 1981a, 1981b, 1981c, 1983) e do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004) mostram que os diques se orientam predominantemente segundo N20W-S20E (figura 26). Lima & Leite (1978) atribuem uma idade eocretácea para estas intrusivas e as correlacionam às efusivas da Formação Sardinha.

2.2.4.3 Anomalias gravimétricas

Anomalias Bouguer positivas marcam as bordas da Província Parnaíba, em especial a borda oeste e a borda sudeste, onde as anomalias mostram um acentuado caráter linear. Uma forte anomalia negativa acompanha o traço do Lineamento Transbrasiliiano na porção sudoeste da província; outra destacada anomalia negativa ocorre na porção centro-oriental da bacia, com direção aproximada NNW-SSE (figura 27).

2.2.4.4 O arcabouço estrutural e a evolução da Província Parnaíba

Poços perfurados nas porções centrais da Bacia do Parnaíba atingiram arenitos arcoseanos, siltitos micáceos e grauvas sotopostos aos sedimentos do Grupo Serra Grande, os quais foram denominados informalmente “Formação Mirador” (Cunha 1986). Esses sedimentos são bastante semelhantes aos do Grupo Jaibaras (Oliveira & Mohriak 2003). Na localidade de Riachão (MA), foi encontrada uma espessa (>1000m)

sequência de arenitos arcoseanos sotoposta à Formação Cabeças e batizadas de “Formação Riachão” (Kegel 1956). A semelhança litológica e posição estratigráfica desses sedimentos sugere uma correlação com a Formação Monte do Carmo (Cunha 1986).

Com base nessas ocorrências e em dados geofísicos, diversos autores (*e. g.* Goes *et al.* 1990; Oliveira & Mohriak 2003; Teixeira *et al.* 2004) propõem a existência de um sistema de *grabens* subjacente à Província Parnaíba, em especial ao longo do LTB (figura 28). Oliveira & Mohriak (2003) consideram a Bacia Jaibaras e sua extensão em subsuperfície como um estágio *rift* precursor da instalação da Bacia do Parnaíba, o qual teria sido seguido por uma fase de subsidência termal e instalação de uma ampla bacia tipo sinéclise.

O desenvolvimento da Bacia do Parnaíba a partir de um sistema de *rifts* instalado sobre o LTB explicaria a estreita relação temporal e espacial entre o LTB e o eixo deposicional da Bacia do Parnaíba durante o Eopaleozóico (Goes 1995). Mapas de isópocas das unidades litoestratigráficas que compõem o preenchimento da bacia mostram um eixo deposicional principal fortemente condicionado pelo LTB durante a deposição dos grupos Serra Grande (Siluriano - Devoniano) e Canindé (Devoniano - Carbonífero); outro eixo de deposição acompanha o lineamento Picos - Santa Inês (figura 29 A e B). Durante a deposição do Grupo Balsas (Carbonífero - Triássico) ocorre uma mudança na orientação do eixo de deposição, que assume uma orientação aproximadamente leste-oeste (figura 29 C), o mesmo *trend* mostrado pelas intrusivas e extrusivas básicas do Grupo Mearim (figura 29 D e E). Finalmente, as isópocas da sequência cretácea da Bacia do Grajaú mostram um depocentro situado no noroeste da bacia (figura 29 F).

2.2.5 Arcabouço estrutural da Província Parnaíba - considerações finais

Estruturas do embasamento pré-cambriano tiveram um papel fundamental na origem e evolução das bacias sedimentares que compõem a Província Parnaíba. Dentre estas estruturas, o papel mais importante foi o do Lineamento Transbrasiliano. Evidências geofísicas e a arquitetura da bacia mostram que o lineamento parece ter exercido forte influência na origem da Bacia do Parnaíba em seu preenchimento durante o Eo e Mesopaleozóico. Outros lineamentos também tiveram importância na evolução da província e em seu condicionamento tectônico, notadamente os de senador Pompeu, Picos - Santa Inês, Tocantins - Araguaia, Patos e de Pernambuco.

A evidente influência exercida pelas estruturas do embasamento 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 25

Imagem aeromagnetométrica (campo total reduzido do IGRF, malha de 1x1km) da Província Parnaíba. **A1**, **A2** e **A3** são diferentes trechos do Lineamento Transbrasiliano; **B1** e **B2** indicam duas possibilidades para a continuação do Lineamento de Senador Pompeu; **C** indica anomalias magnéticas alinhadas possivelmente associadas ao Lineamento Picos - Santa Inês; **D** mostra a continuidade do Lineamento Patos sob a Província Parnaíba; **E** é uma anomalia magnética linear associada aos kimberlitos da província kimberlítica de Picos e **F** mostra o *trend* aproximado dos kimberlitos da província kimberlítica de Gilbués. Mosaico de imagens GEOTIFF do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004) sobreposto a modelo digital de elevação sombreado

Figura 26

Rochas vulcânicas e intrusivas mesozóicas na Província Parnaíba. Área de ocorrência das formações Sardinha e Mosquito e intrusões kimberlíticas a partir dos mapas do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004); diques de diabásio compilados do Projeto RADAMBRASIL (1973a, 1973b, 1973c, 1974a, 1974b, 1981a, 1981b, 1981c, 1983) e do Projeto Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM 2004).

Figura 27

Mapa de anomalia Bouguer da Província Parnaíba, sobre modelo digital de terreno sombreado. As bordas sudeste (1) e oeste (2) da bacia são marcadas por anomalias positivas lineares, enquanto parte do Lineamento Transbrasiliano, na porção centro-sudoeste da província, coincide com uma forte anomalia negativa (3); outra anomalia destacada com direção NNW-SSE ocorre na porção centro-ocidental da província (4). Mapa de anomalia Bouguer redesenhado a partir de Petersohn (2007).

Figura 28

Estruturas tipo *graben* neoproterozóicas/eopaleozóicas subjacentes à Província Parnaíba; o *Rift Jaibaras* acompanha o *trend* do LTB e possivelmente se estende bem para o interior da bacia, em subsuperfície; estruturas similares acompanham o lineamento mais para sudoeste. Outras possíveis estruturas grabeniformes ocorrem a sudeste e a noroeste do LTB. Traçado das estruturas de subsuperfície modificado de Oliveira (2001) e contorno das estruturas aflorantes segundo CPRM (2004), sobre o mapa de anomalia Bouguer da figura 27.

Figura 29

Mapas de isópacas de unidades litoestratigráficas da Província Paranaíba, mostrando diversos estágios de sua evolução tectônica. Isópacas desenhadas a partir dos mapas de Neves *et al.* (1990), sobre o mapa de anomalia Bouguer da figura 27.

2.3 Tectônica e sismicidade intraplaca

2.3.1 Introdução

Em sua forma original, a teoria da tectônica de placas se assenta em alguns pressupostos básicos; dois deles se destacam como os principais:

- placas são blocos rígidos, com a deformação ocorrendo apenas em suas bordas, como afirmam, por exemplo, Wilson (1965) e Morgan (1968) :

“(...) the plates between mobile belts are not readily deformed except at their edges. (...)” (Wilson 1965, p. 344).

“(...) We now make the assumption that gives this model mathematical rigor. We assume that each crustal block is perfectly rigid. (...)” (Morgan 1968, p.1960).

- os limites entre placas são zonas estreitas; Wilson (1965) afirma que “os movimentos da crosta terrestre são concentrados em faixas móveis” (implicando uma zona relativamente estreita); McKenzie & Parker (1967, p. 1276) descrevem limites de placas como feições lineares; Morgan (1968, figura 1, p. 1960) mostra os seus limites de placas como linhas ou faixas estreitas.

O trecho supracitado de Morgan (1968) mostra que esses autores pioneiros estavam claramente conscientes de que esses pressupostos eram apenas aproximações, necessárias para o funcionamento dos modelos por eles propostos. A realidade é bem mais complexa, como o admite Morgan (1968, p. 1960) ao mencionar que os limites em certas zonas compressivas são difíceis de identificar, e foram por ele colocados “livremente (...) em locais prováveis”; mais adiante, o autor enfatiza que o conceito de rigidez é “simplificador”, e que feições como o sistema de *rifts* africano e o cinturão de terremotos de Nevada-Utah nos EUA provavelmente contrariam essa hipótese.

No entanto, o modelo de placas perfeitamente rígidas com limites estreitos acabou profundamente entranhado em certos setores das geociências, sendo ainda a visão padrão apresentada (com ocasionais ressalvas) em muitos livros didáticos (por exemplo, Searle 2005; Press *et al.* 2006). Gordon (1988) nota que limites estreitos entre placas são ilustrados em quase todos os livros sobre o assunto (*e. g.*, Condie 1997, figura 1.1).

A ocorrência de deformação e orogênese intraplaca, por vezes bastante extensa, presente por exemplo numa ampla faixa da Ásia Central (que inclui as cordilheiras Tien Shan e Altai e as bacias do Tarim e Ordos) ou na Província Basin and Range, no oeste dos Estados Unidos, contraria essa visão simplista da tectônica de placas. Gordon (1988) propõe que a rigidez do interior das placas é uma aproximação útil (embora incerta), mas que os limites entre placas são mais amplos e difusos do que nos modelos originais da tectônica de placas, ocupando uma fração considerável (cerca de 15%) da superfície da Terra (figura 30).

Figura 30

Limites estreitos de placas como tradicionalmente idealizados (em amarelo) e regiões sofrendo deformação que podem ser consideradas limites difusos entre placas (em azul). Modificado de Gordon (1988).

Orogênese intraplaca, no entanto, não está limitada a regiões que poderiam ser consideradas limites difusos entre placas. Um caso notável são as Flinders Ranges (figura 31), no sul da Austrália, longe de qualquer região que possa ser considerada um limite de placas, e foco atual de orogênese intra-placa (“orogenia Spriggs”). Dyksterhuis & Müller (2008) associam esta orogenia a esforços transmitidos desde as margens da placa através de interiores continentais ao longo de milhares de quilômetros; regiões com diferentes reologias (como crátons e faixas dobradas) defletem e concentram esses esforços, causando deformações localizadas.

Como mostra a figura 31, a região das Flinders Ranges é também foco de atividade sísmica intraplaca. Embora terremotos intraplaca não sejam comuns, sua ocorrência não é de forma alguma desprezível; a lista de terremotos em regiões consideradas intraplaca inclui a série de sismos de New Madrid (os abalos mais violentos registrados nos 48 estados contíguos dos EUA) e três dos cinco terremotos com maior número de vítimas da história, os de Shaanxi (1556, 830.000 mortos), Tangshan (1975, 255.000-655.000 mortos) e Hayuan (1920, 200.000 mortos), todos na China (dados do U. S. Geological Survey, disponíveis em <<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/historical.php>>). A ocorrência de atividade tectônica e sismicidade intraplaca tem grandes implicações para a reconstrução da história evolutiva de bacias sedimentares intracratônicas.

Figura 31

As Flinders Ranges, no sul da Austrália. À direita, imagem NASA / Worldwind em cor verdadeira com sombreado de relevo; o mapa menor de localização (no alto à esquerda) mostra os limites esquemáticos das placas em amarelo. À direita, geologia sobre modelo digital de terreno sombreado, com epicentros de terremotos indicados por círculos. Mapas geológicos da Austrália em escala 1: 250.000 disponíveis em <<http://www.geoscience.gov.au>>; epicentros dos terremotos segundo Quigley *et al.* (2007).

2.3.2 Sismicidade intraplaca

No final de 1811 e início de 1812, uma série de violentos terremotos sacudiu a região de New Madrid, no vale do Rio Mississippi, região limítrofe entre os estados do Missouri, Arkansas, Tennessee e Kentucky. O número e intensidade dos eventos são motivo de alguma controvérsia: Stover & Coffman (1993) listam 4 abalos principais (tabela 4); Johnston & Schweig (1996) listam 3 eventos principais, cada um desses seguido por diversos *aftershocks*, estimando o número de abalos da sequência de 1811-12 em mais de 200.

Evento	M_b	M_s
16/12/1811	7.2	8.5
16/12/1811	7.0	8.0
16/12/1811 (?)	-	8.0
23/01/1812	7.1	8.4
07/02/1812	7.4	8.8

Tabela 4

Terremotos ocorridos na região de New Madrid em 1811-12, segundo Stover & Coffman (1993); (M_b = magnitude onda interna e M_s = magnitude de onda de superfície).

O que se sabe ao certo é que os choques foram sentidos sem auxílio de instrumentos numa área de mais de 2.500.000km² – cerca de um terço da área dos Estados Unidos (Ross 1968). Outros abalos associados à mesma zona de falha ocorreram em Charleston, Missouri, em 01/10/1895 (M_s = 6.7) (figura 2.3.1) e no sul de Illinois, em 09/11/1968 (M_s = 5.2); ambos foram sentidos numa extensa área (Stover & Coffman 1993).

A série de terremotos de New Madrid é um marco de grande importância na história dos estudos de sismicidade, tanto presente como passada. Chama imediatamente a atenção o ambiente tectônico pouco usual em que ocorreu (fato já notado por Nathaniel Shaler em 1869):

“(...) many of the events of that convulsion were without a parallel in the history of earthquake shocks. The valleys of the great rivers of the world, at least the parts immediately adjacent to their banks, are rarely the seats of earthquake shocks of great severity. (...)”
(Shaler 1869, p.551).

Em termos modernos, não seria esperada a ocorrência de abalos de tal intensidade numa região distante de limites de placa como o vale do Mississippi. No entanto, os abalos de New Madrid não são eventos isolados; eventos de magnitude média a alta foram registrados em outras regiões afastadas de limites de placas como tradicionalmente concebidos. A tabela 5 mostra alguns dos principais terremotos intraplaca com magnitude maior que 5.0 ocorridos desde o século XIV. A figura 32 mostra os epicentros de alguns terremotos selecionados em relação às regiões continentais estáveis do mundo.

terremoto	data	região intraplaca associada	magnitude
Basel	18/10/1356	Graben do Reno (Suíça)	M_w 6.0-6.5
Shaansi	23/01/1556	Vale do Rio Wei (China)	M 8.0
Estreito de Dover	06/04/1580	Canal da Mancha (França / Inglaterra)	M 6.0
Charlevoix	05/02/1663	Rift do São Lourenço (Canadá)	M_w 7.0
Charlevoix	06/02/1663	Rift do São Lourenço (Canadá)	$M_w > 5.0$
Charlevoix	06/02/1663	Rift do São Lourenço (Canadá)	$M_w > 5.0$
Charlevoix	06/02/1663	Rift do São Lourenço (Canadá)	$M_w > 5.0$
Charlevoix	07/02/1663	Rift do São Lourenço (Canadá)	$M_w > 5.0$
New Madrid	16/12/1811	Zona sísmica de New Madrid (EUA)	M_s 8.5
New Madrid	23/01/1812	Zona sísmica de New Madrid (EUA)	M_s 8.4
New Madrid	07/02/1812	Zona sísmica de New Madrid (EUA)	M_s 8.8
Allah Bundh	16/06/1819	Bacia rift de Kachhh (Índia)	M_w 7.6
Charleston (SC)	31/08/1886	Zona sísmica Middleton Place-Summerville (EUA)	M_w 7.3
Belle Prairie	27/09/1891	Bacia de Illinois (EUA)	M_s 5.8
Charleston (MI)	01/10/1895	Zona sísmica de New Madrid (EUA)	M_s 6.7
Alpes da Suábia	16/11/1911	Alpes da Suábia (Alemanha)	M_w 6.1
Haiyuan	16/12/1920	Zona de falha de Haiyuan (China)	M_s 8.5
Charlevoix	01/03/1925	Rift do São Lourenço (Canadá)	M_w 6.0-6.5
Vale do Son	02/06/1927	Bacia rift de Namada (Índia)	M_s 6.5
Grand Banks	18/11/1929	Ao largo de Newfoundland (Canadá)	M_w 7.2
Baía de Baffin	20/11/1933	Territórios do Noroeste (Canadá)	M_w 7.3-7.4
Sapura	14/03/1938	Bacia rift de Namada (Índia)	M_s 6.3
Accra	22/06/1939	Costa oeste da África	M_w 6.5
Tubarão	28/06/1939	Plataforma continental ao largo de Tubarão (SC)	M_s 5.5
Meerrie	29/04/1941	Oeste do Cráton da Austrália	M_s 6.8
Alpes da Suábia	28/05/1943	Alpes da Suábia (Alemanha)	M_w 5.2
Serra do Tombador	31/01/1955	Bacia dos Parecis (MT)	M_s 6.2
Vitória	28/02/1955	Plataforma continental ao largo de Vitória (ES)	M_s 6.1
Anjar	21/07/1956	Bacia rift de Kachhh (Índia)	M_w 6.0
Hebgen Lake	18/08/1959	Montanhas Rochosas Setentrionais (EUA)	M_s 7.5
Amazonas	14/12/1963	Bacia do Amazonas	M_s 5.1
Xingtai	06/03/1966	Bacia rift do Norte da China	M_w 7.3
Sudão	09/10/1966	Rift do leste africano	M_s 5.1
Meckering	14/10/1968	Oeste do Cráton da Austrália	M_s 6.8

Tabela 5

Alguns dos principais terremotos intraplaca com magnitude maior que 5.0 desde o século XIV.
(continua na página seguinte)

terremoto	data	região intraplaca associada	magnitude
Broughton	09/11/1968	Bacia de Illinois (EUA)	M_s 5.5
Ceres	29/09/1969	África do Sul	M 6.3
Bhadraclalam	13/04/1969	Bacia <i>rift</i> Godavari (Índia)	M_w 5.7
Calingiri	03/10/1970	Oeste do Cráton da Austrália	M_s 5.1
Broach	23/03/1970	Bacia <i>rift</i> de Namada (Índia)	M_w 5.4
Simpson Desert	28/08/1972	Centro e leste do Cráton da Austrália	M_w 5.6
Haicheng	04/02/1975	Bacia <i>rift</i> do Norte da China	M_w 7.3
Tangshan	27/07/1976	Bacia <i>rift</i> do Norte da China	M_s 7.8
Alpes da Suábia	03/09/1978	Alpes da Suábia (Alemanha)	M_s 5.1
Cadoux	02/06/1979	Oeste do Cráton da Austrália	M_s 6.0
Pacajus	20/11/1980	Provincia Borborema (CE)	M_s 5.2
Miramichi	09/01/1982	Miramichi (Canadá)	M_w 5.7-5.1
Miramichi	11/01/1982	Miramichi (Canadá)	M_w 5.4
Miramichi	31/03/1982	Miramichi (Canadá)	M_w 5.0
Amazonas	05/08/1983	Bacia do Amazonas	M_s 5.5
Borah Peak	28/10/1983	Montanhas Rochosas Setentrionais (EUA)	M_s 7.3
Mar da Tasmânia	25/11/1983	Centro e leste do Cráton da Austrália	M_w 5.8
Guiné	22/12/1983	Costa oeste da África	M_s 6.2
Mariyat Creek	30/03/1986	Centro e leste do Cráton da Austrália	M_s 5.8
Sul do Illinois	10/06/1987	Bacia de Illinois (EUA)	M_s 5.2
Tennant Creek	22/01/1988	Centro e leste do Cráton da Austrália	M_s 6.3-6.7
Saguenay	25/11/1988	Graben de Saguenay (Canadá)	M_s 5.9
Ayers Rock	28/05/1989	Centro e leste do Cráton da Austrália	M_s 5.8
Ungava	25/12/1989	Península de Ungava (Canadá)	M_s 6.3
Sudão	20/05/1990	<i>Rift</i> do leste africano	M_s 7.2
Sudão	24/05/1990	<i>Rift</i> do leste africano	M_s 6.4-7.0
Sudão	09/07/1990	<i>Rift</i> do leste africano	M_s 6.4
Sudão	28/07/1990	<i>Rift</i> do leste africano	M_s 5.1
Sudão	07/09/1990	<i>Rift</i> do leste africano	M_s 5.3
Latur	03/09/1993	Latur (Índia)	M_w 6.3
Jabalpur	22/05/1997	Bacia <i>rift</i> de Namada (Índia)	M_w 6.0
Bhuj	26/01/2001	Bacia <i>rift</i> de Kachchh (Índia)	M_w 7.5

Tabela 5 (continuação)

Alguns dos principais terremotos intraplaca com magnitude maior que 5.0 desde o século XIV; modificada de Gangopadhyay & Talwani (2003), com acréscimo de alguns eventos de interesse. M_w = magnitude de momento; M_s = magnitude de ondas de superfície; M_b = magnitude de ondas internas; M = tipo de magnitude não especificado. Os eventos destacados em **vermelho** produziram rupturas de superfície documentadas (segundo Crone *et al.* 1997).

Figura 32

Epícentros dos principais terremotos listados na tabela 5 e as regiões continentais estáveis do mundo (em vermelho); compare-se com os limites difusos de placas da figura 30. Note-se que alguns terremotos tradicionalmente considerados “intraplaca” (por exemplo, o de Borah Peak [1983]) ocorreram em regiões que podem ser consideradas limites difusos de placas. Limites tradicionais de placas em azul-claro; regiões continentais estáveis segundo Schulte & Mooney (2005).

Terremotos em regiões continentais estáveis não se distribuem de maneira uniforme. Schulte & Mooney (2005) analisam a distribuição de mais de 1300 eventos com magnitude maior ou igual a 4,5 (figura 33) e concluem que mais da metade (52%) destes ocorrem em *rifts* continentais interiores ou em margens continentais rifteadas; quando são considerados apenas os terremotos de magnitude superior a 7, esse percentual aumenta para 93%. No entanto, os autores notam que uma porcentagem substancial do total dos eventos ocorre em crosta não-rifteada; dessa forma, o papel dos *rifts* na sismicidade intraplaca, embora importante, não deve ser superestimado.

Figura 33

Distribuição dos terremotos em regiões continentais estáveis segundo o tipo de crosta; gráficos desenhados a partir dos dados de Schulte & Mooney (2005).

Embora tenham sido registrados mais de uma centena de terremotos com magnitude superior a 6 em regiões continentais estáveis (Johnston 1996), apenas 11 eventos produziram rupturas de superfície documentadas (Crone *et al.* 1997; vide tabela 5). A energia liberada por abalos sísmicos em regiões continentais corresponde a 1-10% daquela liberada em limites de placas, e os eventos são separados por longos intervalos de quiescência (dezenas a centenas de milhares de anos) (Crone *et al.* 1997). No entanto, a análise de mapas de isossismicidade para terremotos históricos em regiões continentais estáveis mostra que esses eventos, embora não sejam comuns, podem afetar áreas extensas. As figuras 34 a 36 mostram os mapas de isossismicidade para alguns dos eventos intraplaca listados na tabela 5. Estão indicadas as magnitudes de momento (M_w) ou de ondas de superfície (M_s) dos eventos, quando disponíveis; **M** indica que o autor consultado não especificou o tipo de magnitude indicado.

Figura 34

Mapas de isossistas para alguns sismos intraplaca na América do Norte; (A) primeiro terremoto de New Madrid, 16/12/1811 (isossistas traçadas apenas a leste do Rio Mississippi); (B) Charlevoix, Quebec, 28/02/1925; (C) Charleston, Missouri, 01/10/1895 ; (D) Borah Peak, Idaho, 28/10/1983; (E) Charleston, South Carolina, 01/09/1886; (F) para efeito de comparação, o terremoto de San Francisco, 18/04/1906; compare-se especialmente com E, um terremoto de magnitude similar também próximo à costa. Isossistas e magnitudes em A, C, D, E e F a partir de Stover & Coffman (1993). Isossistas em B a partir de <http://earthquakescanada.nrcan.gc.ca/histor/20th-eme/1925/intensitew-eng.php> e magnitude segundo Gangopadhyay & Talwani (2003).

Figura 35

Mapas de isossistas para alguns sismos intraplaca; (A) Allah Bundh, Índia, 16/06/1819; (B) Bhuj, Índia, 26/01/2001; (C) Ceres, África do Sul, 29/09/1969; (D) Accra, Gana, 22/06/1939; (E) Tennant Creek, Austrália, 22/01/1988; (F) Meeberrie, Austrália, 29/04/1941; (G) Tangshan, China, 28/07/1976. Isossistas e magnitudes a partir de: A, B: Hough *et al.* (2002); C: Singh & Hatting (2009) (isossistas) e Green & Bloch (1971) (magnitude); D: Quaah (1982); E: McCue (1990); F: isossistas e magnitudes disponíveis em <<http://www.ga.gov.au/hazards/earthquake/historic.jsp>>; G: Huixian *et al.* 2002. A escala é a mesma da figura 34.

Figura 36

Mapa de isossistas para alguns sismos recentes no Brasil; (1), Pacajus, (CE) 20/11/1980 ($M_b = 5,2$); (2) Porto dos Gaúchos (MT) 10/03/1998 ($M_b = 5,2$); (3) Tubarão, (SC) 28/06/1939 ($M_b = 5,5$). Isossistas em 1, 3 a partir de Berrocal *et al.* (1984); isossistas em 2 e magnitudes a partir de Barros *et al.* (2009).

2.3.3 Tectônica e sismicidade intraplaca - considerações finais

Tectônica e sismicidade intraplaca estão associadas à propagação de esforços remotos gerados nas bordas das mesmas. Terremotos intraplaca, embora incomuns, podem atingir grandes magnitudes e afetar áreas bastante extensas (como é evidenciado nos mapas de isossismicidade de terremotos históricos), e tendem a ocorrer ao longo de descontinuidades litosféricas maiores (por exemplo, em regiões de interior continental rifteado).

A partir do exposto acima, pode-se concluir que terremotos intraplaca são passíveis de afetar significativamente (embora de forma episódica) o registro sedimentar de extensas áreas em interiores continentais estáveis. A identificação e interpretação dos registros de terremotos antigos em sedimentos será discutida no próximo item.

2.4 Estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados

2.4.1 Introdução

Materiais granulados (sejam eles sedimentos, esférulas de vidro ou materiais industriais) apresentam um comportamento complexo e muitas vezes inusitado, que dificulta a sua caracterização como sólidos, líquidos ou gases (Jaeger *et al.* 2000). Como exemplos, podemos citar a convecção granular e segregação por tamanho em granulados heterogêneos sujeitos a vibração ou agitação (o chamado “efeito castanha do Pará”, *Brazil nut effect* [Möbius *et al.* 2001]), a formação de células de convecção em granulados sujeitos a lenta rotação num recipiente estreito (Rietz & Stannarius 2008) e a formação de agregados em fluxos de material granulado seco em queda livre, análogos às gotículas formadas em fluxos de líquido em condições similares (Royer *et al.* 2009). A física que rege esses fenômenos é ainda pouco compreendida (Royer *et al.* 2009), e o comportamento peculiar dos materiais granulados leva alguns físicos a considerá-los como um estado distinto da matéria (Gerasymov 2010).

Em sedimentos inconsolidados, a ocorrência de água (ou outros fluidos) preenchendo os espaços intergranulares acrescenta uma dimensão extra de complexidade ao comportamento do material. O aumento de pressão de fluidos nos poros pode ocasionar a perda de resistência mecânica do sedimento e a geração de um amplo espectro de estruturas de deformação sinsedimentar. Condições que podem levar à ocorrência desses fenômenos ocorrem numa grande variedade de ambientes e circunstâncias; em especial, perda de resistência mecânica e deformação sinsedimentar ocorrem comumente em sedimentos inconsolidados saturados em água submetidos a choque sísmico. Em estudos de palossismicidade esses fenômenos são frequentemente englobados sob o termo genérico *liquefação* (*e. g.* Vittori *et al.* 1991). Sedimentos mostrando deformação sinsedimentar geneticamente ligada a terremotos são denominados *sismitos* (Seilacher 1969).

2.4.2 Mecanismos geradores de estruturas de deformação sinsedimentar

O termo “liquefação” 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. Na discussão a seguir, serão consideradas as classificações propostas por Lowe (1975), Allen (1984) e Owen (1987) para os mecanismos de deformação em sedimentos inconsolidados.

Lowe (1975) associa a formação de estruturas de deformação sinsedimentar a processos de escape de água ocorridos durante a consolidação (definida como a expulsão do excesso de água dos poros e compactação do sedimento). O autor denomina as estruturas formadas em resposta a esses processos como **estruturas de perda d'água** (*water-escape structures*) e distingue três mecanismos básicos de escape de fluidos do sedimento:

1. Infiltração (*seepage*): movimento lento para cima de fluidos em vazios preexistentes ou fluxo rápido em sedimentos compactos e confinados, de forma que o arrasto do fluido sobre os grãos é negligível; não forma estruturas, a não ser que as taxas de fluxo se tornem altas, aproximando-se do estado fluidizado ou liquefeito.

2. Liquefação (*liquefaction*): ocorre quando um sedimento metaestável ou inconsolidado experimenta uma perda súbita de resistência mecânica, associada ao colapso da trama dos grãos e um aumento rápido mas temporário da pressão do fluido nos poros, transformando um sedimento sustentado por grãos numa suspensão sustentada por líquido; em geral, o fluxo do fluido e as pressões de poros elevadas se dissipam rapidamente, e se reestabelece uma trama sustentada pelos grãos.

3. Fluidificação* (*fluidization*): ocorre quando um fluido percolando verticalmente por um agregado granular exerce suficiente força de arrasto para levantar ou suspender os grãos contra a força da gravidade. À medida que a velocidade de fluxo do fluido aumenta, um valor crítico é atingido em que a força de gravidade é contrabalançada pelo arrasto do fluido; esta velocidade é chamada de velocidade de fluidificação mínima ou incipiente. Excedida essa velocidade, a camada se expande, a porosidade aumenta e a trama do sedimento deixa de ser sustentada pelos grãos e se torna sustentada pelo fluido. Em velocidades maiores, o sedimento pode entrar completamente em suspensão.

Lowe (1975) considera 3 modos diferentes de deformação da mistura sedimento-água:

1. Comportamento hidroplástico, que caracteriza sedimentos suportados por grãos com limite de elasticidade significativo e velocidades de fluidos nos poros abaixo daquelas requeridas para fluidificação. O limite de elasticidade elevado pode ser gerado por forças coesivas, como em argilas, ou por resistência friccional, em areias e cascalhos bem compactados.

2. Comportamento liquefeito, que envolve o fluxo de sedimentos carentes de resistência coesiva e friccional. As velocidades relativas de fluido nos poros são inferiores às necessárias para a fluidificação de todas as frações exceto as mais finas. Este comportamento pode caracterizar sedimentos muito pouco compactados de qualquer granulometria.

* Embora o termo seja traduzido como “fluidização” em alguns trabalhos em português (e. g. Fernandes e Coimbra 1993; Fragoso César *et al.* 2001; Rossetti 2001), a palavra não ocorre nos principais dicionários de língua portuguesa; dessa forma, no intuito de se evitar um anglicismo, optou-se por “fluidificação”.

3. Deformação fluidificada, que ocorre a velocidades relativas do fluido nos poros acima daquelas requeridas para a fluidificação de grande parte do sedimento. O fluxo fluidizado é tipicamente turbulento, e as estruturas primárias são obliteradas; elutriação de partículas móveis é usual.

A figura 37 sumariza os mecanismos de deformação propostos por Lowe (1975).

	DEFORMAÇÃO HIDROPLÁSTICA	LIQUEFAÇÃO		FLUIDIFICAÇÃO
LIMITE DE ELASTICIDADE	significativo	negligível		
VELOCIDADE RELATIVA DO FLUIDO NOS POROS	< U ₀		> U ₀	
ESTRUTURA DO FLUXO	laminar		turbulento	
% H ₂ O
VISCOSIDADE
TAXA DE ESCAPE DE H ₂ O (descarga)
ESTRUTURAS PRIMÁRIAS	preservada deformada		não preservada	
ELUTRIAÇÃO DE GRÃOS FINOS	negligível	menor	significativa	
INTRUSÕES	em geral concordantes		em geral discordantes

Figura 37

Definição, características gerais e forma de identificação dos principais mecanismos de deformação de sedimentos inconsolidados, segundo Lowe (1975). U_0 = velocidade de fluidificação mínima. Nesta figura e nas figuras 38 e 40 mecanismos indicados sob uma mesma cor são correspondentes

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, os quais correspondem de forma bastante próxima aos mecanismos equivalentes propostos por Lowe (1975):

* A tradução de *liquidization* como “liquidificação” segue o mesmo critério utilizado para “fluidificação” (vide *supra*, pág 72).

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. O autor identifica três tipos principais de liquefação:

- a. liquefação estática:** aquela ocasionada por um aumento suficiente da pressão estática de fluidos nos poros numa massa estacionária de grãos sem coesão;
- b. liquefação dinâmica:** aquela causada por uma única aplicação de um impulso ou carga suficientemente grande;
- c. liquefação cíclica:** aquela causada pela aplicação repetida de uma carga reversível.

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). O autor distingue dois tipos básicos de fluidificação :

- a. fluidificação estacionária:** aquela em que uma corrente de fluido é forçada para cima através de uma massa estática de grãos sustentada a partir de baixo;
- b. fluidificação translacional:** aquela em que o material fluidificado apresenta movimento horizontal.

A figura 38 sumariza os mecanismos de liqueficação propostos por Allen (1984).

Figura 38

Principais mecanismos de deformação em sedimentos inconsolidados, segundo Allen (1984).

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 ainda 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 39 sumariza os mecanismos de deformação e sistemas de forças motrizes propostos por Owen (1987) e os principais agentes desencadeadores mencionados na literatura; agentes desencadeadores serão discutidos em mais detalhe no item 2.4.9 (*infra*, pág. 110).

AGENTE DESENCADEADOR		MECANISMO DE DEFORMAÇÃO			SISTEMA DE FORÇAS		
movimento artesiano de águas subterrâneas	1	deformação plástica	esforço maior que o limite de elasticidade	longo tempo	força gravitacional atuando verticalmente em sedimentos em superfícies inclinadas; componentes de esforço e deformação paralelos e perpendiculares à inclinação		
influxo de fluidos pressurizados de outras regiões da bacia	3		limite de elasticidade reduzido				
escape de água de sedimentos subjacentes sofrendo compactação ou liquidação	1						
sobrecarga induzida por deposição rápida de sedimentos	1, 2, 3		alta temperatura	esforço confinante não uniforme em camadas com superfície irregular ou espessura variável			
escorregamentos, deslizamentos	1, 3						
arrebentação de ondas	1, 2						
variação cíclica de pressão associada a passagem de ondas	1, 3		aumento do conteúdo de água	gradientes de densidade gravitacionalmente instáveis			
subida rápida no nível da água associada a tempestades, inundações ou macromare	1, 2, 4						
flutuações de pressão turbulenta associadas a separação de fluxo	1		aumento da pressão de fluidos	esforços cisalhantes atuando dentro ou na superfície do sedimento; esforços cisalhantes verticais associados a arrasto de fluidos durante a fluidificação			
mudanças intermitentes nas condições de fluxo em sistemas fluviais	5						
migração de canais	3	deformação viscosa	liquidação	tixotropia	esforços associados a outros agentes (físicos, químicos e biológicos)		
ciclos de congelamento/ degelo em permafrost	1			alta sensibilidade			
glaciotectônica	6						
pisoteamento por grandes tetrápodes	7, 8			liquefação	esforços associados a outros agentes (físicos, químicos e biológicos)		
stress tectônico regional	3						
terremotos	1, 2, 3			fluidificação			
tsunamis	9						
impactos	10						

Figura 39

Sumário dos mecanismos de deformação e sistemas de forças propostas por Owen (1987) e principais agentes desencadeadores mencionados na literatura; os números diante dos agentes desencadeadores correspondem às seguintes referências: **1**, Owen (1987); **2**, Lowe (1975); **3**, Jolly & Lonergan (2002); **4**, Greb & Archer (2007); **5**, Røe & Hermansen (2006); **6**, Rijdsdijk *et al.* (1999); **7**, Eberth *et al.* (2010); **8**, Seiler & Chan (2008); **9**, Cita *et al.* (1996); **10**, Alvarez *et al.* (1998).

A partir do mecanismo de deformação e do sistema de esforços atuando sobre o sedimento, Owen (1987) propõe uma classificação genética da deformação em sedimentos inconsolidados, mas admite que o sistema possui problemas, sendo o principal a dificuldade de atribuir uma classificação genética inambígua e acurada à deformação. Embora a identificação dos sistemas de esforços atuando sobre o sedimento durante a deformação seja relativamente simples, o mecanismo de deformação é mais difícil de identificar: não há meios aceitos de se distinguir os diversos processos de deformação em sedimentos coesivos, e os processos de liquefação e fluidificação são comumente confundidos na literatura. A figura 40 mostra o sistema de classificação proposto pelo autor.

CINEMÁTICA	CARACTERÍSTICAS		DESCONTINUIDADES (falhas em lamas e areias)	MATERIAIS COESIVOS (lamas)	MATERIAIS NÃO-COESIVOS (areias)				
	<div>MECANISMO DE DEFORMAÇÃO</div> <div>SISTEMA DE ESFORÇOS</div>				COLAPSO RUPTIL	FLUXO COESIVO	FLUXO NÃO-COESIVO		CISALHAMENTO INTERGRANULAR
							LIQUEFAÇÃO	FLUIDIFICAÇÃO	
horizontal + vertical	FORÇA GRAVITACIONAL		falhas em sedimentos inconsolidados		slumping				
vertical	ESFORÇO CONFINANTE DESIGUAL			laminação convoluta	dobras recumbentes complexas laminação convoluta				
				loaded ripples					
vertical	GRADIENTE DE DENSIDADE INSTÁVEL	continuo		laminação convoluta	laminação convoluta	vulcões de areia diques clásticos			
		dentro de uma única camada			estrutura em pratos				
		2 camadas		sem ruptura		load casts			
				com ruptura	crioturbação	deformação passiva			
		múltiplas camadas		sem ruptura	pseudonódulos				
				com ruptura	diápiros de lama				
				sem ruptura	faixas de minerais pesados contorcidas				
				com ruptura	ball-and-pillow				
horizontal	ESFORÇO CISALHANTE	tangencial		laminação convoluta	dobras recumbentes simples				
vertical							dobras recumbentes		
vertical		vertical		laminação convoluta		estrutura em pratos cúspides pilares			
horizontal + vertical	OUTROS	físico		gretas de ressecamento marcas de gotas de chuva					
		químico		concreções crescimento de cristais					
		biológico		bioturbação			colapso de escavações		

Figura 40

Esquema simplificado para classificação das principais estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados, segundo Owen (1987). Embora contemple também a deformação de materiais coesivos, como argilas, o sistema é voltado principalmente para a deformação em sedimentos arenosos.

2.4.3 Discussão: mecanismos de deformação *versus* agentes desencadeadores

Uma característica comum aos três sistemas de classificação discutidos acima é seu enfoque no mecanismo de deformação e estruturas resultantes; pouca atenção é dada à identificação dos agentes geológicos desencadeadores da deformação. Como ressalta Owen (1987), uma vez que o mecanismo de deformação seja iniciado, as características das estruturas geradas serão controladas pelo próprio mecanismo de deformação e pelo sistema de esforços atuando sobre o sedimento. Dessa forma, a identificação dos agentes desencadeadores depende mais do contexto sedimentológico que das estruturas de deformação em si (Owen 1987; Owen & Moretti 2010).

Dentre os sistemas discutidos acima, o de Allen (1984) contempla apenas os fenômenos de liquefação e fluidificação e não inclui a deformação hidrolástica. O sistema de Owen (1987), embora seja o mais detalhado, abrange uma grande variedade de fenômenos, e a caracterização exata do mecanismo de deformação pode se tornar muito complexa e impossível de efetuar na prática.

Cabe notar, porém, que para os fins da presente dissertação o que importa não é a caracterização do mecanismo de deformação, mas sim a identificação do agente desencadeador. Assim, o mecanismo de deformação só é importante na medida que possa permitir a identificação do agente desencadeador (sísmico ou não-sísmico). Um exemplo disso são os enxames de diques clásticos da Formação Corumbataí (Permo-triássico da Bacia do Paraná), em que a caracterização do mecanismo de deformação como injeção para cima de areia fluidificada (Turra 2009) é um dos argumentos usados para a sua identificação como sismitos (Riccomini *et al.* 2005; Turra 2009).

Van Loon (2009) propõe um procedimento de classificação para estruturas de deformação em sedimentos siliciclásticos que, a partir do comportamento do sedimento (correspondendo em linhas gerais aos mecanismos de deformação conforme propostos por Owen [1987]), considera também: **1.** a escala das estruturas; **2.** o tempo da deformação e **3.** o processo deformacional. A figura 41 sintetiza os critérios de interpretação propostos pelo autor. A partir destes, Van Loon (2009) propõe uma classificação genética bastante abrangente das estruturas de deformação sinsedimentar, sintetizada na figura 42.

Van Loon (2009) ressalva, porém, que estruturas de deformação possuem muitas vezes uma história complexa e envolvem a atuação de mais de um mecanismo; dessa forma, a sua caracterização (mesmo que baseada em parâmetros pretensamente objetivos) sempre envolve algum grau de subjetividade. O autor ressalta, ainda, que a gênese dessas estruturas (e consequentemente o processo deformacional) só pode ser compreendida dentro do contexto deposicional, o que também envolve certa subjetividade.

COMPORTAMENTO DO SEDIMENTO	LIQUIDIFICAÇÃO	sedimentos homogeneizados
	DEFORMAÇÃO PLÁSTICA	estruturas dobradas diversas
	DEFORMAÇÃO ELÁSTICA (RÚPTIL)	falhas
TAMANHO DAS ESTRUTURAS	MEGAESCALA	afeta uma sucessão espessa
	GRANDE ESCALA	afeta diversas camadas
	MESOESCALA	afeta toda uma camada
	PEQUENA ESCALA	afeta parte de uma camada
	MICROESCALA	visível apenas em seção delgada
TEMPO DA DEFORMAÇÃO	SINDEPOSICIONAL	formadas durante a deposição do sedimento
	METADEPOSICIONAL	formadas após a deposição do sedimento, mas antes da camada sobrejacente
	PÓS-DEPOSICIONAL	formadas após a deposição do sedimento
PROCESSO DEFORMACIONAL	PROCESSOS EXÓGENOS	vide figura xx
	PROCESSOS DOMINADOS PELA GRAVIDADE	vide figura xx
	PROCESSOS ENDÓGENOS	vide figura xx

Figura 41

Critérios propostos por Van Loon (2009) para a caracterização de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados.

Embora os procedimentos propostos por Van Loon (2009) contemplem tanto o mecanismo quanto a gênese da deformação, sua classificação apresenta problemas: sua grande abrangência, a duvidosa possibilidade de sua aplicação prática (pois alguns dos processos deformacionais propostos são de caracterização e preservação problemática), e a pequena aceitação até agora da nomenclatura proposta. Porém, os critérios propostos pelo autor são um guia útil na caracterização das estruturas de deformação sinsedimentar, e serão considerados na sua descrição. Quanto à classificação genética das estruturas por ele proposta, sua aplicação em detalhe foge ao escopo da presente dissertação (embora, em termos mais gerais, a diferenciação entre processos de deformação endógenos e outros processos seja um dos principais objetivos a serem atingidos na caracterização das estruturas de deformação estudadas).

Dessa forma, para os fins da presente dissertação, opta-se por utilizar a classificação de Lowe (1975) na caracterização do mecanismo de deformação, sempre que os dados de campo o permitam. O termo “liquidação” será empregado como termo genérico, como usado por Allen (1984). Os critérios para caracterização das estruturas propostos por Van Loon (2009) também serão seguidos sempre que possível, embora não se adote sua terminologia para a classificação dos processos deformacionais.

PROCESSOS ENDÓGENOS	terremotos atividade tectônica em subsuperfície	ENDOTURBAÇÃO		slamitos falhas sinsedimentares
PROCESSOS DOMINADOS PELA GRAVIDADE	impacto de corpos celestes	ASTROTURBAÇÃO		astrobtemas liquidação induzida por choque
	precipitação atmosférica	PRECIPITOTURBAÇÃO		marcas de gotas de chuva marcas de granizo
	gradientes inversos de densidade	INSTABILOTURBAÇÃO		estruturas de sobrecarga
	deformação por compactação diferencial	COMPACTOTURBAÇÃO		flexuras falhas
	fluxo de massa	INCLINOTURBAÇÃO		estruturas de deformação associadas a escorregamentos subaéreos e subaquáticos
PROCESSOS EXÓGENOS	atividade biológica	BIOTURBAÇÃO	fitoturbação	icnofósseis
			zooturbação	
			antropoturbação	
	atividade glacial	GLACIOTURBAÇÃO		estruturas de deformação associadas a glacioteonismo
	mudanças na temperatura	TERMOTURBAÇÃO		pseudomorfos de cunhas de gelo marcas de cristais de gelo
	móvimentos de água e outros fluidos	HIDROTURBAÇÃO		grãos de ressecamento vulcões de lama e areia
	processos químicos	QUEMOTURBAÇÃO		crescimento de cristais
	atividade do vento	EOLOTURBAÇÃO		deformações induzidas por plantas sob a ação do vento

Figura 42

Classificação genética proposta por Van Loon (2009) para estruturas de deformação em sedimentos siliciclásticos. A última coluna á direita menciona exemplos gerais de estruturas para cada categoria.

2.4.4 O mecanismo de liquidação cíclica associado a abalos sísmicos

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, Obermeier *et al.* 2002). A figura 43 ilustra de forma esquemática esse processo.

Figura 43

Representação esquemática do mecanismo de liquidação cíclica associado 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).

2.4.5 Fatores que influenciam a susceptibilidade à liquidação induzida por terremotos

Granulometria

Areias e areias siltsas pouco compactas, inconsolidadas e limpas (isto é, sem argilas ou material ligante) são os sedimentos mais propensos a liquidação (figura 44)

Figura 44

Diagrama mostrando as granulometrias mais suscetíveis à liquidação; a cruz mostra a granulometria mais grossa que pode desenvolver liquidação sem a ocorrência de uma cobertura confinante. Modificado de Obermeier (1996a).

Depósitos de areia e cascalho contendo mais de 30 a 50% de cascalho podem sofrer liquidação, mas esta é mais rara e esparsa que em depósitos mais finos; a magnitude mínima do abalo para induzir liquidação em cascalhos é cerca de 7, enquanto que para areias é em torno de 5,5 (Obermeier 1996a).

Sedimentos mais finos que o limite inferior dos sedimentos potencialmente liquidificáveis da figura 44 só muito raramente sofrem liquidificação. Mesmo a presença de uma pequena quantidade de argila pode ser suficiente para diminuir drasticamente o potencial de liquidificação; esta é pouco usual em sedimentos com mais de 15% de argila. (Obermeier 1996a).

Densidade relativa (grau de compactação)

O empacotamento dos grãos do sedimento tem uma profunda influência na suscetibilidade à liquidificação; uma mesma areia pode passar de altamente suscetível a não-suscetível simplesmente por mudança no empacotamento (Obermeier 1996a). Materiais com densidade relativa média a baixa são mais suscetíveis à liquidificação. Desta forma, o potencial de liquidificação decresce com o aumento da idade do sedimento, visto que o grau de compactação tende a aumentar com o tempo. Assim, atualmente os sedimentos passíveis de sofrer liquidificação são os do Holoceno superior ou médio, embora haja registro de liquidificação em sedimentos com idades até 200.000 – 240.000 anos (Obermeier 1996b).

Profundidade do lençol freático

A suscetibilidade à liquidificação decresce fortemente com a profundidade do lençol freático. A mudança no nível deste, mesmo que apenas por alguns metros, pode alterar drasticamente a suscetibilidade do sedimento – por exemplo, a mudança do nível do freático da superfície para uma profundidade de 5m em geral reduz a suscetibilidade de alta para moderada, enquanto que a mudança para 10m de profundidade a reduz a quase zero (Obermeier 1996b). Extrusão de areias através de fissuras também ocorre sob a água (Obermeier 1996a).

Profundidade e espessura dos estratos

A liquidificação geralmente se origina em estratos situados a poucos metros a até 10m da superfície. A profundidades maiores se torna cada vez mais difícil liquidificar sedimentos por cisalhamento cíclico, porque a maior sobrecarga aumenta a resistência dos sedimentos a esforços cisalhantes (Jolly & Lonergan 2002). Em casos extremos essa profundidade pode chegar a 20m, ou a liquidificação pode ser restrita a apenas uns poucos decímetros. Os estratos mais suscetíveis em geral têm espessuras entre 0,3 e 1m, embora espessuras menores tenham sido relatadas (Obermeier 1996b). A espessura e características da cobertura de material confinante influenciam a possibilidade da ocorrência ou não de extrusão de areia – coberturas de mais de 10m de espessura praticamente impossibilitam a ruptura e extrusão de areia, mesmo nos casos mais favoráveis (Obermeier 1996a).

História sísmica do sedimento

A ocorrência de um episódio de sedimentação deve, em teoria, influenciar a capacidade do sedimento de se liquidificar novamente – liquidificação severa promove uma densificação do sedimento, diminuindo assim a sua susceptibilidade. No entanto, observações de terremotos atuais indicam que a liquidificação é muitas vezes recorrente no mesmo local, a ponto de dois eventos distintos usarem o mesmo dique para extrusão de areia (Obermeier 1996b).

2.4.6 Sismitos

2.4.6.1 Liquidificação associada a abalos sísmicos: observações históricas e trabalhos pioneiros

A ejeção de grandes quantidades de areia e água através de fissuras é um fenômeno comumente descrito grandes terremotos. Entre os primeiros registros desse fato podemos citar as gravuras do arquiteto Pompeo Schiantarelli (figura 45, **A**), onde podem ser vistos *sinkholes* gerados pelo terremoto da Calábria de 1793. Lyell (1835) descreve essas estruturas em maior detalhe, mencionando que em geral estão preenchidas com areia seca e possuem forma de funil em corte (figura 45, **B**). Assim, Lyell nos dá a primeira descrição científica de uma estrutura que pode ser chamada *sismoito* na terminologia moderna.

Figura 45

Sinkholes formados durante o terremoto da Calábria, em 1783. (**A**) gravura por Pompeo Schiantarelli (disponível em <http://nisee.berkeley.edu/elibrary/image>). (**B**) desenho em corte de uma das estruturas (Lyell 1835), mostrando sua forma de cone invertido e o preenchimento de areia.

A série de terremotos de New Madrid (*supra*, pág. 62) é um marco na história dos estudos de paleossismicidade. Relatos de testemunhas oculares mostram que ocorreu extensa liquidação de sedimentos na área mais afetada pelos abalos. Flint (1826), que percorreu a região sete anos após os eventos, deixou um vívido registro desses fenômenos, baseado tanto em relatos de testemunhas quanto em observações pessoais:

“(...)They described the undulation of the earth as resembling waves, increasing in elevation as they advanced, and when they had attained a certain fearful height, the earth would burst, and vast volumes of water, and sand, and pit-coal were discharged, as high as the tops of the trees. I have seen a hundred of these chasms, which remained fearfully deep, although in a very tender alluvial soil, and after a lapse of seven years. Whole districts were covered with white sand, so as to become uninhabitable. (...)” (p. 223).

“(...)When I passed it, and stopped to contemplate the traces of the catastrophe which remained after seven years, the crevices where the earth had burst were sufficiently manifest, and the whole region was covered with sand to the depth of two or three feet.(...)” (p. 225).

Lyell (1849) visitou a região de New Madrid em 1826, e menciona também testemunhos oculares de fenômenos associados ao terremoto, inclusive os provocados por liquidação. Fuller (1912) produz o mais detalhado estudo dos efeitos dos terremotos de New Madrid até então; entre outros efeitos, reporta a formação de fissuras paralelas, quase sempre acompanhada pela extrusão de água e areia. Muitas des-sas fissuras foram preenchidas com areia a partir de baixo, formando diques de areia (figura 46. A).

Figura 46

(A) dique clástico associado aos terremotos de New Madrid; foto de Fuller (1912). **(B)** diques clásticos intrudindo folhelhos cretáceos na Califórnia; foto de Diller (1890)

A percepção de que a formação de diques clásticos pode acompanhar a ocorrência de terremotos antecede, porém, o trabalho de Fuller (1912). No artigo que primeiro descreve em detalhes diques de areia, Diller (1890) já associa sua formação à ocorrência de terremotos. Os diques por ele descritos são intrusivos em folhelhos cretáceos do vale de Sacramento, Califórnia (figura 46, **B**); o mecanismo por ele proposto para a formação dos diques é o preenchimento de fraturas por areia saturada em água, com suficiente pressão hidrostática para ascender pelas fraturas e se derramar na superfície como um fluxo artesianos (essencialmente o mesmo mecanismo proposto hoje). A associação entre diques clásticos e terremotos é baseada na descrição de fenômenos similares acompanhando vários eventos históricos (entre eles o da Calábria e o de New Madrid). O autor nota que:

“(...)The formation of a system of parallel fissures by earthquakes and filling them with sand forced up from below is a common phenomenon, and in all essential features apparently identical with the formation of the sandstone dikes described in this paper. It is reasonable, therefore, to regard these dikes as a record of ancient earthquake movement.

(...) The region of the dikes is one of earthquakes, also; and, when we consider its geologic structure and compare it with that of countries where earthquakes have produced such phenomena, it is found to be well adapted to yield the same results.(...)” (p. 436).

Ambos os critérios propostos por Diller (1890) para inferir a associação entre as estruturas que ele descreve e terremotos ainda são considerados válidos (similaridade entre as estruturas observadas e as registradas em terremotos históricos; ocorrência em áreas tectonicamente ativas ou associada a estruturas que possam ter tido atividade tectônica no passado; vide figura 59, pág. 117). Dessa forma, Diller (1890) é talvez o primeiro autor a utilizar uma estrutura de liquidação para inferir a ocorrência de atividade sísmica pretérita em uma região; ou seja, esse pode ser considerado o primeiro estudo de *paleossismicidade* (embora o conceito e a terminologia sejam modernos).

Há outros autores pioneiros na associação entre diques clásticos e estruturas associadas e atividade tectônica sinsedimentar que podem ser citados. Hay (1890) descreve diques clásticos no Nebraska e os associa com vulcões de lama, já que foram claramente intrudidos a partir de baixo; o autor sugere que esses diques possam estar associados ao final do soerguimento das Black Hills. McGee (1892) usa a associação entre áreas soerguidas e rebaixadas, fissuras, deslizamentos em escarpas e estruturas de liquidação para inferir a ocorrência de um terremoto “fóssil” no vale do Mississippi. Pavlow (1896) antecipa Seilacher (1969) ao comparar os sedimentos de fundo marinho cortados por diques clásticos por ele descritos em Alaty (Rússia) ao registro de um sismógrafo. Meek (1928) cita terremotos como um possível mecanismo de formação de diques clásticos cortando folhelhos miocênicos da Califórnia. Todos os autores supracitados têm em comum o fato de associarem terremotos a estruturas de injeção forçada de areia, principalmente diques clásticos.

2.4.6.2 A definição do termo “sismo” e os estudos de paleosismicidade nas décadas de 1970-1980

O termo “sismo” foi cunhado por Seilacher (1969) para designar estruturas sinsedimentares geneticamente ligadas a abalos sísmicos em folhelhos do Mioceno da Califórnia. Os sismos por ele descritos consistiam em camadas perturbadas por falhas sinsedimentares e mostrando uma intensidade de deformação crescente em direção ao topo (*fault-graded beds*). A figura 47 mostra esquematicamente a sequência observada num sismo conforme a descrição de Seilacher (1969).

Figura 47

Sequência idealizada de um sismo, conforme definido por Seilacher (1969). A transição gradual entre o sedimento não-deformado e as zonas de deformação mais intensa e o contato superior bruscos são considerados características distintivas da estrutura. Desenho a partir da descrição e fotos de Seilacher (1969).

Seilacher (1969) atribui a formação dessas estruturas ao efeito de choques sísmicos sobre depósitos argilosos com inclinação suave, em ambientes de águas calmas, e exclui a possibilidade de formação por escorregamentos subaquáticos devido à ausência de uma superfície de escorregamento basal e à presença da zona liquefeita no topo. Entre as possíveis aplicações, o autor enfatiza a utilidade de sismos como “paleossismogramas”, relacionando a escala da deformação com a intensidade do abalo. A existência de apenas três níveis perturbados numa seção de 10m de espessura, numa zona tectonicamente ativa, leva o autor a concluir que estruturas desse tipo formam-se apenas em terremotos de grande violência.

Por algum tempo após a definição de Seilacher (1969), o estudo dessas estruturas parece ter despertado pouca atenção. Entre os poucos trabalhos publicados na década de 1970, podemos citar o de Sims (1975), importante por ser um dos pioneiros na estimativa de intervalos de recorrência de terremotos, a partir da associação de níveis deformados em depósitos de um lago artificial na Califórnia com terremotos recentes. Sieh (1978) analisa o padrão de recorrência de terremotos ao longo da Falha de San Andreas através da datação pelo método ^{14}C de estruturas de liquefação e outras associadas a terremotos. Também pode-se citar os trabalhos de Williams (1976), que associa estruturas tipo *ball and pillow* e diques clásticos a sismicidade sinsedimentar no Pré-Cambriano da Noruega, dissociando-as de estruturas geradas por deformação e metamorfismo posterior; e Weaver (1976) que associa estruturas tipo *ball and pillow* à liquefação induzida pela passagem de ondas sísmicas nos Coal Measures, País de Gales.

A partir da década de 1980, o tema passa a despertar mais interesse. Montenat (1980) identifica estruturas sinsedimentares formadas por expulsão brutal de água na Bacia de San Miguel de Salinas, Espanha, e atribui sua gênese a abalos sísmicos. Horowitz (1982) descreve feições de deformação em grande escala em arenitos eólicos jurássicos nos EUA, atribuindo sua origem ao colapso de dunas induzido por liquefação gerada por abalos sísmicos. Mills (1983) considera choques sísmicos como a principal causa de geração de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados, enfatizando seu valor no estudo da atividade tectônica antiga. Hempton & Dewey (1983) atribuem a origem de estruturas tipo *ball and pillow* em sedimentos lacustres na Turquia a terremotos recentes, relacionando o estilo das estruturas com a intensidade do abalo. Plint (1985) identifica estruturas possivelmente geradas por abalos sísmicos em estratos aluviais pensilvanianos em New Jersey, EUA. Davenport & Ringrose (1987) descrevem estruturas de deformação em sedimentos glaciais e periglaciais quaternários e as atribuem a terremotos, identificando falhas que poderiam ter originado os terremotos. Leeder (1987) usa as estruturas de deformação geradas por terremotos como ferramenta na análise paleotectônica de bacias. Obermeier *et al.* (1990) analisam as estruturas de liquidação induzidas pelos terremotos de Nova Madrid (1811-1812) e Charleston (1886) e propõem critérios para distinção de feições sísmicas de não sísmicas. Cojan & Thiry (1993) identificam feições de liquefação em sedimentos costeiros e de escorregamento em dunas eólicas no Oligoceno da Bacia de Paris e atribuem sua origem a um único evento sísmico, evidenciando a importância de horizontes de sismitos como marcos cronoestratigráficos locais.

A revisão bibliográfica acima, embora certamente não esgote o tema, mostra que principalmente a partir dos anos 1980 o conceito de sismitos se expande, englobando estruturas e ambientes diferentes dos descritos por Seilacher (1969). Os sismitos passam também a ser percebidos como ferramentas úteis tanto em reconstituições paleoambientais e paleotectônicas como para a determinação de intervalos de recorrência de abalos sísmicos. No entanto, o termo “sismo” ainda é pouco mencionado, sendo em geral utilizados termos como “estruturas de liquefação” e outros.

2.4.6.3 Redefinições do termo: as revisões de Vittori *et al.* (1991) e Montenat *et al.* (2007)

Em 1991, Vittori *et al.* fazem uma revisão do estado-da-arte na paleossismologia e propõem a ampliação do termo “sismo” de forma a englobar todas as estruturas com sua gênese comprovadamente ligada a terremotos. Dessa forma, além de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados, também seriam considerados sismos:

- compactação de sedimentos granulares inconsolidados;
- acumulação de detritos e avalanches no sopé de escarpas;
- escorregamentos;
- deslizamentos submarinos;
- outras perturbações dos estratos;
- levantamento e subsidência cossísmicos.

Embora ao ampliar o conceito de “sismo” os autores tenham tornado a definição do termo algo confusa, o trabalho de Vittori *et al.* (1991) pode ser considerado um marco nos estudos de paleossismicidade; a partir de sua publicação, os estudos sobre o tema começam a se multiplicar e o uso do termo “sismo” se impõe.

Numa revisão mais recente do tema, Montenat *et al.* (2007) enumeram os diversos possíveis efeitos de terremotos sobre sedimentos (figura 48), mas restringem o uso do termo “sismo” (sismos *sensu strictu*) a deformações cossísmicas em sedimentos inconsolidados geradas por excesso de pressão da água neles contida. Em outras palavras, o termo sismo é aplicado por Montenat *et al.* (2007) apenas a estruturas sedimentares que apresentam feições específicas que permitem associá-las a abalos sísmicos. Outros tipos de estruturas podem estar associados a terremotos, mas estas em geral são de difícil reconhecimento, se o contexto sísmico não for definido de antemão. A definição de sismo de Montenat *et al.* (2007) será a utilizada na presente dissertação, pelos motivos explanados no item 2.4.9.

Nas últimas duas décadas, trabalhos sobre paleossismicidade, sismos e temas relacionados sofreram uma grande proliferação e deixaram de ser focados na América do Norte e Europa. Numerosas contribuições recentes ao tema provém de locais tão diversos quanto a China (*e.g.* Chuigao *et al.* 2007, Qiao *et al.* 2002), Índia (*e.g.* Mohindra & Bagati 1996, Singh & Jain 2007) e Israel (*e.g.* Heifetz *et al.* 2005, Marco *et al.* 1996). Qualquer revisão bibliográfica sobre o assunto que pretenda ser razoavelmente completa chegaria facilmente a algumas centenas de referências. Assim, na presente dissertação preferimos nos limitar à revisão histórica acima e a uma breve revisão das ocorrências de sismos no Brasil; artigos mais recentes pertinentes a temas que serão discutidos mais adiante serão citados no momento oportuno.

Figura 48

A classificação de sismitos proposta por Montenat *et al* (2007); estruturas consideradas sismitos *sensu strictu* pelos autores estão destacadas em vermelho

2.4.6.4 Sismitos no Brasil

Embora as primeiras menções a estruturas de deformação sinsedimentar ligadas a abalos sísmicos referentes ao Brasil sejam as de Pflug (1961) e Scholl & Walde (1980), o termo “sismo” parece ter sido introduzido na literatura brasileira por Della Fávera (1984), referindo-se a uma “megacamada” de conglomerado calcário e a homogenitos da Bacia do Recôncavo, Bahia. Outros trabalhos sobre o tema começam a surgir no início da década de 1990. Entre os pioneiros, podemos citar os de Riccomini (1989) (Bacias de São Paulo, Taubaté e Resende); Raja-Gabaglia (1991) (Bacia do Recôncavo); Riccomini *et al.* (1992) (Formação Corumbataí, Bacia do Paraná); Kattah (1992) (Grupo Areado, Bacia do Espigão-Mestre); Chamani *et al.* (1992) (formações Corumbataí e Pirambóia, Bacia do Paraná); Coimbra *et al.* (1992) (Grupo Caiuá, Bacia de Bauru) e Fernandes & Coimbra (1993) (Formação Rio do Rasto, Bacia do Paraná). A partir dessa época, as referências se multiplicaram; a tabela 6 mostra os trabalhos referentes a estruturas de deformação sinsedimentares associadas a paleossismicidade no Brasil.

Referência	Unidade Litoestratigráfica	Idade	Bacia Sedimentar	Estruturas
Phug (1961)	Grupo Urucua	Cretáceo	São Francisco	laminação convoluta
Scholl & Walde (1980)	Formação Santa Rita	Mesoproterozóico		diques clásticos gretas de sinérese
Della Fávera (1984)	"conglomerado Mapele" Formação Candeias	Cretáceo	Recôncavo	megacamada de conglomerado homogêneo
Riccomini (1989)	Formação Resende Formação Itaquaquecetuba	Paleógeno / Neógeno	São Paulo Taubaté Resende	diques clásticos estruturas em almofada
Riccomini <i>et al.</i> (1992)	Formação Corumbatai	Permianássico	Paraná	diques clásticos
Kattah (1992)	Grupo Areado	Cretáceo	São Francisco	feições deformacionais não determinadas
Raja-Gabaglia (1992)	Formação Marfim Formação Candeias	Cretáceo	Recôncavo	laminação convoluta estrutura em pratos estruturas de sobrecarga pilares diques clásticos diápiros de areia
Chamani <i>et al.</i> (1992)	Formação Corumbatai Formação Piramboia	Permianássico	Paraná	diques clásticos laminação cortocida falhas sinsedimentares injeções de areia
Coimbra <i>et al.</i> (1992)	Grupo Cauã	Cretáceo	Bauri	dobras recumbentes estratificação convoluta
Fernandes & Coimbra (1993)	Formação Rio do Rasto	Permianássico	Paraná	"taças de conhaque" dobras convolutas
Góes (1995)	Formação Piauí	Carbonífero	Parnaíba	camadas deformadas estruturas de fluidificação pseudoclastos
Riccomini <i>et al.</i> (1996)	Formação Botucatu	Cretáceo	Paraná	dobras convolutas dobras recumbentes
Sant'anna <i>et al.</i> (1997)	Formação Chapada de Canga	Neógeno	Fonseca	diques clásticos
Rossetti (1999)	Formação Alcântara	Cretáceo	Grajaú	dobras convolutas estratificação cruzada recumbente ball-and-pillow pilares diques clásticos cúspides lobos de subsidência
Bezerra & Vita-Firzi (2000)	aluvões quaternários	Pleistoceno / Holoceno		pilares
Rossetti & Góes (2000)	Formação Codó	Cretáceo	Grajaú	<i>molar-teeth</i> dobras convolutas complexas laminação convoluta
Fragoso-César <i>et al.</i> (2001)	Formação Santa Bárbara	Neoproterozóico / Eocambriano	Camaquã	"taças de conhaque"

Tabela 6

Referências bibliográficas a sismos no Brasil.

Referência	Unidade Litoestratigráfica	Idade	Bacia Sedimentar	Estruturas
Rossetti (2001)	Formação Codó Formação Alcântara Formação Cuijue	Cretáceo	Grajaú	<i>balls and pillows</i> estratificações convolutas diques clásticos <i>molar-teeth</i> <i>mound-and-sags</i>
Nogueira <i>et al.</i> (2003)	Formação Puga	Neoproterozóico		<i>load casts</i>
Rossetti & Sartos Jr (2003)	Formação Ipiruna	Cretáceo	Cametá	dobras convolutas almofadas de areia bolas de areia <i>flames</i> e cúspides injectitos
Riccomini & Soares (2004)	aluviões quaternários	Holoceno		laminação contorcida almofadas de areia homogenitos
Ribeiro & Borghi (2004)	Formação Tremembé	Paleógeno	Taubaté	dobras <i>loop bedding</i>
Riccomini <i>et al.</i> (2005)	Formação Corumbatai Formação Pirambóia	Permo-triássico	Paraná	diques clásticos laminação convoluta
Bezerra <i>et al.</i> (2005)	aluviões quaternários	Pleistoceno / Holoceno	Potiguar	pilares de liquefação bolões de liquefação diques clásticos
Warren <i>et al.</i> (2006)	Formação Rio do Rasto	Permotriássico	Paraná	diques clásticos gretas de sinérese
Etcheberry <i>et al.</i> (2006)	aluviões quaternários	Holoceno		diques e <i>sills</i> clásticos vulcões de areia
Fernandes <i>et al.</i> (2007)	Formação Caiuá	Cretáceo	Bauru	dobras recumbentes estratificação convoluta pilares
Perinotto <i>et al.</i> (2008)	Formação Corumbatai	Permotriássico	Paraná	diques clásticos
Chamani <i>et al.</i> (2009)	Formação Longá Formação Pimanteiras	Devoniano	Parralha	diques clásticos bolões de areia laminação revirada dobras sinsedimentares
Guedes <i>et al.</i> (2009)	aluviões quaternários	Holoceno		diques e <i>sills</i> clásticos vulcões de areia
Santos <i>et al.</i> (2009)	Formação Salinas	Neoproterozóico		dobras sinsedimentares falhas em domínio estruturas de escape de fluidos pseudonódulos
Terra (2009)	Formação Corumbatai	Permotriássico	Paraná	diques clásticos vulcões de areia <i>sand boils</i>
Santos 2010	Formação Guarda Velha	Ediacarano / Eocambriano	Camaquã	estratificação cruzada recumbente
Terra <i>et al.</i> (2010)	Formação Corumbatai	Permotriássico	Paraná	diques clásticos
Rossetti <i>et al.</i> (2010)	sedimentos pós-Barreiras	Pleistoceno / Holoceno		diques clásticos diápros de areia dobras caóticas arenitos homogêneos <i>sink structures</i>
Moura-Lima <i>et al.</i> (2010)	aluviões quaternários	Pleistoceno / Holoceno	Potiguar	pilares de liquefação bolões de liquefação diques clásticos

Tabela 6 (continuação)

Referências bibliográficas a sismitos no Brasil.

2.4.7 Estruturas sedimentares formadas em resposta a abalos sísmicos

As características das estruturas de deformação sinsedimentar geradas por abalos sísmicos dependem da interação de um certo número de parâmetros (Montenat *et al.* 2007):

- a. a quantidade de água incluída nos sedimentos.
- b. a existência ou não de uma cobertura impermeável (e às vezes consolidada) sobre os sedimentos saturados em água.
- c. a reologia do material: estágio de litificação, granulometria, alternância de níveis permeáveis e impermeáveis, descontinuidades etc.
- d. a maioria dos sismitos se forma em áreas planas; a existência de um declive, mesmo mínimo, pode afetar drasticamente a geometria das estruturas formadas.
- e. a magnitude do terremoto e proximidade do epicentro.

Descrevemos a seguir, de forma sucinta, algumas das principais estruturas que podem se formar como resultado de deformação de sedimentos inconsolidados por abalos sísmicos.

2.4.7.1 Estruturas de sobrecarga, laminação convoluta e estruturas associadas

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). Normalmente afetam uma interface separando arenitos de sedimentos argilosos subjacentes, mas também podem ocorrer em cascalhos, calcários clásticos e até em intrusões ígneas (Owen 2003).

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).

Além das estruturas de sobrecarga, certos tipos de laminação convoluta também pode se formar em resposta a este tipo de instabilidade (Visher & Cunningham 1981, Allen 1984). A figura 49 mostra uma classificação simplificada das estruturas de sobrecarga segundo Owen (2003) e das laminações convolutas segundo Allen (1977).

Figura 49

1. classificação de estruturas de sobrecarga segundo Owen (2003); 2. classificação de laminações convolutas segundo Allen (1977). Note-se que há uma certa superposição entre as duas classificações.

Outro tipo de instabilidade associado a formação de laminações convolutas são as instabilidades de Kelvin-Helmholtz, onde fluidos de densidades diferentes fluem um sobre o outro com uma velocidade horizontal relativa (Chandrasekhar 1961, p. 428). Instabilidades de Kelvin-Helmholtz também requerem que o sedimento esteja em estado liquidificado ou hidropástico, mas podem ocorrer em sedimentos com gradientes de densidade normais, sujeitos a um esforço cisalhante horizontal induzido pelo movimento relativo entre uma camada e outra (Heifetz *et al.* 2005).

Estruturas de sobrecarga e laminação convoluta têm sido associadas a terremotos por diversos autores. Entre os pioneiros, Howard & Lohrengel II (1969) sugerem um tremor de terra como agente desencadeador da formação de grandes estruturas de sobrecarga em arenitos do Cretáceo Superior de Utah. No Brasil, Fernandes & Coimbra (1993) e Fragoso-César *et al.* (2001) associam estruturas tipo “taça de conhaque” (laminações convolutas interpenetrativas [tipo II B de Allen, 1977 - figura 49]) a abalos sísmicos. Outros autores que associam estruturas de sobrecarga e laminação convoluta a abalos sísmicos são Sims (1975), Weaver (1976), Hempton & Dewey (1983), Brodzikowski *et al.* (1987), Davenport & Ringrose (1987), Cojan & Thiry (1992), Pope *et al.* (1997), Marjanac *et al.* (2001), Nogueira *et al.* (2003), Upadhyay (2003), Heifetz *et al.* (2005) e Nikolaeva (2009).

Embora estruturas de sobrecarga e laminações convolutas tenham sido comumente relacionadas a abalos sísmicos na literatura, 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, 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).

Obermeier (1996a) identifica estruturas de sobrecarga na zona meizossísmica dos terremotos de New Madrid, mas **não** as associa a terremotos, pois: **1.** pseudonódulos e *load-casted ripples* gradam para lentes de areia e têm sentido de desenvolvimento relacionados à direção de fluxo; **2.** camadas de pseudonódulos gradam lateralmente para camadas de areia não deformadas; **3.** as condições de sedimentação (rápida progradação de areia sobre lamas inconsolidadas) favorecem a ocorrência desse tipo de deformação.

Argumentos comumente encontrados na literatura para associar estruturas de sobrecarga e laminações convolutas a terremotos incluem: **1.** grande continuidade lateral das camadas deformadas (*e. g.* Pope *et al.* 1997, Hempton & Dewey 1983); **2.** deformação confinada a camadas separadas por outras não deformadas (*e. g.* Hempton & Dewey 1983, Nikolaeva 2009); **3.** associação com estruturas do embasamento (*e. g.* Hempton & Dewey 1983, Rossetti 1999); **4.** similaridade com estruturas produzidas experimentalmente ou registradas em terremotos históricos. Embora esses critérios (em especial o primeiro) de fato sugiram que um terremoto seja o agente desencadeador da deformação, nenhum deles é diagnóstico.

2.4.7.2 Estratificação cruzada recumbente

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 classificam essas deformações em três tipos principais (figura 50).

Figura 50

Representação esquemática dos três principais tipos de estratificação cruzada recumbente, segundo Allen & Banks (1972). **1.** reviramento dos estratos formando dobras recumbentes simples e similares, com charneira suave e plano axial paralelo à base e ao topo da camada. **2.** dobras numerosas, diferindo em forma, tamanho e atitude do plano axial. **3.** maior variedade de feições, talvez menos definidas: dobras (em geral complexas e desarmônicas), falhamento substancial (falhas de alto ângulo e *overthrusts*), estratificação localmente obliterada e destruída.

Deformações dos tipos 1 e 2 da figura 50 são comuns em sedimentos fluviais; o tipo 3 é restrito a sedimentos eólicos (Allen & Banks 1972). Os autores propõem um modelo teórico para a geração de deformações do tipo 1, considerando que:

a. o estilo de dobramento e o plano axial horizontal indicam que as unidades deformadas experimentam apenas rotação e translação horizontais, sem movimentos verticais significativos; isso indica uma força responsável pela deformação agindo tangencialmente.

b. visto que os estratos cruzados possuíam inclinação mais ou menos uniforme, a forma das dobras indica que o deslocamento horizontal devido à deformação aumenta rapidamente à medida que nos afastamos da base da camada; assim, ou a força deformadora diminui em direção à base da camada, ou uma força de magnitude constante atuou por um período de tempo crescente em função da altura.

c. se o depósito foi liquefeito e ressedimentado, o controle necessário para o tempo de ação da força seria suprido por uma superfície de ressedimentação se movendo para cima.

d. o estilo de deformação sugere que a força foi unidirecional; isso, combinado com a ação tangencial da força, indica que a fonte da força é ou a fricção do topo da camada deformada com a corrente fluindo acima ou a fricção de um grande objeto sólido arrastado sobre a superfície, como um tronco ou um lençol de gelo (o que pode ser excluído em muitos dos casos de estruturas desse tipo citados na literatura, restando, portanto, o arrasto pela corrente).

Allen & Banks (1972) calculam a magnitude da força de arrasto de corrente e concluem que esta é muito pequena para justificar a deformação de uma espessura substancial de areia, a menos que esta tenha perdido de alguma forma sua resistência mecânica habitual. Os autores propõem então um modelo teórico para a origem das estratificações cruzadas recumbentes do tipo 1, sintetizado na figura 51.

Figura 51

Modelo para a formação de estratificação cruzada recumbente do tipo 1. **1.** Um agente desencadeador provoca a liquefação da camada com estratos cruzados e consequente perda de resistência mecânica. **2-3.** O esforço tangencial induzido pelo arrasto da corrente deforma as estratificações cruzadas; a camada sofre ressedimentação e recupera a resistência mecânica a partir da base. **4.** O sedimento recupera totalmente a resistência mecânica; o tempo em que o sedimento em estado liquefeito ficou exposto à ação do arrasto da corrente (e a deformação sofrida pelos estratos cruzados) aumenta em direção ao topo da camada. Desenho a partir do modelo proposto por Allen & Banks (1972).

As dobras recumbentes calculadas segundo o modelo proposto por Allen & Banks (1972) encontram boa correspondência com estruturas observadas no registro geológico. Dobras recumbentes do tipo 2 (figura 50) em geral estão associadas às do tipo 1, indicando que ambos os tipos estão geneticamente relacionados; o tipo 2 ocorreria quando além de deslocamentos horizontais ocorrem também deslocamentos verticais (Allen & Banks 1972). Dobras recumbentes do tipo 3 são consideradas pelos autores como ocorrendo por escorregamento por gravidade na superfície frontal de um corpo de areia com estratos cruzados.

Allen & Banks (1972) consideram choque sísmico como o principal agente desencadeador da liquefação do sedimento necessária para a geração de estratificações cruzadas recumbentes dos tipos 1 e 2; 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 já havia sido feita por Jones (1962), embora o mecanismo por ele proposto seja escorregamento das camadas por ação de choque sísmico. Outros autores que associam a gênese de estratificações cruzadas recumbentes a abalos sísmicos são Bhattacharya & Bandyopadhyay (1998), Rossetti (1999) e Santos (2010).

Røe & Hermansen (2006) consideram que as estratificações cruzadas recumbentes e arenitos maciços associados por eles descritos no Neoproterozóico da Noruega 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.

2.4.7.4 *Sismoslumps*

Sismoslumps são níveis perturbados por dobras recumbentes, similares às estruturas de escorregamentos tradicionais, mas em geral ocorrendo em ambientes sem nenhuma indicação de declividade. São estruturas pequenas, com espessuras centimétricas a decimétricas, comumente observados em ambientes lacustres, com laminação várvida delicada e regular, ou em depósitos marinhos laminados. Formam-se pela liquefação de sedimentos superficiais (Montenat *et al.* 2007).

Os *sismoslumps* em geral ocorrem associados a níveis completamente destituídos de laminação, às vezes chamados de “homogenitos” (vide também *infra*, pág. 113); esses níveis podem ser formados pela obliteração de estruturas sedimentares preexistentes devido à liquefação (Montenat *et al.* 2007).

2.4.7.5 Diques clásticos e estruturas associadas

Diques clásticos são corpos tabulares discordantes preenchidos em geral com sedimentos psamíticos, embora se conheçam exemplos pelíticos, psefíticos e mesmo carbonáticos. Podem ser subdivididos em dois tipos, de preenchimento (ou netunianos) e de injeção.

Diques de preenchimento

Diques de preenchimento formam-se pelo preenchimento passivo de fraturas geradas por causas diversas: escorregamentos, relaxamento de tensões em escarpas, fissuras geradas por diapirismo, sobrecarga, bem como fissuras abertas durante abalos sísmicos (Montenat *et al.* 2007). O preenchimento é feito a partir de cima, por gravidade; diques de grandes dimensões podem se formar nesse processo (Montenat *et al.* 2007). Diques gerados por preenchimento passivo de fissuras originadas por terremotos são virtualmente indistinguíveis de diques gerados por processos assísmicos, se não houver nenhum outro indicador do contexto geral (Montenat *et al.* 2007).

Diques de injeção

Diques 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). Estruturas de injeção também podem ser concordantes com o acamamento da rocha encaixante (*sills* clásticos) ou possuírem forma cilíndrica (*pipes*). Estruturas desse tipo 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). 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.

O processo de injeção de diques clásticos resulta da combinação de liquidação e fraturamento hidráulico, 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.

Segundo os mesmos autores, em profundidades muito pequenas, a anisotropia de acamamento ou da trama favorece a formação de *sills*, pois o acamamento forma uma descontinuidade ao longo da qual a resistência tensiva e de cisalhamento é reduzida, fazendo com que seja mais fácil o material se propagar ao longo da descontinuidade.

Embora seja satisfatório para explicar a formação da maioria das intrusões clásticas (notadamente aquelas que se originam a grandes profundidades), o mecanismo proposto por Jolly & Lonergan (2002) apresenta alguns problemas no que diz respeito à sua aplicação a estruturas onde a deformação é desencadeada por choque sísmico. Os autores parecem implicar que um certo grau de soterramento é necessário, tanto para a geração de excesso de pressão no sedimento confinado, quanto para que a camada selante adquira uma resistência à tração suficiente para sofrer ruptura. No entanto, como nota Obermeier (1996b), liquidação associada a terremotos geralmente se inicia a baixas profundidades (inferiores a 10m). A predominância de *sills* sobre diques em pequenas profundidades também contraria observações de efeitos de terremotos históricos (*e. g.*, Fuller 1912, Obermeier 1996b) e de sismitos em sedimentos antigos (*e. g.* Turra 2009).

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); exemplos bem preservados de vulcões de areia ocorrem em rochas do Carbonífero em County Clare, Irlanda (Gill & Kuenen 1957). No entanto, quando preservadas elas são importantes, por indicarem a superfície de sedimentação à época do evento, possibilitando entre outras coisas calcular a que profundidade ocorreu a fluidificação (o que pode ser de grande auxílio na identificação do agente desencadeador) e se há recorrência de eventos num determinado local. Turra (2009) fornece um bom exemplo de estruturas extrusivas (*sand blows* e *vent fractures*) associadas a enxames de diques clásticos na Formação Corumbataí (Permotriássico da Bacia do Paraná); as estruturas por ele identificadas delineiam claramente a superfície de sedimentação e mostram que há recorrência de eventos sísmicos.

A figura 52 mostra de forma esquemática os fatores que influenciam a formação de injectitos e estruturas extrusivas por fluidificação associada a abalos sísmicos.

Figura 52

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).

Diques clásticos são a fonte de dados mais importantes em estudos de paleossismicidade (Obermeier 1996b). A ocorrência de enxames de diques clásticos 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 netunianos. 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 distingui-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.* (2005). 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; além dos trabalhos clássicos citados no item 2.4.6.1 (*supra*, pág. 83), 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).

2.4.7.6 Gretas de sinérese* e brechas autoclásticas**

Gretas de sinérese (*syneresis cracks*) são redes de fissuras poligonais, em geral preenchidas com areia, que se formam em sedimentos pelíticos (Pratt 1998a). São muito similares a (e muitas vezes confundidas com) gretas de ressecamento formadas em sedimentos submetidos a exposição subaérea. Ao contrário das gretas de ressecamento, porém, gretas de sinérese não se formam na superfície do sedimento, mas são intraestratais (Pratt 1998a, Tanner 1998a).

Embora gretas de sinérese tenham sido produzidas experimentalmente em laboratórios por contração de argilas sofrendo floculação rápida ou por mudanças de salinidade causando contração de argilas montmoriloníticas, não existem registros confiáveis de gretas produzidas dessa forma na natureza (Tanner 1998). O mesmo autor propõe que o mecanismo mais provável para a formação das mesmas é a compactação por soterramento e consequente perda de volume do sedimento; este sofreria contração paralela à camada e fissuramento, acompanhados ou seguidos por perda d'água. Pratt (1998a), porém, nota que a redução de volume observada exigiria um soterramento de centenas de metros, ao passo que as gretas de sinérese parecem se formar relativamente próximas à interface sedimento/água. O autor propõe terremotos sinsedimentares de grande magnitude como provável agente desencadeador. O mecanismo proposto por Pratt (1998a) para a formação de gretas de sinérese é esquematizado na figura 53.

Pratt (1998a) nota que gretas de sinérese ocorrem em rochas de qualquer idade, mas são mais comuns em depósitos marinhos pré-cambrianos a cambrianos, sendo raras em depósitos mais jovens (exceto em fácies salobras e lacustres), sugerindo algum tipo de controle evolucionário em sua ocorrência.

Similares às gretas de sinérese de Pratt (1998a) são as brechas autoclásticas de Montenat *et al.* (2007), as quais se formam em ritmitos onde camadas mais consolidadas (por exemplo, níveis carbonáticos precocemente litificados ou níveis mais cimentados) alternam-se com camadas propensas à liquidificação; o resultado é a brechiação das camadas mais consolidadas, e a intrusão do material liquidificado entre os fragmentos. As estruturas assim formadas também podem ser similares a gretas de ressecamento.

Exemplos de gretas de sinérese associados a abalos sísmicos são descritos por Schneiderhan *et al.* (2005) e Warren *et al.* (2006).

* Pratt (1998a) nota que o termo “sinérese”, em química de colóides, denota a lenta contração de um gel, excluído a contração induzida externa e fisicamente (por exemplo, como consequência de choque sísmico); o termo, no entanto, está enraizado no vocabulário geológico e, segundo o autor, deve ser mantido.

** Mantemos aqui a nomenclatura de Montenat *et al.* (2007), embora deva ser notado que o termo “brecha autoclástica” é em geral empregado para a descrição de rochas piroclásticas.

Figura 53

Esquema (em corte) mostrando a formação de gretas de sinérese. **1.** sedimento não deformado, com alternância de camadas de silte/areia inconsolidados (pontilhado em fundo branco) e lamelas de argila dispostas num arranjo aberto, tipo "castelo de cartas" (tracejado sobre fundo cinza). **2.** sob a ação do choque sísmico, o arranjo das plaquetas de argila colapsa, com consequente redução de volume, expulsão de água e abertura de fissuras. **3.** quase simultaneamente, as fissuras são injetadas com areia e silte fluidificados provenientes das camadas adjacentes. **4.** os pequenos diques clásticos assim formados sofrem deformação à medida que a argila se compacta nos estágios finais do terremoto (e em terremotos subsequentes). Modificado de Pratt (1998a).

2.4.7.7 Outras estruturas

Diversas outras estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados foram associadas a terremotos; citamos algumas delas a seguir:

- *Fault-graded beds* (Seilacher 1969)
- Dobras recumbentes de grande porte em arenitos eólicos (Horowitz 1982).
- “Painéis” e cunhas tixotrópicas (Montenat *et al.* 2007).
- estruturas de colapso e estruturas em cones invertidos (Mazumder *et al.* 2006).
- *Molar-teeth* (Pratt 1998b).
- Estruturas tipo *tepee* (Pratt 2002).
- Lobos de subsidência (Rossetti 2001).

2.4.8 Sismitos como ferramentas no estudo da história tectônica de bacias sedimentares

Na presente dissertação, adota-se a seguinte definição do termo “sismo”:

Sismitos são estruturas sedimentares específicas, que possuem características diagnósticas apropriadas, geradas por choques súbitos e violentos que afetam sedimentos inconsolidados saturados em água. Cisalhamento horizontal recorrente gerado pelo choque é responsável pela produção de um excesso de pressão de fluidos nos poros do sedimento, tendo como consequência: **1.** liquefação e consequente deformação de estruturas sedimentares preexistentes; **2.** expulsão e/ou injeção de uma fase fluidificada em sedimentos adjacentes, gerando assim estruturas de deformação sinsedimentar.

Essa definição é baseada principalmente na definição de Montenat *et al.* (2007) para os sismitos *sensu stricto*, que possui alguns aspectos que a tornam mais interessante que a definição mais ampla de Vittori *et al.* (1991). Nesse sentido mais restrito do termo, para que uma estrutura seja considerada um sismo, ela deve: **1.** ser geneticamente ligada a um terremoto; **2.** ter se formado por processos de liquefação no sedimento ainda inconsolidado e **3.** ter sua formação praticamente instantânea em termos geológicos. Dessa forma, a identificação de uma estrutura de deformação como um sismo a reveste de uma maior utilidade como ferramenta para interpretação da história tectônica de uma bacia sedimentar, como discutiremos a seguir.

2.4.8.1 Caráter penecontemporâneo das estruturas de liquidificação

Liquidificação ocorre em sedimentos inconsolidados; mesmo um pequeno grau de litificação reduz drasticamente a suscetibilidade do sedimento à liquidificação. Dessa forma, sismos *sensu strictu* necessariamente se formam penecontemporaneamente à sedimentação, o que permite a datação de eventos tectônicos afetando uma bacia.

2.4.8.2 Estruturas de liquidificação como indicadoras da magnitude do abalo

Embora a liquidificação 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 1996; Obermeier *et al.* 2005, Joly & Lonergan 2002). 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 liquidificação:

Associação com a Escala Mercalli Modificada de Intensidade

Liquidificação 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 liquidificação danifique seriamente edificações. Assim, a utilização da Escala Mercalli pode permitir uma estimativa grosseira da intensidade do abalo.

Relação entre distância e magnitude

A maior distância na qual a liquidificação ocorre está relacionada à intensidade do sismo. A figura 54 mostra a relação entre a magnitude do abalo e o efeito de liquefação mais distante observado.

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 54

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 associar a ocorrência de sismos a determinadas zonas de falha, para a determinação da possível região do epicentro e para a estimativa da magnitude do terremoto. A partir da zonação da intensidade de deformação observada na Bacia do Benue Superior (Nigéria), Guiraud & Plaziat (1993) inferem que zonas de falha foram reativadas e estimam tentativamente a magnitude dos sismos desencadeadores da deformação.

Hilbert-Wolf *et al.* (2009) propõem uma escala semiquantitativa da intensidade do terremoto, baseada no mecanismo de deformação e nas estruturas geradas (figura 55). Os autores utilizam essa escala para a construção de mapas de isossistas aproximados para os eventos e, a partir daí, determinar uma magnitude mínima para o terremoto, utilizando a relação entre a distância em que foram observadas as estruturas e o epicentro inferido do terremoto. Embora a escala seja específica para as estruturas por eles descritas (laminação contorcida, estruturas de sobrecarga), os autores enfatizam a utilidade do mapeamento de sismos em detalhe para a determinação de epicentros de paleossismos e da magnitude do evento.

escala semi-quantitativa de intensidade de sismos					
	1	2	3	4	5
mecanismo	hidroplástico	hidroplástico / liquefação	liquefação	liquefação / fluidificação	fluidificação
resposta sedimentar	laminação convoluta (camadas < 50cm), dobras abertas	laminação convoluta (camadas > 50cm), dobras fechadas	estruturas em prato, pilares, ampla evidência de migração vertical de fluidos	migração vertical de fluidos, elutriação, camadas maciças, diques e sills	estruturas de sobrecarga em grande escala, estruturas tipo Rayleigh-Taylor, geração de laminações secundárias
intensidade					
estratificação preservada truncamento e transposição da estratificação					

Figura 55

Escala semiquantitativa de intensidade de sismos proposta por Hilber-Wolf *et al.* (2009) para os sismos da formação Wahweap (Neocretáceo do Utah); as cores de fundo correspondem aos mecanismos de deformação propostos por Lowe (vide figura 37, pág. 73).

Uma implicação importante da relação entre magnitude do terremoto e distância em que ocorre liqueficação inferida por Obermeier (1996b) é que, conforme notam Owen & Moretti (2010), terremotos infrequentes de alta magnitude podem produzir liqueficação em depósitos suscetíveis em toda uma bacia sedimentar. Isso dificulta a associação do sismo com falhas específicas que possam estar ativas durante a sedimentação, e também pode invalidar a associação de estruturas de deformação com impactos de meteoritos com base na extensão da deformação (um dos argumentos, embora não o único, utilizado por Simms [2003] para sugerir uma origem por impacto para deformações em sedimentos triássicos do Reino Unido). A figura 56 ilustra a relação entre o raio de liqueficação produzida por sismos de grande magnitude e as dimensões da Província Parnaíba.

Figura 56

Raio aproximado da maior distância de liquidação observada nos terremotos de New Madrid (em amarelo) e raio hipotético em que pode ocorrer liquidação para um terremoto de magnitude 9 (em vermelho), sobre o mapa geológico da Província Parnaíba (vide figura 4, pág.16). Raios dos círculos extrapolados a partir dos dados da figura 54.

2.4.8.3 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. Num trabalho pioneiro, Sims (1975) correlaciona 3 níveis de deformação no Lago Van Norman (artificial), na Califórnia, aos terremotos de 1930, 1952 e 1971, sugerindo a partir disso um método para a determinação de intervalos de recorrência a partir de perturbações em sedimentos lacustres. Sieh (1978) data depósitos orgânicos associados a falhas e estruturas de liquefação pelo método ^{14}C e estima o intervalo de recorrência de grandes abalos na região da Falha de San Andreas a partir do século VI d.C. Marco *et al.* (1996) utilizam a datação de sismitos em sedimentos lacustres do *Graben* do Mar Morto (método ^{230}Th - ^{234}U em aragonita) para estudar a atividade sísmica na região nos últimos 50.000 anos, obtendo um intervalo de recorrência de ~1.600 anos para terremotos de $M > 5,5$. estes últimos autores verificaram que os abalos tendem a se agrupar em períodos de 10.000 anos, com períodos quiescentes de duração similar intercalados.

2.4.8.4 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 (1993), 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 paleossimicidade pode funcionar como um marco temporal em escala de bacia.

2.4.8.5 Sismitos como indicadores de campos de paleotensões

Diques clásticos de injeção podem funcionar como indicadores do campo de paleotensões à época de sua formação. Segundo Jolly & Lonergan (2002), na maioria das bacias sedimentares, o esforço vertical (σ_v) é maior 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 perpendiculares 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 57).

Figura 57

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).

Os primeiros autores a descreverem diques clásticos na literatura já notam a tendência que estes muitas vezes têm de se apresentar em enxames de diques subparalelos. Lyell (1849) nota que algumas das fissuras preenchidas por sedimentos no terremoto de New Madrid são paralelas (o que também é notado por Fuller [1912]). Diller (1890) mede a orientação de cerca de 30 diques clásticos e associa 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. Peterson (1966), estudando 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) medem cerca de 350 diques nas Panoche Hills, Califórnia, e concluem que os diques formam um conjunto de fraturas conjugadas, relacionadas à direção do principal esforço compressivo regional. Winslow (1983) descreve enxames de diques clásticos intrudindo a capa de falhas inversas e perpendiculares à direção dessas falhas no sul do Chile. Huang (1988) nota que diques clásticos tem uma clara associação com sistemas de fraturas; a partir de uma análise estatística de um sistema de diques clásticos no sudeste da França, o autor reconstrói o padrão de tensões e deduz dois eventos tectônicos ocorrendo à época de formação dos diques. Beacom *et al.* (1999) utilizam diques clásticos de preenchimento e de injeção como indicadores do campo de paleotensões em um *rift* no noroeste da Escócia. Boehm & Moore (2002) 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) 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. Vétel & Cartwright (2010) 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.

No Brasil, Riccomini *et al.* (1992) mencionam uma orientação preferencial nordeste para um conjunto de cerca de 70 diques clásticos da Formação Corumbataí. Os diques clásticos dessa formação foram estudados em detalhe por Turra (2009), que 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).

Perinotto *et al.* (2008), porém, contestam essa interpretação e alegam que os diques clásticos possuem uma orientação aleatória, o paralelismo observado por Riccomini *et al.* (1992) e Turra (2009) sendo resultado de um “efeito de corte” (ou seja, as medidas seriam influenciadas pela orientação do

afloramento, com direções subparalelas a esta sendo mascaradas). Dessa forma, os autores atribuem a orientação dos diques a esforços confinantes localizados e com orientação variável. Deve-se notar, porém, que a falta de um tratamento estatístico das medidas no afloramento-chave descrito pelos autores torna difícil uma correta avaliação dessas alegações.

Paralelismo na orientação de diques clásticos, porém, 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, como descrito para o terremoto de 1964 no Alaska por Coulter & Migliaccio (1966). Obermeier (1996b) nota que os diques clásticos formados nos terremotos de New Madrid preenchem fissuras geradas por movimentos de espalhamento lateral, tendendo a ser paralelos à direção dos declives topográficos e escarpas. Diques clásticos em ambiente glacial e periglacial também tendem a mostrar paralelismo, como por exemplo os descritos por Fitzsimons & Colhoun (1989) e Le Heron & Etienne (2005). Dessa forma, uma consideração cuidadosa do ambiente deposicional em que os diques se formaram deve ser feita antes que a orientação dos mesmos possa ser utilizada como indicadora de um campo de paleotensões.

2.4.9 Outros agentes desencadeadores de deformação em sedimentos inconsolidados

Como mencionado no item 2.4.3, terremotos não são o único agente desencadeador de liquidação e deformação em sedimentos inconsolidados. A caracterização não ambígua de uma estrutura de deformação como sismito requer que outros possíveis agentes desencadeadores da liquidação sejam examinados e descartados. A seguir consideraremos em maior detalhe alguns dos agentes desencadeadores de deformação sinsedimentar.

2.4.9.1 Influxo de fluidos

Aumento da pressão da água nos poros do sedimento e consequente liquidação pode ser induzido por fluidos provindos de fontes externas ao sedimento; ou seja, o fluido responsável pelo aumento de pressão nos poros não é o fluido originalmente presente no sedimento, mas migra para este proveniente de outros pontos da bacia (Lonergan *et al.* 2000). Esses fluidos podem provir de:

- movimentos de águas artesianas ou de água expulsa de sedimentos subjacentes durante a consolidação (Owen 1987);
- ruptura de falhas que transectam regiões com excesso de pressão de fluidos, atuando como um conduto temporário para estes (Jonk 2010);

- transferência lateral de pressão de fluidos de partes mais profundas da bacia através de aquíferos longos e inclinados (Jonk 2010);
- migração de hidrocarbonetos através da bacia (Lonergan *et al.* 2000).

Grandes intrusões clásticas evidenciadas em seções sísmicas têm sido associadas a este último processo (Lonergan *et al.* 2000, Jolly & Lonergan 2002). Contudo, Jonk (2010) argumenta que a migração secundária de hidrocarbonetos é controlada por forças de fluviabilidade e capilaridade. Dessa forma as velocidades e volumes de fluido envolvidos seriam insuficientes para desencadear a fluidificação.

Huuse & Mickelson (2004) notam que, embora a migração de hidrocarbonetos possa desempenhar um papel na geração de excesso de pressão de fluidos, um agente desencadeador ainda é necessário para que ocorra a deformação, e especulam que um ou mais grandes terremotos possam ser esse agente. Jonk (2010) argumenta que processos “catastróficos” são necessários para criar os elevados gradientes de pressão envolvidos na geração de intrusões clásticas de grande porte, e propõe que uma combinação de processos (excesso de pressão gerado por choque sísmico, sobrecarga instantânea por movimentos de massa desencadeados pelo terremoto e ruptura de falhas) seja responsável pelas intrusões.

Excesso de pressão de fluidos induzido por fontes externas também pode ser causado por variações rápidas no nível de água. Por exemplo, Greb & Archer (2007) relatam o desenvolvimento de laminação convoluta e estruturas similares em depósitos de maré no Alasca, associadas ao excesso de pressão gerado pela rápida variação de marés ou pelo esforço cisalhante induzido por uma pororoca no estuário; tais estruturas se formam no decorrer de um único ciclo de marés.

2.4.9.2 Sobrecarga associada a processos deposicionais

Sedimentação rápida é um agente desencadeador de liquidação comum em sistemas do tipo areia-sobre-areia e areia-em-argila (Moretti & Sabato 2007); o efeito é especialmente pronunciado quando areia é depositada rapidamente sobre um substrato argiloso (Lowe 1975). Estruturas de deformação geradas por sedimentação rápida são particularmente comuns em sequências turbidíticas (*e. g.* Stromberg & Bluck 1998). Parize & Friès (2003) descrevem redes de diques e *sills* clásticos injetados de cima para baixo, geradas pelo preenchimento brusco de canais submarinos por fluxos turbidíticos de alta densidade.

Sobrecarga também pode ser induzida por escorregamentos. Liquidação produzida por escorregamentos é o mecanismo proposto por Strachan (2002) para a geração dos vulcões de areia e respectivos diques alimentadores em County Clare, Irlanda. Hiscott (1979) propõe escorregamentos como um possível agente gerador de injeções clásticas em folhelhos ordovicianos no Canadá (embora neste caso terremotos sejam considerados uma alternativa plausível para geração tanto dos escorregamentos como dos injectitos).

2.4.9.4 Glaciotectônica

Glaciotectônica é “a deformação estrutural do embasamento ou de massas de sedimento glacialmente induzida, como resultado direto do movimento da geleira ou por sobrecarga” (Aber & Ber 2007). Estruturas induzidas por ação glaciotectônica podem ser rúpteis (incluindo falhas normais ou inversas) ou dúcteis (incluindo deformação hidrolástica e liquidação do sedimento). A deformação glaciotectônica é em muitos aspectos análoga à produzida em regimes de tectônica de pele fina (Banham 1988). Dobras e falhas formadas por glaciotectonismo apresentam tipicamente vergência no mesmo sentido do movimento do gelo (embora também ocorram falhas antitéticas) (Aber & Ber 2007).

Vários tipos de intrusões de sedimentos inconsolidados ocorrem no ambiente subglacial, sendo comum a ocorrência de diques de injeção. Nesse tipo de ambiente, a intrusão ocorre tipicamente de cima para baixo, como resultado da sobrecarga exercida nos sedimentos inconsolidados sob a geleira (Jolly & Lonergan 2002; Le Heron & Etienne 2005).

Banham (1988) estabelece alguns critérios para estabelecer uma origem glaciotectônica para a deformação, na ausência de massas de gelo existentes ou historicamente documentadas:

- vergência das estruturas no sentido do movimento do gelo;
- ocorrência de “vazios” estratigráficos onde o gelo derreteu;
- associação temporal / espacial com tilitos e outros depósitos glaciogênicos;
- desenvolvimento imediatamente abaixo da superfície contemporânea do terreno;
- regularidade na orientação das estruturas e um sentido dominante de vergência;
- desenvolvimento do estilo de deformação e/ou intensidade desta progredindo lateralmente;
- ausência de evidência de outros agentes de deformação.

2.4.9.5 Ação de ondas

Ação de ondas pode induzir liquidação por três mecanismos diferentes (Alfaro *et al.* 2002):

1. sobrecarga (incluindo remobilização de sedimentos durante uma tempestade);
2. impacto direto da arrebentação de ondas;
3. esforço cíclico causado pela diferença de pressão entre cristas e calhas de um trem de ondas sucessivas.

Dalrymple (1979) descreve estruturas de deformação de pequeno porte formadas por ondas de bom tempo na Baía de Fundy, Canadá, e exclui terremotos como agente desencadeador pelo fato de nenhum ter sido registrado na região durante o período de observação. Molina *et al.* (1998) analisam

estruturas de sobrecarga na Bacia de Guadalquivir, Espanha, exclusivamente associadas a depósitos de tempestitos, e com base no ambiente deposicional propõem o esforço cíclico associado à passagem de ondas de tempestade como agente desencadeador.

2.4.9.6 *Tsunamis*

Tsunamis são ondas geradas por perturbações significativas da coluna d'água, causadas por terremotos, escorregamentos costeiros ou submarinos, erupções vulcânicas ou impactos de corpos celestes (Dawson & Stewart 2007). O pulso de pressão gerado pela passagem de *tsunamis* pode induzir a liquidação de sedimentos de fundo oceânico; esses sedimentos podem ser retrabalhados pelas correntes de fundo oscilantes, gerando espessos depósitos de pelitos homogêneos (*homogenitos*) (Cita *et al.* 1996).

Depósitos gerados por *tsunamis* (tsunamitos) se revestem de um interesse especial, por serem por si sós um possível registro de atividade tectônica na bacia sedimentar. Lamont (1936) é um pioneiro na identificação de possíveis depósitos de *tsunamis* e em associá-los a possível atividade sísmica contemporânea à sedimentação. O termo *tsunamito* é empregado pela primeira vez por Yamazaki *et al.* (1989).

Tappin (2007) identifica pelo menos seis grandes *tsunamis* nos últimos 150 anos, mas nota que são raros os tsunamitos identificados no registro geológico, e sugere como um possível motivo a identificação errônea de tsunamitos como outros tipos de depósitos. Como notam Dawson & Shi (2000), depósitos de *tsunamis* possuem grande variabilidade, podendo ser representados por uma simples lâmina de areia, o que torna difícil sua caracterização. A distinção entre depósitos de *tsunamis* e de tempestades é particularmente difícil.

2.4.9.7 Impactos

Define-se “impacto” como o choque de dois corpos celestes a velocidades próximas da velocidade cósmica, causando a propagação de uma onda de choque em ambos (Stöffler & Grieve 2003). Ondas de choque são ondas de compressão com transporte de material (ao contrário de ondas sísmicas, onde isso não ocorre), propagando-se a velocidades supersônicas em gases, líquidos ou sólidos (Stöffler & Grieve 2003).

Impactos podem produzir liquidação e deformação de sedimentos em grande escala e em áreas extensas. Simms (2003) identifica um nível de sismitos de 2 a 4m de espessura e extensa distribuição

em área, por ele considerado como produzido por um evento de magnitude superior a 10, o que excluiria a possibilidade de uma origem terrestre. Extensa liquidação produzida por impacto também tem sido aventada para explicar estruturas observadas em Marte, como as planícies intercrateras nas terras altas do hemisfério sul (Clifford 1997) e os mantos de ejetos com estrutura em camadas de crateras situadas nas terras baixas ao norte da assim chamada linha de dicotomia. Montes cônicos e domos encontrados nas mesmas áreas são interpretados como possíveis vulcões de lama (Komatsu *et al.* 2007).

A distinção entre estruturas de liquidação geradas por impacto e sismitos pode ser difícil. Alvarez *et al.* (1998) sugerem uma origem por impacto para estruturas de deformação de grande porte em arenitos no sudeste de Utah, EUA, dada sua possível associação com o Upheaval Dome, que pode corresponder a uma cratera de impacto próxima. No entanto, para Netoff (2002) e Huuse *et al.* (2005) essa associação é duvidosa, considerando terremotos como o agente desencadeador mais provável. Neste caso, cabe notar que a escala das estruturas (alguns *pipes* têm diâmetros de dezenas de metros e mais de uma centena de metros na vertical) e sua extensão em área (cerca de 20.000km²) é inusitada para estruturas geradas por terremotos, o que teria implicações importantes para estudos de paleossismicidade.

Um possível critério para a identificação de deformação gerada por impacto é a evidência de uma intensidade de deformação maior que a observada em sismitos. Sturkell & Ormö (1997), por exemplo, descrevem injeções clásticas associadas à estrutura de impacto de Lockne (Suécia), que incluem clastos de rochas cristalinas e de sedimentos litificados, e separação de estratos e subsequente injeção de *sills* clásticos ao longo dos planos de acamamento, associados à passagem da onda de choque. Critérios mais seguros são a relação geométrica e espacial da deformação com estruturas de impacto e a presença de feições diagnósticas de metamorfismo de choque, como *shatter cones* e feições de deformação planar em grãos de quartzo.

2.4.9.8 Bioturbação

Pisoteamento de sedimentos saturados em água por grandes tetrápodes é também um possível agente desencadeador de liquidação. Eberth *et al.* (2010) descrevem poços de sedimentos liquefeitos que atuaram como armadilhas para pequenos terópodes, e atribuem a formação desses poços à liquefação localizada induzida pelo pisoteamento por grande saurópodes. Seiler & Chan (2008) descrevem uma superfície pisoteada por dinossauros no Arenito Navajo (Jurássico), cobrindo uma superfície de cerca de 3000m², e consideram esse pisoteamento como um possível mecanismo de formação de laminações convolutas nesses arenitos. Porém, os autores notam que deformação causada por pisoteamento ocorre numa escala menor e de forma mais localizada que outras deformações sinsedimentares observadas nos mesmos depósitos (vide, por exemplo, Horowitz 1982 e Bryant & Miall 2010).

2.4.10 Identificando sismitos: problemas e critérios

Estruturas de deformação sinsedimentar que podem ser interpretadas como sismitos podem também ser formadas por processos não-sísmicos. Por exemplo, as estruturas descritas por Greb & Archer (2007) têm sido tradicionalmente associadas ao terremoto de Alaska de 1964. Os autores notam que, se tais estruturas forem encontradas no futuro em afloramentos isolados espalhados por uma grande área onde há registro de terremotos históricos de grande magnitude, serão provavelmente interpretadas como sismitos (embora o agente desencadeador da deformação tenha sido excesso de pressão gerado por variação de maré).

Jolly & Lonergan (2002) reconhecem que há uma tendência crescente na literatura no sentido de se considerar terremotos como o agente desencadeador da liquidação. No entanto, ao examinar a liquidação observada em terremotos recentes, os autores tecem algumas considerações interessantes de serem ressaltadas:

1. Estudos de terremotos recentes mostram que areias saturadas próximas à superfície produzem estruturas de liquidação a distâncias de até algumas centenas de quilômetros do epicentro, mas a liquidação é em geral restrita a sedimentos holocênicos rasos e saturados em água, aterros arenosos pouco compactados e, em casos mais raros, areias pleistocênicas.

2. Embora estruturas de liquidação possam se formar em terremotos de magnitude 5, só se tornam comuns a partir da magnitude 5,5-6. Os autores concluem que, se a distribuição de terremotos atuais for considerada representativa do tempo geológico, a liquidação só irá ser comum em bacias muito ativas tectonicamente ou em margens de placa.

Embora as objeções de Jolly & Lonergan (2002) sejam sem dúvida válidas enquanto alerta geral sobre o risco de se interpretar erroneamente estruturas de deformação sinsedimentar, cabe também discordar em parte das considerações acima mencionadas:

1. a objeção dos autores é algo tautológica (“liquidação associada a terremotos ocorre apenas em sedimentos passíveis de liquidação”) e, como os próprios autores observam, as observações em terremotos modernos apresentam um significativo viés, já que descrições de liquidação recente ou histórica associada a terremotos estão praticamente restritas a ambientes continentais e costeiros.

2. Como discutido no item 2.3 (sismicidade intraplaca), observações de terremotos recentes mostram que terremotos intraplaca, embora incomuns, ocorrem com razoável frequência e afetam áreas significativas. Para efeito de comparação, a figura 58 mostra a área passível de sofrer liquidação associada a dois terremotos de magnitudes quase idênticas e próximos à costa, os terremotos de Charleston (1886) e San Francisco (1906). Extrapolando a tendência de terremotos históricos para o tempo geológico, é de se esperar que sismitos estejam presentes em sequências sedimentares depositadas em regiões estáveis, como sinéclises intracratônicas, mesmo que esses registros possam ser esporádicos e pouco comuns.

Figura 58

Área passível de sofrer liqueficação associada ao terremoto de Charleston, 1886 (A) e ao terremoto de San Francisco, 1906 (B). Note-se que o primeiro (embora ocorra numa área tectonicamente estável) tem o potencial de deixar registro em uma área muito maior. Desenho a partir dos mapas de isossistas de Stover & Coffman (1993), considerando-se que a liqueficação corre em intensidades superiores a VII, como sugerido por Obermeier (1996b); vide também as figuras 34 e 35 (pág. 68-69).

Moretti *et al.* (1999) reproduziram em laboratório o efeito de ondas sísmicas sobre sedimentos inconsolidados e obtiveram estruturas similares às descritas como sismitos na literatura. Os autores notam, no entanto que apenas a morfologia das estruturas não basta para indicar sua origem sísmica, visto que processos não-sísmicos podem gerar estruturas similares. Apenas de posse de outros dados de campo que indicam atividade sísmica sinsedimentar é que se pode afirmar que um terremoto foi o mecanismo gerador. Os autores observam ainda em seus experimentos que em alguns casos mesmo a liquefação completa do sedimento não deixou nenhuma estrutura visível, o que limitaria a utilidade do uso dessas estruturas para a estimativa de intervalos de recorrência de terremotos.

Diversos autores propuseram conjuntos de critérios para determinar se uma dada estrutura de deformação sinsedimentar foi ou não originada por abalos sísmicos. A figura 59 sumariza os critérios propostos por Sims (1975), Obermeier (1996b), Rossetti (1999), Jones & Omoto (2000), Wheeler (2002) e Owen & Moretti (2010).

Sims (1975)	Obermeier (1996b)	Rossetti (1999)	Jones & Omoto (2000)		Wheeler (2002)		Owen & Moretti (2010)	
			relevantes para a identificação do agente desencadeador	relevantes para a identificação do mecanismo de deformação	teste / observação crítica	limitações	critério	comentário
as zonas com estruturas contém feições internas que são compatíveis com liquefação de pelo menos parte das mesmas	as características das estruturas devem ser consistentes com a origem a partir de um abalo sísmico (evidência de uma força hidráulica voltada para cima aplicada de forma súbita e com curta duração)				formação súbita: estruturas formadas mais subitamente (e mais violentamente) que alternativas não sísmicas.	pode não ser possível excluir algumas alternativas não-sísmicas sem evidência adicional		
estruturas similares às geradas por terremotos históricos ou experimentalmente	as características devem ser compatíveis com as observadas em terremotos históricos em ambientes similares; é desejável que haja mais de um tipo de estrutura	as estruturas descritas são similares a estruturas sísmicamente induzidas descritas na literatura		similaridade com estruturas descritas na literatura	tamanho: estruturas não podem ser maiores que estruturas similares formadas em terremotos históricos	tamanhos máximos desconhecidos; não permite excluir uma origem por terremotos para estruturas pequenas	morfologia comparável a estruturas descritas na literatura	experimentos mostram que a morfologia é condicionada pelo estado inicial do sedimento, pelo sistema de forças atuante e pelo mecanismo de deformação, e não pelo agente desencadeador
não há evidência de influência de declives ou de escorregamentos	forças hidráulicas subitamente aplicadas e de curta duração não devem ser esperadas, exceto durante um terremoto; origem artesiana ou por escorregamento não-sísmico deve ser descartada	as camadas são horizontais, sem evidência de escorregamentos na área estudada ou próximo a ela que possam ser responsáveis pela deformação	ausência de evidência de outros agentes desencadeadores em potencial					
			evidência relativa a outros agentes desencadeadores ocorre associada a sedimentos não deformados		ambiente tectônico: choque sísmico forte o suficiente para formar a estrutura ocorre com mais frequência que alternativas não-sísmicas em ambientes análogos			
			ambiente sedimentar					
	Estruturas similares devem ocorrer em várias localidades, em ambientes geológicos e condições hidrogeológicas similares; a distribuição deve ser consistente com o padrão de choque de um terremoto							
					distribuição zonada: indicadores da força do choque decrescem para fora a partir de uma área central	não pode por si só excluir uma origem a partir de terremotos	zonação da complexidade relacionada à distância da falha	é um bom critério, mas requer dados bem correlacionados em escala de bacia, e não se aplica a afloramentos individuais
estruturas confinadas a um único horizonte estratigráfico	A idade das estruturas deve apoiar a interpretação de que elas foram formadas em um ou mais episódios discretos e curtos que afetaram uma grande área e que os episódios foram separados por períodos relativamente longos	estruturas confinadas a horizontes estratigráficos separados por estratos não deformados						
estruturas correlacionáveis em grandes áreas dentro da bacia		estruturas correlacionáveis em distâncias de alguns quilômetros	extensão das unidades deformadas	distribuição restrita a um único intervalo estratigráfico (< 1m de espessura), não necessariamente correlacionável numa grande área	sincronicidade: estruturas próximas do mesmo tipo formadas num intervalo de tempo não distinguível em relação uma à outra	pode não ser possível excluir algumas alternativas não-sísmicas; a datação e a correlação podem não ter resolução suficiente para distinguir estruturas síncronas de quase-síncronas	grande extensão lateral ou em área e grande continuidade lateral	pode ser utilizado como critério para excluir um terremoto como agente desencadeador, mas outros agentes também afetam grandes áreas
sedimentos lacustres potencialmente liquidificáveis estão presentes			composição do sedimento					
a área de estudos está numa região sísmicamente ativa, onde são esperados terremotos de intensidade VI (MMI) ou mais		as estruturas ocorrem numa bacia sísmicamente ativa, com deposição próxima a uma grande zona de falha					proximidade de falhas provavelmente ativas durante a sedimentação	a associação de uma estrutura de deformação com uma falha não mostra uma relação de causalidade, e portanto o critério não exclui um agente desencadeador não sísmico
		há recorrência de eventos sísmicos, como é típico em áreas sísmicamente ativas					repetição vertical mostra eventos recorrentes	recorrência também pode ocorrer com outros agentes desencadeadores

Figura 59

Critérios para identificação de sismitos segundo Sims (1975), Obermeier (1996b), Rossetti (1999), Jones & Omoto (2000), Wheeler (2002) e Owen & Moretti (2010). Critérios equivalentes foram colocados numa mesma linha

Owen & Moretti (2010), 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 determinar se o agente desencadeador está ligado aos processos e padrões de sedimentação (*agentes autogênicos* - a maioria dos agentes não-sísmicos) ou se a deformação foi desencadeada por um agente externo (*agentes alogênicos* - principalmente sismos). A metodologia recomendada pelos autores para a determinação do agente desencadeador da deformação é sintetizada na figura 60.

Figura 60

Metodologia recomendada por Owen & Moretti (2010) para a interpretação do agente desencadeador de deformações sinsedimentares.

3 Materiais e métodos

3.1 Trabalhos preliminares - análise de produtos de sensores remotos

Como etapa preliminar aos trabalhos de campo, foi efetuada uma análise qualitativa de imagens de radar orbital da Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) e imagens Landsat-TM.

O principal objetivo da análise de produtos de sensores remotos foi a identificação dos lineamentos mais importantes ocorrentes na área de estudo. Para tanto, foram utilizadas principalmente imagens SRTM, analisadas mediante o emprego do *software* Global Mapper (versão 11.0). As imagens foram estudadas com iluminação rasante (1°) e sobrelevação de 3.4 x, variando-se o ângulo de incidência da iluminação de forma a melhor destacar feições lineares existentes. A figura 61 ilustra o efeito da variação da iluminação em um trecho da área estudada.

Figura 61

Efeito da variação da direção de incidência da iluminação em imagens SRTM da área estudada. **A.** com uma iluminação incidente de uma direção aproximadamente perpendicular (315°) as falhas que compõem o Lineamento Transbrasiliano (LTB) se mostram como feições lineares destacadas. **B.** com uma direção de iluminação aproximadamente paralela (045°), as falhas que compõem o LTB quase não são visíveis.

Como complemento às imagens SRTM, foram também analisadas imagens Landsat-TM, empregando-se o *software* NASA-Worldwind (versão 1.4). Este *software* possibilita uma visualização simples e rápida de imagens Landsat, permite a escolha entre diferentes combinações de bandas e incorpora também um modelo digital de terreno a partir dos dados SRTM, o que permite a visualização das imagens em 3 dimensões, e a variação da sobrelevação e da incidência da iluminação. A figura 62 mostra um exemplo de imagem obtida com o uso do *software* NASA-Worldwind.

Figura 62

Exemplo de imagem gerada pelo software NASA-Worldwind. Imagem Landsat-TM (combinação 5R 4G 2B) da região entre Ponte Alta do Tocantins e a Serra do Jalapão. Vista em perspectiva com direção aproximada N80E e iluminação incidindo a partir de N45W; sobrelevação do terreno de 5x. Duas das falhas que compõem o Lineamento Transbrasiliano são claramente visíveis nesta imagem (setas amarelas)

Um objetivo secundário da análise de imagens de satélite foi o planejamento das atividades de campo. A malha viária da região estudada é pouco densa, notadamente na região conhecida como Jalapão. A identificação prévia das rodovias e principais estradas vicinais foi importante para o planejamento das atividades, numa região em que os deslocamentos diários comumente são superiores a 100km. Nesse sentido, o *software* Google Earth foi particularmente útil, por fornecer imagens atualizadas e de alta resolução. Foram confeccionados mosaicos em tamanho A0 e escala 1: 50.000 a partir das imagens do Google Earth para auxílio à orientação durante os trabalhos de campo.

Outro aspecto que foi considerado durante o preparo dos trabalhos de campo foi a escassez de afloramentos na região do Jalapão (à exceção das escarpas das chapadas, que são de difícil acesso). Neste sentido, as imagens Landsat Geocover 2000, fornecidas pelo software NASA-Worldwind, foram particularmente úteis. Essas imagens usam uma combinação de bandas 7R 4G 2B com resolução de 15m. Nessa combinação de bandas, áreas de solo exposto aparecem em tons róseos, e áreas de rocha exposta em tons arroxeados. O uso dessas imagens permitiu a identificação prévia de áreas de rocha aflorante na região da Serra do Jalapão, como mostra a figura 63.

Figura 63

Imagem Landsat-TM (combinação 7R 4G 2B) obtida com o software NASA-Worldwind, mostrando a área da Serra do Jalapão. Áreas em tons arroxeados mais intensos correspondem a possíveis áreas de rocha exposta, o que foi confirmado durante os trabalhos de campo (afloramentos LTB-013 e LTB-014).

3.2 Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo foram realizados em dezembro de 2008, com a participação do mestrando, do orientador Prof. Dr. Claudio Riccomini e do Prof Dr. Carlos Henrique Grohmann de Carvalho, ambos do Instituto de Geociências da USP. Os trabalhos de campo se concentraram em afloramentos situados ao longo das falhas que compõem o Lineamento Transbrasiliiano, sendo também descritos afloramentos ao longo da TO-030 no trecho entre São Félix do Jalapão e Novo Acordo. Além disso, foram descritos também afloramentos na região da Serra de Monte do Carmo, com o intuito de observar relações de contato entre as rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e o embasamento cristalino. Foram descritos 32 afloramentos (LTB-001 a LTB-014 e LTB-016 a LTB-032; o local LTB-015 corresponde a uma área em que foram efetuadas fotos da geomorfologia característica da região do Jalapão). A figura 64 mostra o mapa de afloramentos descritos.

Figura 64

Mapa de afloramentos descritos na área estudada. Desenho sobre modelo digital de terreno sombreado obtido a partir de imagens SRTM.

A ênfase dos trabalhos de campo foi na documentação e descrição de estruturas de deformação sinsedimentar, em especial àquelas que podem ser utilizadas como indicadoras de campos de paleotensões à época da deposição do sedimento (por exemplo, diques clásticos). Especial atenção foi dada à obtenção de dados pareados de planos e estrias de falhas sinsedimentares, embora isso só tenha sido possível em poucos locais.

Também foram medidas estruturas de deformação pós-sedimentar, como juntas, falhas e eixos e planos de dobras. A análise desses dados estruturais, porém, foge ao escopo da presente dissertação, e será efetuada em trabalhos futuros.

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

Especial cuidado foi dedicado à documentação fotográfica dos afloramentos e das estruturas, tanto pós como sinsedimentares. Os afloramentos maiores foram fotografados com vistas à confecção de fotomosaicos.

3.3 Trabalhos de escritório

3.3.1 Descrição das estruturas de deformação sinsedimentar

A descrição das estruturas de deformação sinsedimentar foi feita a partir do desenho interpretativo destas. Numa primeira etapa, foram confeccionados fotomosaicos dos afloramentos LTB-006, LTB-010 e LTB-033, em escala 1:10, mediante o uso do *software* PanaVue ImageAssembler (versão 2.12a). As fotos que compõem os fotomosaicos foram numa primeira etapa recortadas para reduzir a área de sobreposição e a montagem dos fotomosaicos foi feita manualmente, para garantir uma melhor continuidade e nitidez das feições de interesse.

Numa segunda etapa, foram efetuados desenhos interpretativos em detalhe sobre os fotomosaicos e fotos isoladas de estruturas de deformação sinsedimentar, mediante o uso do *software* CorelDraw (versão X13). No caso dos fotomosaicos foram plotadas também a localização de eventuais medidas de estruturas e a localização das fotos de detalhe. O desenho em detalhe das estruturas (aliado às observações feitas em campo) forneceu subsídios para uma melhor caracterização das estruturas de deformação sinsedimentar.

3.3.2 Análise dos dados estruturais

Os dados estruturais foram tratados e analisados empregando-se o programa Stereo32, a versão de uso livre do qual é disponível no *site* <<http://www.ruhr-uni-bochum.de/hardrock/downloads.html>>. Foram tratados os dados de orientação de diques clásticos, eixos de dobras, falhas e dados pareados de planos de falhas e estrias. Para cada conjunto de dados, foram confeccionados diagramas planares e em roseta das estruturas. Para conjuntos de dados mais significativos (acima de 10 medidas) foram confeccionados também diagramas de isofrequência. Diagramas planares e de isofrequência foram plotados em redes de Schmidt-Lambert (hemisfério inferior).

3.4 Caracterização e interpretação de estruturas de deformação sinsedimentar

O principal objetivo da caracterização das estruturas de deformação sinsedimentar a que a presente dissertação se propõe é a distinção entre estruturas autogênicas (isto é, aquelas geradas por agentes diretamente relacionados ao processo sedimentar, em geral não sísmicos) e estruturas alogênicas (isto é, aquelas geradas por agentes desencadeadores externos, em geral sísmicos - definições por Owen & Moretti [2010]).

Como já discutido no item 2.4.3 (vide *supra*, pág. 77), a descrição e caracterização das estruturas de deformação sinsedimentar foi feita seguindo os critérios propostos por Van Loon (2009), no que diz respeito ao comportamento mecânico e tamanho das estruturas e tempo de deformação (vide figura 41, pág. 78). Na descrição das estruturas realizadas a seguir, para cada uma das unidades litoestratigráficas abordadas será efetuada uma sinopse das estruturas encontradas, seguindo os critérios supramencionados.

A interpretação de uma estrutura como alogênica, e portanto como possível sismo é mais complexa. Foi efetuada uma extensa revisão bibliográfica sobre sismos e temas relacionados (principalmente outros processos de deformação sinsedimentar, discutidos no item 2.4.9). Diversos autores propõem conjuntos de critérios para caracterização de estruturas de deformação sinsedimentar (um sumário é apresentado na figura 59, pág. 117).

É importante notar, porém, que Owen & Moretti (2010) questionam a validade do emprego de conjuntos de critérios para a caracterização de sismos, argumentando que os critérios propostos não são diagnósticos ou não são aplicáveis em afloramentos isolados (*supra*, pág. 118). A metodologia proposta pelos autores é certamente válida, e deverá ser considerada em trabalhos futuros; porém, o artigo em tela é bastante recente e, por conseguinte, chega tarde demais para emprego na presente dissertação.

A figura 65 mostra os critérios adotados na presente dissertação para a caracterização de uma estrutura de deformação sinsedimentar como sismo, com base na revisão bibliográfica efetuado e nos conjuntos de critérios propostos por diversos autores.

1. Mecanismo de deformação: a estrutura deve ser gerada por liquidificação
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 65

Critérios adotados na presente dissertação para a caracterização de uma estrutura de deformação sinsedimentar como sismo; os critérios estão organizados grosso modo em ordem decrescente de importância.

A aplicação prática destes critérios é complexa, e exige entre outras coisas uma boa dose de bom senso. O critério 1 (liquidificação como mecanismo de deformação) é uma condição *sine qua non* para que a estrutura seja considerada um sismo, na definição de Montenat *et al.* (2007), mas não exclui a possibilidade de que estruturas formadas por outros mecanismos (como deformação hidroplástica) também tenham um terremoto como agente desencadeador. O critério 3 (relação com falhas), embora diagnóstico, exige um bom controle estratigráfico e estrutural e é difícil de aplicar a afloramentos isolados. O critério 4

(continuidade lateral), embora tenha grande peso, não é totalmente diagnóstico, pois como notam Owen & Moretti (2010) outros processos podem gerar liquidificação em áreas extensas (notadamente impacto de meteoritos). Os critérios 6, 7 e 8 têm pouco peso, pois estruturas similares podem ser geradas por diversos agentes desencadeadores, agentes não-sísmicos podem gerar mais de um tipo de estrutura e diversos processos sedimentares podem gerar recorrência na liquidificação (Owen & Moretti 2010).

No entanto, a combinação por exemplo do critério 8 e do critério 4 (ou seja, estruturas confinadas a um único horizonte com grande distribuição lateral e recorrência de eventos) praticamente exclui qualquer outro agente desencadeador que não seja sísmico. Dessa forma, na caracterização de sismitos segundo os critérios propostos acima, deve-se sempre atribuir um peso maior a uma combinação de critérios que indiquem um agente desencadeador sísmico; deve-se também atribuir-se um grande peso ao critério 2, ou seja, a eliminação da possibilidade de outros agentes desencadeadores, mediante a análise cuidadosa das características do sedimento e do ambiente sedimentar (embora nem sempre isso seja simples, como será discutido no item 5).

4 Apresentação dos resultados

4.1 Análise de imagens SRTM e de satélite

A análise de imagens SRTM mostra que as principais estruturas lineares presentes na área estudada estão associadas ao Lineamento Transbrasiliano (figura 66). Na porção nordeste da área, o lineamento é constituído por uma estrutura linear bem definida, a Falha de Lizarda; esta é marcada por uma proeminente escarpa retilínea, com desníveis da ordem de 50-100m e algo recuada em relação ao traço da falha. Esta escarpa recebe os nomes locais de Serra do Jalapão, Serra Cilezé e Serra da Prata (figura 67).

A partir da terminação sudoeste da Serra do Jalapão, o Lineamento Transbrasiliano se ramifica em três falhas principais. O ramo central, que corresponde à continuação para sudoeste da Falha de Lizarda, recebe o nome local de Falha de Ponte Alta do Norte (assim denominada por Cunha [1986], embora o nome da cidade tenha sido mudado para Ponte Alta do Tocantins). Dois outros ramos se abrem a noroeste e a sudoeste desta falha (figura 66).

No oeste da área, o Rio das Balsas apresenta alguns trechos bastante retilíneos, todos com orientação NNW-SSE; o Rio do Sono, a partir de sua confluência com o Rio das Balsas, também segue a mesma orientação. Esses trechos retilíneos apresentam-se escalonados, sugerindo que tenha ocorrido deformação de uma estrutura linear por eventos posteriores. Ao conjunto dessas estruturas retilíneas dá-se aqui informalmente o nome de “lineamento do Rio das Balsas” (note-se que este Rio das Balsas, afluente do Rio do Sono, não é o mesmo que empresta seu nome ao Grupo Balsas, que é um afluente do Rio Parnaíba). A direção desse lineamento é aproximadamente a mesma de um sistema de falhas no sudoeste da Província Parnaíba (vide figura 24, pag. 52) e de uma importante anomalia gravimétrica subjacente ao oeste desta província (figura 27, pag 57).

No extremo sudeste da área, ocorre ainda uma estrutura linear que parece ser a continuação a sudoeste do Lineamento de Senador Pompeu (figura 66). Estruturas lineares paralelas com aproximadamente a mesma orientação deste lineamento ocorrem fora da área estudada, a nordeste, e parecem estar relacionadas às efusivas básicas da Formação Mosquito.

Principais estruturas lineares na área estudada. Modelo digital de relevo a partir de imagens SRTM, sobrelevação de 3.4x e iluminação de N315° com inclinação de 1°.

Figura 67

A. Falha de Lizarda, em imagens Landsat-TM obtidas com o Software NASA-Worldwind (combinação 5R 4G 2B) . **A.** Vista em perspectiva no rumo S25E, com iluminação incidente de S45W e sobrelevação do terreno de 5x. Note-se o caráter retilinear da escarpa. **B.** Vista frontal no rumo S45E, iluminação de N45W e sobrelevação do terreno de 5x.

4.2 Estruturas de deformação sinsedimentar

Estruturas de deformação sinsedimentar foram encontradas em seis localidades, correspondendo a cinco diferentes unidades litoestratigráficas. Quatro dessas localidades (afloramentos LTB-006, LTB-010/011, LTB-013 e LTB-014) se encontram próximas ao Lineamento Transbrasiliano, e um próxima ao lineamento do Rio das Balsas (afloramento LTB-033) (figura 68). A seguir, descreveremos as estruturas que ocorrem em cada uma dessas localidades, seguindo a ordem de empilhamento estratigráfico das unidades.

Figura 68

Mapa de estruturas de deformação sinsedimentar na área estudada.

4.2.1 Formação Pimenteiras

Estruturas de deformação sinsedimentar na Formação Pimenteiras foram observadas no afloramento LTB-033, situado num corte da rodovia TO-020, a cerca de 500m do trevo de acesso à cidade de Novo Acordo (TO) (figura 69).

Figura 69

Mapa de localização do afloramento LTB-033. Desenho sobre mosaico de imagens LANDSAT 7 em cor verdadeira (R3 G2 B1) com sombreamento de relevo (iluminação de ENE e exagero vertical de 10x), obtido com o software NASA/Worldwind 1.4.

Neste afloramento, ocorrem siltitos e argilitos laminados com intercalações decimétricas de arenitos finos, recobrimdo arenitos finos em camadas de até 0,5m, pertencentes à Formação Pimenteiras. Sobrepostos a estes, ocorrem arenitos finos muito alterados, com estratificação plano-paralela, pertencentes à Formação Cabeças. A figura 70 mostra uma coluna estratigráfica esquemática do afloramento.

Figura 70

Coluna estratigráfica esquemática do afloramento LTB-033.

A figura 71 mostra um fotomosaico do afloramento, com a respectiva interpretação e localização das figuras de detalhe e medidas efetuadas.

Figura 71 (continuação)

Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-033 (escala 1: 80).

Figura 71 (continuação)
Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-033 (escala 1: 80).

Figura 71 (continuação)

Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-033 (escala 1: 80).

Figura 71 (continuação)
Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-033 (escala 1: 80).

Figura 71 (continuação)
Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-033 (escala 1: 80).

Figura 71 (continuação)

Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-033 (escala 1: 80).

Próximo ao contato superior com a Formação Cabeças, os argilitos e siltitos laminados com intercalações de arenitos finos (número 2 na coluna da figura 70) mostram-se intensamente deformados por dobras de porte métrico, de padrão irregular e planos axiais mergulhando para nordeste e para sudoeste (figuras 72 e 73).; Algumas antiformas apresentam flancos e/ou superfícies axiais rompidos por falhas inversas (figura 74).

A análise estatística dos planos axiais mostra duas orientações preferenciais para os planos axiais: uma principal, em torno de N45W-S45E, e uma secundária em torno de N10W-S10E (figura 75).

Figura 72

Fotomosaico mostrando uma imagem panorâmica das dobras na sucessão de argilitos e siltitos laminados com intercalações de arenitos finos do afloramento LTB-033; as mesmas dobras são mostradas em maior detalhe na figura 73. A altura do automóvel usado para escala é de 1,77m e a distorção observada em direção às laterais da figura é um efeito de perspectiva gerado pelo *software* usado na montagem do panorama.

Figura 73

Vista em maior detalhe das dobras da figura 72. Notar o padrão irregular das dobras, os planos axiais mergulhando em sentidos diversos e as camadas de arenito fino (hachurado) descontínuas e rompidas. Um possível plano de ruptura num dos flancos de dobra é indicado pela linha vermelha tracejada. A altura do automóvel é de 1,77m.

Figura 74

Dobras com rupturas de flancos e superfícies axiais. **A.** As mesmas dobras das figuras 72 e 73 vistas no corte do lado oposto da estrada. Uma possível ruptura de flanco é indicada pela linha vermelha tracejada (note-se que não é a mesma ruptura indicada na figura 73). **B.** Antiforme com flanco e plano axial rompidos por falhas inversas. Os martelos medem cerca de 30cm.

Figura 75

Diagrama planar (A), de isofrequências (B) e em roseta (C) para os planos axiais das dobras do afloramento LTB-033; 11 medidas. A, B = diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

Intrusivos nos pelitos laminados e arenitos dobrados ocorrem também corpos em forma de cunha de arenitos em camadas de até 0,5 m com intercalações decimétricas de pelitos, correspondentes aos arenitos aflorantes na porção mais inferior do corte (número 1 na coluna estratigráfica da figura 70). Os arenitos acham-se embutidos por falhas inversas e mostram alguma deformação interna (figura 76). Algumas das superfícies de falha estão ressaltadas por couraças ferruginosas botrioidais. Sob essas couraças, ocorrem corpos de arenito de aspecto homogêneo, sugerindo terem sido sujeitos a liquefação (figura 77). Falhas normais com rejeito da ordem de 10cm ocorrem dentro das cunhas de arenito embutidas no pacote superior, mostrando-se algo deformadas (figura 76).

As rupturas de flancos e superfícies axiais de dobras indicam que as dobras e as cunhas de arenito foram formadas numa mesma fase de deformação compressiva, configurando uma estrutura tipo *pop-up*. As falhas normais deformadas dentro dos corpos cuneiformes de arenito sugerem a possibilidade de uma fase de deformação distensional anterior à deformação compressiva.

Figura 76

A. Corpo cuneiforme de arenitos (1) embutido por falhas inversas nos pelitos dobrados; subjacentes às falhas inversas, ocorrem corpos de arenitos homogêneos (2). **B.** Detalhe mostrando falha normal deformada dentro da cunha de arenito.

Figura 77

Fotomosaico mostrando a relação entre os corpos cuneiformes de arenito (1) e as dobras sinsedimentares (2). A falha inversa que delimita o corpo cuneiforme (linha vermelha) é ressaltada por uma couraça ferruginosa botrioidal (3); subjacente a esta, ocorre um corpo de arenito homogêneo, sugerindo liquefação (4). O martelo mede cerca de 30cm.

No rumo nordeste, a intensidade da deformação diminui, e o caráter das estruturas muda de predominantemente dúctil para rúptil. Neste trecho do afloramento ocorre um sistema complexo de falhas sinsedimentares. Ao menos duas gerações de falhas podem ser identificadas, a mais antiga das quais de caráter inverso, evidenciado tanto pelo deslocamento das camadas quanto por dobras de arrasto associadas a algumas falhas (figuras 78 e 79). Os rejeitos verticais destas falhas variam entre 7 e 40cm.

Um sistema de falhas normais, também sinsedimentares, corta as falhas inversas descritas acima; a relação de corte entre os dois sistemas é mostrada na figura 79. Os rejeitos verticais das falhas normais variam entre 1 e 25cm.

Figura 78

Falhas normais e inversas, mostrando a complexidade de relações entre elas; observam-se também dobras de arrasto associadas às falhas inversas (1). Note-se que nesta figura e na figura 79 algumas falhas não cortam todo o pacote de sedimentos, sugerindo o caráter sinsedimentar. O martelo mede cerca de 25cm.

Figura 79

A. Falhas normais e inversas, mostrando a relação de corte entre os sistemas e o caráter sinsedimentar. **B.** Detalhe da relação de corte entre as falhas, com a falha inversa sendo deslocada pela falha normal. O martelo mede cerca de 30cm.

A análise das superfícies axiais das falhas inversas mostra orientações entre E-W e NNW-SSE, mergulhando predominantemente para SW. Dados pareados de superfícies e estrias indicam uma direção de esforço compressivo máximo aproximadamente N-S (figura 80). A orientação dos planos de falha em relação ao esforço principal de encurtamento máximo, bem como a tendência dos planos a se juntarem em profundidade sugerem que as falhas inversas configuram estruturas-em-flor positivas, com um componente transpressivo dextral.

As falhas normais (figura 81) apresentam orientação menos consistente que as inversas. Embora a maioria dos planos tenda a ter orientação similar às falhas inversas (como pode-se observar no diagrama em roseta), há um número significativo delas com direção aproximada N-S. Os diagramas planar e de isofrequências indicam também que os mergulhos dos planos apresentam maior variação e que, embora a maioria dessas falhas normais mergulhe para SW, uma quantidade significativa destes mergulha para NE.

Foram obtidos poucos dados pareados de superfícies e estrias para as falhas normais; estes sugerem uma direção de esforço principal máximo subvertical e esforço principal mínimo (direção de estiramento) em torno de N20E-S20W (figura 81). Planos de falha subverticais sugerem que as falhas normais reativam planos de falha preexistentes, de caráter transcorrente (figura 81). As falhas normais também configuram estruturas em flor, de caráter negativo e com um componente transcorrente sinistral; uma dessas estruturas é mostrada na figura 82.

Sinopse das estruturas de deformação sinsedimentar da Formação Pimenteiras

Segundo os critérios propostos por Van Loon (2009), as estruturas observadas na Formação Pimenteiras podem ser sumarizadas como se segue:

1. Mecanismo de deformação: dois mecanismos principais foram responsáveis pela deformação dos sedimentos: deformação hidrolástica (dobras) e deformação rúptil ou elástica (falhas). A relação observada entre dobras e falhas inversas indica que ambos os mecanismos agiram de forma mais ou menos simultânea durante a deformação. Corpos de arenitos homogêneos sugerem também a ocorrência de liquefação, mas esta parece ter sido localizada e subordinada às falhas inversas que confinam os corpos de arenito cuneiformes.

2. Tamanho das estruturas: as estruturas observadas são de grande escala (afetam várias camadas).

3. Tempo da deformação: as estruturas formadas podem ser consideradas metadeposicionais (ou seja, formaram-se após a deposição do sedimento mas antes das camadas sobrejacentes).

Figura 80

Diagrama planar (A), de isofrequências (B) e em roseta (C) para as falhas inversas do afloramento LTB-033; 11 medidas. D. Falhas inversas com dados pareados de estrias; 5 medidas. A, B, D = diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

Figura 81

Diagrama planar (A), de isofrequências (B) e em roseta (C) para as falhas normais do afloramento LTB-033; 22 medidas. D. Falhas normais com dados pareados de estrias; 4 medidas. A, B, D = diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

Figura 82

Estrutura em flor negativa. O martelo mede cerca de 30cm.

Figura 83

Outra possível estrutura em flor negativa. Note-se que as falhas não cortam todo o pacote, o que sugere o caráter sinsedimentar. O martelo mede cerca de 30cm.

4.2.2 Formação Cabeças

No afloramento LTB-006, localizado na TO-130, cerca de 10km a sul da cidade de Ponte Alta do Tocantins (fig. 84), ocorrem arenitos médios a grossos, brancos a rosados, com estratificações cruzadas tabulares de médio porte e plano-paralelas. A figura 85 mostra um fotomosaico e respectivo desenho interpretativo do afloramento.

Figura 84

Mapa de localização dos afloramentos LTB-006 e LTB-007. Desenho sobre mosaico de imagens LANDSAT 7 em cor verdadeira (R3 G2 B1) com sombreado de relevo (iluminação de ENE e exagero vertical de 10x), obtido com o software NASA/Worldwind 1.4.

Um dos níveis com estratificação cruzada, com cerca de 40cm de espessura, mostra a estratificação cruzada deformada, formando dobras recumbentes similares, com ápice suave e planos axiais subhorizontais. A zona de charneira acha-se próxima ao topo da camada (a cerca de 5cm), e o flanco da dobra é truncado abruptamente pela camada superior. Essas dobras simples gradam lateralmente para formas mais complexas (figura 86). As estruturas observadas correspondem às estratificações cruzadas recumbentes do tipo 1 e 2 de Allen & Banks (1972) (vide *supra*, pág.95).

Figura 85

Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-006 (escala 1: 30). A área com hachurado mais espaçado (1) corresponde a arenitos sem estruturas visíveis, possivelmente homogeneizados por liquefação. O martelo mede cerca de 25cm.

Figura 86

A. Estratificação cruzada recumbente formando dobras complexas (tipo 2 de Allen & Banks [1972]). B. Estratificação cruzada recumbente formando dobras similares de ápice suave (tipo 1 de Allen & Banks [1972]). C. Detalhe da zona de charneira das dobras ilustradas em B; a lapiseira mede cerca de 10cm.

Na porção do nível deformado situada na parte norte do afloramento ocorre um trecho com estratificação aparentemente obliterada por liquefação (figura 85 e 87 A). Bolsões similares de arenitos homogêneos também ocorrem na continuidade da mesma camada para sul (figura 87 B).

Figura 87

A, B Arenitos homogêneos, correspondendo possivelmente a bolsões onde a estratificação foi obliterada por liquefação. O martelo mede cerca de 25cm.

Estruturas deformadas pouco evidentes também foram observadas no afloramento LTB-007, a cerca de 6km a sul do afloramento LTB-006, aparentemente no mesmo nível estratigráfico, o que sugere que o nível deformado apresenta grande continuidade lateral.

Sinopse das estruturas de deformação sinsedimentar da Formação Cabeças

1. Mecanismo de deformação: o mecanismo de deformação gerador das estratificações cruzadas recumbentes foi a liquefação, com o sedimento em estado liquefeito tendo sido submetido a um esforço cisalhante horizontal induzido por corrente, consonante com o modelo proposto por Allen & Banks (1972) para a geração desse tipo de estrutura.

2. Tamanho das estruturas: as estruturas observadas são de mesoescala (afetam toda uma camada).

3. Tempo da deformação: as estruturas são metadeposicionais (formaram-se após a deposição do sedimento mas antes da camada sobrejacente).

4.2.3 Formação Longá

Estruturas de deformação foram observadas nos afloramentos LT-010 e LTB-011, situados a cerca de 500m um do outro na TO-130m, a noroeste de Ponte Alta do Tocantins (figura 88).

Figura 88

Mapa de localização dos afloramentos LTB-010 e LTB-011. Desenho sobre mosaico de imagens LANDSAT 7 em cor verdadeira (R3 G2 B1) com sombreado de relevo (iluminação de ENE e exagero vertical de 10x), obtido com o software NASA/Worldwind 1.4.

Em ambos os afloramentos, ocorre um diamictito de matriz argilosa arroxeadada e seixos arredondados a angulosos de até 3cm e composição litológica variada. Sobrepostos aos diamictitos, ocorrem folhelhos cinza a esverdeados e sobre estes ocorrem arenitos finos a médios, sem estruturas visíveis. A figura 89 mostra um fotomosaico do afloramento LTB-010, com a respectiva interpretação e localização das medidas efetuadas.

Figura 89 (*continuação*)
Fotomosaico e desenho interpretativo do afloramento LTB-010 (escala 1: 80).

Figura 89 (continuação)

O pacote de diamictitos acha-se intrudido por bolsões e diques de areia fina (figura 91). Os bolsões apresentam diâmetro de cerca de 0,5m e formato poligonal a irregular em planta; em perfil, apresentam um formato bulboso, lembrando diápiros. Os diques são tabulares, com espessuras variando entre 7 e 50cm e bem espaçados entre si.

Embora tenham sido obtidas apenas 14 medidas de orientação dos diques nos dois afloramentos, estas mostram que os diques são orientados paralelamente, com orientação média N69E-S69W (figura 92).

Falhas normais com rejeitos da ordem de 10cm cortam todo o pacote aflorante (figura 90). Embora tenha sido possível medir poucos planos, estas apresentam orientação média N59E-S59W (figura 93), similar à mostrada pelos diques clásticos e sugerindo que ambas as estruturas tenham sido formadas sob um campo de tensões semelhante e possivelmente no mesmo evento. Não é possível observar a terminação superior das falhas neste afloramento, mas o paralelismo com os diques clásticos sugere que estas sejam sinsedimentares.

Figura 90

Falha normal justapondo folhelhos cinza-esverdeados (à direita da falha) e arenitos finos (à esquerda da mesma); notar também a ocorrência de arrasto nos folhelhos. Afloramento LTB-010. O martelo mede cerca de 30cm.

Figura 91

A. Dique clástico (vista em planta); afloramento LTB-010. B. dique clástico (vista em planta); afloramento LTB-010. C. bolsão de areia (vista em planta); afloramento LTB-011. D. Bolsão de areia (vista em perfil); notar a forma distintamente bulbosa); afloramento LTB-010. O martelo mede cerca de 25cm.

Figura 92

Diagrama planar (**A**), de isofrequências (**B**) e em roseta (**C**) para os diques clásticos dos afloramentos LTB-010/011; 14 medidas. A, B = diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

Figura 93

Diagrama planar (**A**), e em roseta (**B**) para as falhas normais do afloramento LTB-010; 5 medidas. A, B = diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

Nos folhelhos sobrepostos aos diamictitos ocorre um nível algo ressaltado em relação ao afloramento, com cerca de 5-10cm de espessura e truncado por uma falha normal a noroeste. Este nível mostra laminações rompidas e reviradas, formando dobras recumbentes centimétricas (figura 94). A intensidade da deformação parece diminuir à medida que nos afastamos da falha. Acima deste nível, no topo do afloramento, ocorre uma estrutura de maior porte e mal definida devido à intensa alteração. Esta estrutura também mostra laminação retorcida e voltada para cima (figura 89, 1). Tanto as estruturas menores como a maior parecem ter sido formadas por escape violento de fluidos providos das camadas inferiores.

Figura 94

Nível de folhelho com laminação rompida e revirada formando dobras recumbentes; a camada deformada mostra-se algo ressaltada. Afloramento LTB-010; a lapiseira mede cerca de 10cm.

Sinopse das estruturas de deformação sinsedimentar da Formação Longá

1. Mecanismo de deformação: os diques clásticos e bolsões de areia intrusivos nos diamictitos foram gerados por fluidificação e injeção forçada para cima de areias de um nível subjacente, como evidenciado pela forma bulbosa dos bolsões de areia em perfil, indicando diapirismo. O mecanismo de deformação das laminações reviradas é possivelmente a deformação hidroplástica, embora a expulsão violenta de fluidos e rompimento das lâminas do sedimento indique que a deformação provavelmente está associada ao processo de fluidificação.

2. Tamanho das estruturas: as estruturas observadas são de mesoescala (diques clásticos, que afetam toda uma camada) e pequena escala (laminações reviradas, que afetam apenas parte do nível de argilitos laminados).

3. Tempo da deformação: os diques clásticos são pós-deposicionais (formaram-se após a deposição do diamictito sobrejacente à camada fonte da areia); as laminações reviradas são mais difíceis de precisar, podendo ser meta ou pós-deposicionais (o termo pós-deposicional é utilizado aqui no sentido de Van Loon [2009], ou seja, estruturas formadas após a deposição do sedimento, mas com este ainda inconsolidado).

4.2.4 Formação Piauí

No afloramento LTB-031, situado na TO-030, entre São Félix do Jalapão e Novo Acordo e a oeste da Serra do Gorgulho (figura 95), ocorrem arenitos finos, micáceos e homogêneos, sobrepostos a arenitos médios com estratificação cruzada tabular de médio porte.

Figura 95

Mapa de localização do afloramento LTB-031. Desenho sobre mosaico de imagens LANDSAT 7 em cor verdadeira (R3 G2 B1) com sombreado de relevo (iluminação de ENE e exagero vertical de 10x), obtido com o software NASA/Worldwind 1.4.

Os arenitos homogêneos são de cor arroxeada e mal selecionados, com numerosos grânulos dispersos numa matriz de areia fina. São intrudidos por diques clásticos tabulares, de areia fina e bem selecionada e de cor creme a rosada, contrastando bastante com a encaixante (figuras 96, 97 e 98). A espessura varia entre 2 e mais de 15cm. A borda de um dos diques mostra numerosos xenólitos da matriz, com formas nodulares, sigmoidais e em fita, sugerindo uma fluidificação parcial da matriz (figura 98 B). Ocorrem também pseudonódulos do material dos diques em meio à matriz (figuras 97 e 98 A). Uma falha normal trunca os diques clásticos deste nível (figura 96).

Figura 96

Diques clásticos do nível mais alto do afloramento LTB-031. **A.** Vala de escoamento na beira da estrada, mostrando um dique clástico tabular com cerca de 10cm de espessura (1) e dois diques menores (2 e 3); observa-se também uma falha normal (em azul). **B.** Detalhe dos diques em planta (foto tomada em sentido oposto ao da foto A). O dique clástico maior (1) mostra estruturas internas provavelmente geradas por fluxo; um dique clástico (4) é truncado por falha normal (em azul). Os números são correspondentes nas duas fotos.

Figura 97

Diques clásticos (1) e pseudonódulos (2) de areia fina intrusivos em arenitos mal selecionados com grânulos dispersos em matriz de areia fina.

Figura 98

A. Detalhe dos pseudonódulos e de um dique de pequena espessura da figura 96. **B.** Detalhe da borda do dique clástico mostrado no canto superior esquerdo da figura 96; observam-se numerosos xenólitos nodulares, sigmoidais e em fita do sedimento encaixante. O diâmetro da lapiseira é de cerca de 1cm.

Mais abaixo, ocorrem diques clásticos tabulares e de formato bulboso, com espessura variando entre 10 e 40cm (figura 100). Num intervalo de cerca de 35m ocorrem 7 diques clásticos. A rocha encaixante neste nível é um arenito com matriz mais argilosa, sugerindo que os dois níveis com diques clásticos sejam distintos. Porém, não é possível estabelecer a relação entre os dois níveis com diques clásticos, dada a baixa qualidade da exposição.

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 tanto os diques quanto a matriz possuem granulometria similar, mas diferem consideravelmente no grau de seleção.

Os diques clásticos parecem estar paralelamente orientados. No diagrama em roseta das orientações dos diques, observa-se uma pétala principal (5 medidas) com orientação aproximada N40E-S40W (figura 99). No entanto, cabe notar que foram obtidas poucas medidas (7 no total) e estas apresentam uma certa dispersão, devendo portanto ser consideradas com cautela.

Figura 99

Diagrama planar (A) e em roseta (B) para os diques clásticos do afloramento LTB-031; 7 medidas. A, B = diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior.

Sinopse das estruturas de deformação sinsedimentar da Formação Piauí

1. Mecanismo de deformação: diques clásticos e pseudonódulos foram gerados por fluidificação e injeção forçada para cima de areias de um nível subjacente, como sugerido pela forma bulbosa de alguns diques em perfil, indicando diapirismo. Os xenólitos observados na borda de alguns diques indicam que sua colocação foi forçada, numa matriz ainda inconsolidada e ao menos parcialmente liquidificada.

2. Tamanho das estruturas: as estruturas observadas são de mesoescala.

3. Tempo da deformação: os diques clásticos são pós-deposicionais, no sentido de Van Loon (2009).

Figura 100

Diques clásticos do afloramento LTB-031. **A.** vista geral mostrando um dique clástico tabular (**1**) e uma intrusão de forma bulbosa (**2**); observa-se também uma falha normal (em azul). **B.** Detalhe da intrusão bulbosa mostrada em **A**. **C.** Detalhe de um dique clástico tabular. Os martelos medem cerca de 30cm (**A**, **C**) e 25cm (**B**).

4.2.5 Grupo Areado

Estruturas de deformação foram observadas nos afloramentos LTB-013 e LTB-014, ambos situados na TO-255, entre Ponte Alta do Tocantins e Mateiros, nas proximidades da Serra do Jalapão (figura 101).

Figura 101

Mapa de localização dos afloramentos LTB-013 e LTB-014. Desenho sobre mosaico de imagens LANDSAT 7 em cor verdadeira (R3 G2 B1) com sombreado de relevo (iluminação de ENE e exagero vertical de 10x), obtido com o software NASA/Worldwind 1.4.

No afloramento LTB-013, ocorrem níveis pelíticos de espessura métrica e cor arroxeada intercalados e sobrepostos por níveis decimétricos a métricos de um arenito muito silicificado, afetado por um denso sistema de juntas subparalelas de distensão, orientadas segundo E-W (figura 102). A intensa silicificação e fraturamento podem mascarar quase completamente as estruturas primárias do sedimento. No afloramento LTB-014 ocorre um arenito cinza a esbranquiçado, também muito silicificado, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno porte, em *sets* de até 40cm de espessura. Embora essas rochas tenham sido mapeadas como pertencentes ao Grupo Urucuia (vide, por exemplo, CPRM 2004), as características litológicas observadas não são compatíveis com as descritas na literatura para esta unidade e por esta razão elas são aqui tentativamente atribuídas ao Grupo Areado.

Figura 102

A. Juntas de distensão subparalelas com espaçamento da ordem de 0,5cm afetando arenitos silicificados do Grupo Areado. **B.** detalhe da área contornada em amarelo em A. O martelo mede cerca de 30cm.

Em ambos afloramentos os arenitos acham-se deformados por dobras isoclinais de porte decimétrico (figura 103). Dobras em bainha de porte centimétrico são também observadas no afloramento LTB-013, indicando deformação do sedimento em estado ainda plástico e que houve algum grau de transporte do mesmo (figura 104). No afloramento LTB-014 observa-se ainda a ocorrência de laminação contorcida.

Sinopse das estruturas de deformação sinsedimentar do Grupo Areado

1. Mecanismo de deformação: dobras isoclinais, dobras em bainha e laminação contorcida foram geradas por liquefação do sedimento; a presença de dobras em bainha sugere que a deformação ocorreu sob a influência da força gravitacional atuando sobre sedimentos repousando numa superfície com algum grau de inclinação.

2. Tamanho das estruturas: as estruturas observadas são de pequena a mesoescala, afetando parte ou ocasionalmente toda uma camada.

3. Tempo da deformação: o tempo da deformação é difícil de precisar, as dobras podendo ser pós a metadeposicionais.

Figura 103

Dobras isoclinais de porte decimétrico em arenitos do Grupo Areado, nos afloramentos LTB 013 (A) e LTB 014 (B). O lado da bússola mede cerca de 10cm.

Figura 104

Dobras em bainha de porte centimétrico em arenitos do Grupo Areado, no afloramento LTB-013; o martelo mede cerca de 25cm.

5 Discussão dos resultados

5.1 Formação Pimenteiras

Dois mecanismos de deformação principais atuaram na geração das estruturas de deformação sinsedimentar observadas na Formação Pimenteiras (afloramento LTB-033): deformação hidroplástica (dobras) e deformação rúptil (falhas). Liquefação e homogeneização de arenitos parece ocorrer de forma apenas limitada, associada a alguns planos de falhas inversas (vide figura 77, pag. 148).

Três possíveis agentes desencadeadores podem ter sido responsáveis pelas deformações observadas, os quais serão discutidos a seguir:

1. Glaciotectônica: segundo Caputo (1985) a Formação Cabeças (que possui indícios de influência glacial em sua deposição) se interdigita com as formações Pimenteiras e Longá no oeste da Bacia do Parnaíba, e diamictitos ocorreriam no topo da Formação Pimenteiras e na base da Formação Longá nessa região. Estruturas de deformação originadas por glaciotectônica foram descritas para a Formação Cabeças por Nogueira *et al.* (1998) na região de Pedro Afonso (TO). Dessa forma, as estruturas observadas poderiam concebivelmente ter sido geradas por glaciotectônica. No entanto, as características dos sedimentos e das estruturas de deformação observados no afloramento não se enquadram nos critérios propostos por Banham (1988) para caracterizar uma origem glaciotectônica para a deformação; duas características em especial contrariam a hipótese de glaciotectônica como agente desencadeador:

a. não se observam no afloramento associação da deformação com sedimentos glaciogênicos, como tilitos;

b. não há um sentido dominante de vergência nas estruturas, que indicaria um hipotético sentido de deslocamento do gelo; isso é observável em especial nas dobras, que mostram planos axiais mergulhando em sentidos opostos (vide figura 75, pag. 146).

Dessa forma, uma origem glaciotectônica para a deformação, embora não possa ser inteiramente descartada, a nosso ver é improvável.

2. Escorregamentos: embora sejam mais comuns em declives mais elevados, escorregamentos podem ocorrer mesmo em superfícies com inclinação de 1° ou menos (vide, por exemplo, Lewis 1971 e Wells *et al.* 1980), o que os torna um mecanismo plausível para a geração das estruturas de deformação observadas. Porém, algumas características das estruturas de deformação contrariam a hipótese de geração por escorregamentos:

a. Vergência das estruturas: dobras geradas por escorregamento em geral tendem a apresentar uma vergência bem definida (vide, por exemplo 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]). As dobras observadas no afloramento LTB-033 mostram vergências em sentidos opostos, sem que um deles seja predominante.

b. Continuidade lateral: embora o nível deformado pelas dobras seja relativamente espesso (cerca de 3m), as dobras apresentam pequena continuidade lateral, diminuindo de intensidade e praticamente desaparecendo em cerca de 25m.

c. Cunhas dos arenitos sigmoidais do pacote inferior, situado cerca de 10m abaixo do nível das dobras, acham-se embutidos por falhas inversas (também mostrando sentidos de vergência opostos) no nível dobrado.

3. Tectônica sinsedimentar: as características enumeradas acima, que parecem contrariar uma origem a partir escorregamentos para a deformação, sugerem ao invés uma estrutura tipo “pop-up” gerada por esforços compressivos contemporâneos à sedimentação; dobras e falhas teriam sido geradas no sedimento em estado ainda plástico; as dobras e falhas inversas foram geradas de modo mais ou menos concomitante, como o atestam os planos axiais e flancos de dobras rompidos por falhas. Uma fase posterior de relaxamento do esforço seria responsável pela geração das falhas normais. A ocorrência de um componente transcorrente na deformação (sugerida por planos de falha subverticais e pelas estruturas-em-flor) também sugere tectônica sinsedimentar, sendo pouco compatível tanto com escorregamentos quanto com glaciectônica.

Aplicando-se os critérios para caracterização de sismitos propostos no item 3.4 (pág. 124) às deformações da Formação Pimenteiras, obtemos o seguinte quadro (figura 105):

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

Figura 105

Aplicação dos critérios propostos na presente dissertação para a caracterização de sismitos às estruturas de deformação sinsedimentar observadas na Formação Pimenteiras.

Embora preencham diversos dos critérios adotados, inclusive um dos mais importantes (exclusão de outros possíveis agentes desencadeadores), as estruturas observadas na Formação Pimenteiras não podem ser classificadas como sismitos *sensu strito*, segundo a definição de Montenat *et al.* (2007) adotada na presente dissertação. Por esta definição, a ocorrência de liquidação como mecanismo de deformação é uma condição necessária para que a estrutura seja considerada um sismito. No entanto, com base nos outros critérios, o mecanismo desencadeador mais provável para as deformações observadas no afloramento LTB-033 é a ocorrência de atividade tectônica sinsedimentar (embora não seja possível precisar se essa atividade foi ou não acompanhada de sismicidade, ou, em caso positivo, se a deformação foi gerada por um ou vários eventos).

A análise das falhas inversas mostra um esforço compressivo máximo com direção aproximada N-S. A orientação predominante das superfícies axiais das dobras no afloramento é em torno de N45W, o que sugere que estas estão orientadas *en echelon* com relação à direção do esforço horizontal máximo e associadas a um esforço transpressivo dextral.

5.2 Formação Cabeças

As estratificações cruzadas recumbentes observadas na Formação Cabeças (afloramento LTB-006) formam-se por liquefação da camada que as contêm, sob efeito de um esforço cisalhante de corrente (Allen & Banks 1972). O agente desencadeador desse tipo de deformação é discutível. Allen & Banks (1972) consideram que o agente desencadeador mais provável seja sismicidade. Por outro lado, Røe & Hermansen (2006) consideram que mecanismos inerentes ao próprio sistema deposicional podem desencadear a deformação. No caso da deformação observada nos arenitos da Formação Cabeças dois argumentos sugerem um agente desencadeador sísmico:

a. Røe & Hermansen (2006) usam como argumento para excluir uma origem sísmica a natureza localizada da deformação e a alternância de estratos deformados e não-deformados indica uma frequência muito elevada de eventos para que terremotos possam ser responsáveis pela liquefação. No caso do afloramento da Formação Cabeças, porém, observa-se o oposto: a deformação não é localizada, afetando toda a espessura da camada e ao menos aparentemente apresentando grande quantidade lateral, e apenas uma única camada mostra deformação num pacote com espessura de cerca de 10m.

b. As deformações ocorrem a apenas cerca de 2km de uma zona de falha maior (o ramo sul do Lineamento Transbrasiliano na região; vide figura 84, pág. 154).

O quadro da figura 106 mostra o resultado da aplicação dos critérios adotados para a caracterização de sismitos às deformações observadas na Formação Cabeças.

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

Figura 106

Aplicação dos critérios propostos na presente dissertação para a caracterização de sismitos às estruturas de deformação sinsedimentar observadas na Formação Cabeças; DUV = duvidoso (o critério pode ou não ser válido).

Dessa forma, embora uma origem a partir de processos inerentes ao sistema deposicional não possa ser completamente descartada, o agente desencadeador mais provável para a deformação observada nos arenitos da Formação Cabeças é um terremoto.

5.3 Formação Longá

As estruturas observadas na Formação Longá (afloramentos LTB-010 e LTB-011) foram geradas por fluidificação (diques clásticos e bolsões de areia) ou expulsão violenta de água possivelmente ligada à fluidificação (laminação revirada e rompida). O mecanismo de deformação e, em especial, o tipo de estrutura (enxames de diques clásticos subparalelos) num ambiente de sedimentação que provavelmente não apresentava grandes variações de declividade (nerítico plataformar) sugere fortemente uma origem sísmica para a deformação. No entanto, os diques clásticos intrudem um pacote de diamictitos, o que sugere imediatamente duas possibilidades alternativas: liquidação associada a escorregamentos não-sísmicos ou a glaciectônica.

Escorregamentos não-sísmicos parecem uma possibilidade mais remota, dado o ambiente de sedimentação da Formação Longá. Porém, como mencionado acima, a Formação Cabeças (que apresenta influência glacial) interdigita-se com a Formação Longá no oeste da Bacia do Parnaíba (Caputo 1985). Dessa forma, glaciectônica se apresenta como um agente desencadeador possível. Três características, porém, nos levam a considerar terremotos como um agente desencadeador mais provável das deformações na Formação Longá:

a. Os afloramentos situam-se exatamente sobre a Falha de Ponte Alta do Norte, que é o ramo principal do Lineamento Transbrasiliano na área.

b. Ocorrem estruturas de deformação diversas, tanto no nível de diamictitos (diques clásticos e bolsões de areia) quanto acima destes (laminações reviradas e rompidas) quanto cortando todo o pacote aflorante (prováveis falhas sinsedimentares).

c. Os diques clásticos e as falhas normais observados no afloramento apresentam uma orientação notavelmente paralela (vide figuras 92 e 93, pag. 164), indicando que as estruturas se originaram sob um mesmo campo de esforços.

Não é possível afirmar com base nos dados dos afloramentos se os diques clásticos, falhas e laminações reviradas foram geradas num único evento ou se representam eventos recorrentes. O quadro da figura 107 mostra o resultado da aplicação dos critérios adotados para a caracterização de sismitos às deformações observadas na Formação Longá.

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

Figura 107

Aplicação dos critérios propostos na presente dissertação para a caracterização de sismitos às estruturas de deformação sinsedimentar observadas na Formação Longá; DUV = duvidoso (o critério pode ou não ser válido); ? = impossível de definir com base nos dados do afloramento.

Embora tenham sido obtidas poucas medidas da orientação dos diques clásticos (14 medidas), estas se mostram bastante coerentes, indicando um esforço horizontal máximo com orientação aproximada N69E-S69W, bastante próximo ao observado para as falhas normais (N59E-S59W). Essa direção é aproximadamente a mesma do Lineamento de Senador Pompeu e outras estruturas lineares observadas a nordeste da área estudada (vide item 4.1, pág. 127), sugerindo uma possível relação entre as estruturas.

5.4 Formação Piauí

Os diques clásticos da Formação Piauí (afloramento LTB-031) foram formados por fluidificação, e a presença de xenólitos da rocha encaixante em alguns diques indica injeção forçada na sua colocação. A ocorrência de enxames de diques clásticos aparentemente subparalelos sugere um agente desencadeador sísmico. Porém, 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), dado o ambiente deposicional da Formação Piauí proposto por Góes (1995) (depósitos de *sheet flows*, *wadis*, dunas eólicas, leques aluviais e lagos efêmeros). Assim, não há evidências que permitam identificar com certeza o agente desencadeador da deformação. Sua caracterização na presente dissertação como sismitos é apenas tentativa, baseada tanto nas características das estruturas quanto no fato de sismitos terem sido descritos nesta unidade (Góes 1995). Também não foi possível determinar no afloramento se há recorrência da deformação (ou seja, se há um ou dois níveis com diques clásticos). O quadro da figura 108 mostra o resultado da aplicação dos critérios adotados para a caracterização de sismitos às estruturas da Formação Piauí.

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

Figura 108

Aplicação dos critérios propostos na presente dissertação para a caracterização de sismitos às estruturas de deformação sinsedimentar observadas na Formação Piauí; DUV = duvidoso (o critério pode ou não ser válido); ? = impossível de definir com base nos dados do afloramento.

Foram obtidas poucas medidas da orientação dos diques clásticos (7) e estas mostram uma certa dispersão. No entanto, observa-se uma pétala principal no diagrama em roseta com orientação N40E-S40W (figura 99, pág. 169); cumpre notar que esta é aproximadamente a mesma orientação do Lineamento Transbrasiliano. O ambiente deposicional da Formação Piauí, porém, permite supor um controle da topografia (e não do campo de paleotensões) na orientação dos diques. Isso, aliado ao pequeno número de medidas, faz com que esses dados tenham que ser interpretados com cautela.

5.5 Grupo Areado

A associação entre dobras isoclinais, laminação contorcida e dobras em bainha observada no Grupo Areado (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.

A determinação do agente desencadeador da liquefação nesta unidade 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 ao Lineamento Transbrasiliano (vide figura 101, pág. 171). Não foi possível verificar se há continuidade lateral entre os níveis deformados nos dois afloramentos, o que não permite avaliar a extensão lateral ou possível recorrência da liquefação. 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 algo localizado, restrita às vizinhanças do lineamento, com a continuidade lateral dos níveis deformados (se existente) não sendo de mais de alguns quilômetros. O quadro da figura 109 mostra o resultado da aplicação dos critérios adotados para a caracterização de sismitos às deformações observadas no Grupo Areado.

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

Figura 109

Aplicação dos critérios propostos na presente dissertação para a caracterização de sismitos às estruturas de deformação sinsedimentar observadas no Grupo Areado; DUV = duvidoso (o critério pode ou não ser válido); ? = impossível de definir com base nos dados do afloramento.

Embora não se possa afirmar com certeza a partir das características observadas 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. Dessa forma, um agente desencadeador sísmico para a liquefação (e consequentes escorregamentos) parece bastante provável.

5.6 Síntese dos resultados

5.6.1 Reativações de estruturas do embasamento no sudoeste da Província Parnaíba

A partir da análise e discussão dos dados obtidos, sugere-se que reativações de estruturas do embasamento ocorreram em ao menos quatro momentos da história da Província Parnaíba:

1. Neodevoniano (Formações Pimenteiras e Cabeças): as formações Pimenteiras e Cabeças são parcialmente contemporâneas, e as estruturas de deformação sinsedimentares observadas encontram-se próximas ao topo da primeira. Dessa forma, propõe-se aqui que os possíveis sismitos da Formação Cabeças e a tectônica sinsedimentar observada na Formação Pimenteiras correspondam a um único episódio de atividade tectônica sinsedimentar na bacia. A proximidade das deformações observadas na Formação Cabeças ao traço do Lineamento Transbrasiliano sugere que esta estrutura tenha sido reativada. As estruturas observadas na Formação Pimenteiras sugerem que também o lineamento do Rio das Balsas esteve ativo.

2. Neodevoniano - Eocarbonífero (Formação Longá): as estruturas de deformação sinsedimentar observadas na Formação Longá são aqui interpretadas como sismitos, indicando reativação do Lineamento Transbrasiliano (dada a associação espacial da deformação com esta estrutura). Esta reativação pode ou não ser a mesma que afetou as formações Pimenteiras e Cabeças.

3. Neocarbonífero (Formação Piauí) ?: a partir das observações de campo e da revisão da literatura, sugere-se aqui tentativamente que os diques clásticos observados na Formação Piauí também correspondam a sismitos. O afloramento descrito não se encontra próximo a nenhum dos lineamentos principais identificados na área, mas a orientação dos diques clásticos sugere uma relação com o Lineamento Transbrasiliano.

4. Eocretáceo (Grupo Areado): a deformação observada nos sedimentos aqui tentativamente atribuídos ao Grupo Areado indica reativação do Lineamento Transbrasiliano durante o Eocretáceo.

A figura 110 mostra a carta estratigráfica das bacias que compõem a Província Parnaíba, indicando os possíveis intervalos de atividade tectônica sinsedimentar.

5.6.2 Campos de paleotensões no sudoeste da Província Parnaíba

A partir dos indicadores de campos de paleotensões associados às estruturas de deformação sinsedimentar, propõem-se as seguintes orientações para o esforço horizontal máximo (σ_1) nas quatro reativações sugeridas acima:

1. Neodevoniano (Formações Pimenteiras e Cabeças): as falhas inversas da Formação Pimenteiras indicam σ_1 com uma orientação aproximadamente N-S.

2. Neodevoniano - Eocarbonífero (Formação Longá): a direção do campo de paleotensões indicada tanto pelos diques clásticos quanto pelas falhas normais observadas é bastante coerente, com orientação de $Sh_{m\acute{a}x}$ em torno de N60-N65E. Esta direção é bastante próxima à do Lineamento de Senador Pompeu, sugerindo que também esta estrutura possa ter sido reativada.

3. Neocarbonífero (Formação Piauí) ?: a orientação dos diques clásticos sugeriria uma orientação em torno de N40E para $Sh_{m\acute{a}x}$; no entanto, os dados de diques clásticos são poucos e não se pode excluir a possibilidade de um controle topográfico na orientação destes. Caso os diques clásticos reflitam realmente um campo de paleotensões à época da sedimentação, a orientação de $Sh_{m\acute{a}x}$ sugere uma relação com o Lineamento Transbrasiliano.

4. Eocretáceo (Grupo Areado): as estruturas observadas nesta unidade, embora indiquem atividade tectônica sinsedimentar, não permitem deduzir a orientação do campo de paleotensões.

Na figura 110, estão indicadas as possíveis orientações do campo de paleotensões à época da deformação (onde foi possível inferi-las); a figura 111 mostra em mapa os diagramas em roseta das estruturas medidas e os campos de paleotensões inferidos.

Figura 110

Carta estratigráfica das bacias do Parnaíba, Alpercatas e Grajaú (à esquerda) e do Espigão Mestre e Alto Sanfranciscana (à direita), mostrando épocas em que houve reativações de estruturas do embasamento da Província Parnaíba (unidades litoestratigráficas contornadas em vermelho), tipos de estruturas de deformação e campos de paleotensões inferidos (pontilhado quando tentativo). Cartas estratigráficas modificadas de de Vaz *et al.* (2007) e Zalán & Romeiro Silva (2007).

Figura 111

Mapa síntese das principais estruturas de deformação sinsedimentar medidas e dos campos de paleotensões inferidos.

6 Conclusões

Tectônica e sismicidade intraplaca ocorrem em resposta à propagação de esforços remotos gerados nas bordas das placas. Terremotos intraplaca são mais raros que os que ocorrem em bordas de placas, porém ainda assim ocorrem em número significativo, podendo atingir magnitudes consideráveis e afetando áreas extensas. Esses eventos tendem a se concentrar ao longo de descontinuidades litosféricas maiores.

Uma das principais descontinuidades litosféricas da Plataforma Sul-Americana, como evidenciado por dados geofísicos e geológicos, é o Lineamento Transbrasiliano, que corta o território brasileiro de sudoeste para nordeste. O lineamento sofreu diversas reativações ao longo do Fanerozóico, e trechos deste são foco de atividade sísmica recente.

Atividade tectônica e sismicidade intraplaca podem deixar diversos tipos de registro em bacias intracratônicas. Entre estes, são especialmente úteis como ferramentas no estudo da história tectônica de bacias sedimentares os sismitos: estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados, geradas por liquidação associada ao choque sísmico.

Estruturas de deformação sinsedimentar foram encontradas em cinco unidades litoestratigráficas no sudoeste da Província Parnaíba: as formações Pimenteiras, Cabeças, Longá, Piauí e o Grupo Areado. Para a caracterização das estruturas, foi proposta na presente dissertação uma metodologia baseada numa síntese de critérios propostos por diversos autores, visando inferir se o agente desencadeador foi sísmico (caso em que as estruturas apresentam valor como ferramentas para o estudo da história tectônica da bacia) ou não sísmico.

O uso de critérios para caracterização de um agente desencadeador sísmico foi recentemente criticado por Owen & Moretti (2010), pois critérios isolados podem produzir resultados ambíguos. Na presente dissertação, optou-se por uma metodologia em que vários critérios diferentes foram utilizados na caracterização, com especial ênfase na eliminação de agentes desencadeadores não sísmicos.

Os resultados obtidos na aplicação desta metodologia mostram que a caracterização do agente desencadeador da deformação é bastante complexa; no entanto alguns resultados positivos foram obtidos. As deformações observadas nas formações Cabeças e Longá foram caracterizadas como prováveis sismitos (embora com algumas ressalvas, expostas no capítulo 5). Os resultados para a Formação Piauí e para o Grupo Areado foram ambíguos. No primeiro caso, sugere-se tentativamente que as estruturas correspondam a sismitos, com base nas suas características e na literatura consultada; no segundo caso, não é possível caracterizar definitivamente as estruturas como sismitos, embora elas certamente indiquem a ocorrência de atividade tectônica sinsedimentar.

As deformações registradas na Formação Pimenteiras não podem ser caracterizadas como sismitos, no sentido mais restrito do termo empregado na presente dissertação. No entanto, elas são um indicador de atividade tectônica sinsedimentar (que pode ou não estar ligada à ocorrência de um ou mais terremotos).

A partir das atitudes de diques clásticos e falhas sinsedimentares foram inferidos campos de paleotensões para os intervalos com atividade tectônica sinsedimentar. Obtiveram-se orientações de $Sh_{m\acute{a}x}$ em torno de N-S para as estruturas da Formação Pimenteiras; N60-65E para as da Formação Longá; e N40E para as da Formação Piauí. No entanto, deve-se notar que estas orientações (em especial a última) foram obtidas a partir de poucas medidas, e no futuro deverão ser refinadas com o acréscimo de dados. A atividade tectônica sinsedimentar na região estudada parece estar ligada principalmente a reativações do Lineamento Transbrasiliano; os lineamentos de Senador Pompeu e do Rio das Balsas também podem estar envolvidos.

Futuros trabalhos na região deverão ser enfocados em: 1. uma melhor análise das estruturas de deformação sinsedimentar, com ênfase especial no estudo da continuidade lateral e possível relação espacial com estruturas do embasamento da bacia, bem como na restrição dos possíveis agentes desencadeadores da geração das mesmas; 2. obtenção de mais dados indicadores de paleotensões; e 3. extensão dos trabalhos a unidades não estudadas na presente dissertação, como as formações Pedra de Fogo e Motuca.

Apesar das limitações apontadas, os resultados obtidos evidenciam a utilidade potencial dos sismitos como indicadores da existência e da intensidade de abalos sísmicos penecontemporâneos à sedimentação, bem como dos paleocampos de tensões vigentes durante a formação dessas estruturas. Em consequência, os sismitos podem fornecer informações cruciais sobre a origem e evolução de bacias sedimentares, em especial as sinéclises intracratônicas, para as quais os indicadores tectônicos são de reconhecimento limitado.

7 Referências

- Aber, J. & Ber, A. 2007: *Glaciotectonism*. Developments in Quaternary Science 6, Elsevier, Amsterdam, 246p.
- Alfaro, P.; Delgado, J.; Estévez, A.; Molina, J. M.; Moretti, M.; Soria, J. M. 2002. Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *International Journal of Earth Sciences (Geologisch Rundschau)*, **91**: 505-513 doi: [10.1007/s00531-001-0241-z](https://doi.org/10.1007/s00531-001-0241-z).
- Allen, J. R. L. 1977. The possible mechanics of convolute lamination in graded sand beds. *Journal of the Geological Society, London*, **134**: 19-31 doi: [10.1144/gsjgs.134.1.0019](https://doi.org/10.1144/gsjgs.134.1.0019).
- 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 doi: [10.1111/j.1365-3091.1972.tb00024.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1972.tb00024.x).
- 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 doi: [10.1130/0091-7613\(1998\)026<0579:SDITJO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0579:SDITJO>2.3.CO;2).
- Arthaud, M. H.; Cabby, 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 doi: [10.1144/SP294.4](https://doi.org/10.1144/SP294.4).
- 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.
- Banham, P. H. 1988. Thin-skinned glacioteconic structures. In: Croot, D. G. (ed.), *Glaciotectonics: forms and processes*. Balkema, Rotterdam, 212p.
- 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.
- Barros, L. A.; Assumpção, M.; Quintero, R.; Caixeta, D. 2009. The intraplate Porto dos Gaúchos seismic zone in the Amazon craton - Brazil. *Tectonophysics*, **469**: 37-47 doi: [10.1016/j.tecto.2009.01.006](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.006).
- Basile, C.; Mascle, J.; Guiraud, R. 2005. Phanerozoic geological evolution of the Equatorial Atlantic domain. *Journal of African Earth Sciences*, **43**: 275-282 doi: [10.1016/j.jafrearsci.2005.07.011](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.011).

- 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.
- Berrocal, J.; Assumpção, M.; Antezana, R.; Ortega, R. França, H.; Dias Neto, C. M.; Veloso, J. A. V. 1984. *Sismicidade do Brasil*. Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, Brasil, 320p.
- 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 doi: [10.1016/j.tecto.2004.04.033](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.04.033).
- Bezerra, H. R. F. & Vita-Finzi, C. 2000. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. *Geology*, **28**(7): 591-594 doi: [10.1130/0091-7613\(2000\)28<591:HAIPM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<591:HAIPM>2.0.CO;2).
- 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 doi: [10.1016/j.enggeo.2004.07.007](https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.07.007).
- Bhattacharya, H. N. & Bandyopadhyay, S. 1998. Seismites in a Proterozoic tidal succession, Singhbhum, Bihar, India. *Sedimentary Geology*, **119**: 239-252 doi: [10.1016/S0037-0738\(98\)00051-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00051-7).
- 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.
- Boehm, A. & Moore, J. C. 2002. Fluidized sandstone intrusions as an indicator of paleostress orientation, Santa Cruz, California. *Geofluids*, **2**: 147-161 doi: [10.1046/j.1468-8123.2002.00026.x](https://doi.org/10.1046/j.1468-8123.2002.00026.x).
- Brito Neves, B. B. 1983. *O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil – escala 1: 1.000.000*. São Paulo, IGc-USP, tese de livre docência, 177p.
- Brito Neves, B. B. & Cordani, U. C. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40 doi: [10.1016/0301-9268\(91\)90004-T](https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90004-T).
- 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 doi: [10.1144/GSL.SP.1987.029.01.22](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.029.01.22).
- Bryant, G. & Miall, A. 2010. Diverse products of near-surface sediment mobilization in an ancient eolianite: outcrop features of the early Jurassic Navajo Sandstone. *Basin Research*, **22**: 578-590 doi: [10.1111/j.1365-2117.2010.00483.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00483.x).
- Campos, J. E. G. & Dardenne, M. A. 1997a. Estratigrafia e sedimentação da Bacia Sanfranciscana: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(3): 257-282.
- Campos, J. E. G. & Dardenne, M. A. 1997b. Origem e evolução tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**(3): 283-294.

- 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.
- Cavalcante, A. S. A. 2006. *Evolução termocronológica do sistema de falhas Senador Pompeu - CE*. Natal, UFRN, dissertação de mestrado, 70p.
- Chamani, M.A.C.; Martin M.A.B.; Riccomini, C. 1992 Estruturas de liquefação induzidas por abalos sísmicos no Permo–Triássico da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia. *Boletim de resumos expandidos*. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, Brasil (1992), p 508–509.
- Chamani, M. A. C.; Riccomini, C.; Grohmann, C. H. 2009. Evidências de tectônica sinsedimentar no Devoniano da Bacia do Parnaíba, Estado do Tocantins. In: XII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. *Boletim de resumos*. Sociedade Brasileira de Geologia, Minas Gerais, Brasil (2009): 81.
- Chandrasekhar, S. 1961. *Hydrodynamic and Hydromagnetic Stability*. Oxford University Press, Oxford, 652p.
- Chang, H. K.; Bender, A. A.; Kowsmann, R. O. 1992. O papel das tensões intraplaca na evolução das bacias sedimentares: exemplo Formação Urucua. In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG, vol. 1, p568-569.
- Chuang, W.; Shiqi, Z.; Zaixing, J.; Jinhua, L. 2007. Characteristics and significance of seismite of Silurian in member III at Shahejie Formation. *Frontiers of Earth Science in China*, **1**(4): 505-513 doi: [10.1007/s11707-007-0062-x](https://doi.org/10.1007/s11707-007-0062-x).
- Cita, M. B.; Camerlenghi, A.; Rimoldi, B. 1996. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: new evidence and depositional models. *Sedimentary Geology*, **104**: 155-173 doi: [10.1016/0037-0738\(95\)00126-3](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00126-3).
- Clifford, S. M. 1997. The origin of the Martian intercrater plains - the role of liquefaction from impact and tectonic-induced seismicity. In: 28th Lunar and Planetary Science Conference, Houston, Texas (1997), conference paper 241.
- Coimbra, A. M.; Fernandes, L. A.; Hachiro, J. 1992. Sismos do Grupo Caiuá (Bacia Bauru, Ks) no Pontal do Paranapanema (SP). In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia. *Boletim de Resumos Expandidos*, v.2, Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, Brasil (1992), pp. 503–504.
- Cojan, I. & Thiry, M. 1992. Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands. *Tectonophysics*, **206**: 79-89 doi: [10.1016/0040-1951\(92\)90369-H](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90369-H).
- Condie, K. C. 1997. *Plate tectonics and crustal evolution*. Butterworth-Heinemann, Oxford, 4th edition, 282p.
- Cordani, U. G. & Sato, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes*, **22**(3): 167-173.

- 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 doi: [10.1016/S1342-937X\(05\)70976-X](https://doi.org/10.1016/S1342-937X(05)70976-X).
- Corsini, M.; Vauchez, A.; Archanjo, C.; Sá, E. F. J. 1991. Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Seridó system, northeastern Brazil. *Geology*, **19**: 586-589 doi: [10.1130/0091-7613\(1991\)019<0586:STACSF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0586:STACSF>2.3.CO;2).
- Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 1988. Aspectos do Lineamento Transbrasiliiano na região de Porto Nacional - Natividade-GO. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia. *Resumos*. Belém (SBG), 1988 p 182.
- 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.
- Crone, A. J.; Machette, M. N.; Bowman, J. R. 1997. Episodic nature of earthquake activity in stable continental regions revealed by palaeoseismicity studies of Australian and North American quaternary faults. *Australian Journal of Earth Sciences*, **44**(2): 203-214 doi: [10.1080/08120099708728304](https://doi.org/10.1080/08120099708728304).
- 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.
- CPRM - Serviço Geológico do Brasil. 2004. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*. SIG Brasil. CD Rom.
- Dalrymple, R. W. 1979. Wave-induced Liquefaction: a modern example from the Bay of Fundy. *Sedimentology*, **26**: 835-844 doi: [10.1111/j.1365-3091.1979.tb00976.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1979.tb00976.x).
- Davenport, C. A. & Ringrose, P. S. 1987. Deformation of scottish Quaternary sedimentary sequences by strong earthquake motions. In: Jones, M. E. & Preston, R. M. (eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society, London, Special Publication, **29**: 299-314 doi: [10.1144/GSL.SP.1987.029.01.23](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.029.01.23).
- Dawson, A. G. & Shi, S. 2000. Tsunami deposits. *Pure and Applied Geophysics*, **157**: 875-897 doi: [10.1007/s000240050010](https://doi.org/10.1007/s000240050010).
- Dawson, A. G. & Stewart, I. 2007. Tsunami deposits in the geological record *Sedimentary Geology*, **200**(3-4): 166-183 doi: [10.1016/j.sedgeo.2007.01.002](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.002).
- 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.
- Della Fávera, J. C. 1984. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG (1984): 489-501.

- Destro, N.; Szatmari, P.; Ladeira, E. A. 1994. Post-Devonian transpressional reactivation of a Proterozoic ductile shear zone in Ceará, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, **16**(1): 35-45 doi: [10.1016/0191-8141\(94\)90016-7](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90016-7).
- 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.
- Dyksterhuis, S. & Müller, R. D. 2008. Cause and evolution of intraplate orogeny in Australia. *Geology*, **36**: 495-498 doi: [10.1130/G24536A.1](https://doi.org/10.1130/G24536A.1).
- Eberth, D. A.; Xing, X.; Clarke, J. M. 2010. Dinosaur death pits from the Jurassic of China. *Palaios*, **25**: 112-125 doi: [10.2110/palo.2009.p09-028r](https://doi.org/10.2110/palo.2009.p09-028r).
- Etchebehere, M. L. C.; Saad, A. R.; Casado, F. C.; Guedes, I. C. 2006. Marcas de terremotos pré-históricos na região oeste do Estado de São Paulo. *Revista UnG - Geociências*, **5**: 118-129
- 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 doi: [10.1190/1.1605081](https://doi.org/10.1190/1.1605081).
- 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 doi: [10.1016/j.pepi.2004.07.008](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.07.008).
- 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](https://doi.org/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.
- Fernandes, L. A.; Castro, A. B.; Basilici, G. 2007. Seismites in continental sand sea deposits of the Late Cretaceous Caiuá Desert, Bauru Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, **199**: 51-64 doi: [10.1016/j.sedgeo.2005.12.030](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.12.030).
- Ferré, E.; Gleizes, G.; Caby, R. 2002. Obliquely convergent tectonics and granite emplacement in the Trans-Saharan belt of Eastern Nigeria: a synthesis. *Precambrian Research* **114**: 199-219 doi: [10.1016/S0301-9268\(01\)00226-1](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(01)00226-1).
- 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 doi: [10.1080/08120098908729494](https://doi.org/10.1080/08120098908729494).
- Flint, T. 1826. *Recollections of the last ten years, passed in occasional residences and journeyings in the valley of the Mississippi, from Pittsburg and the Missouri to the Gulf of Mexico, and from Florida to the spanish frontier; in a series of letters to the Rev. James Flint, of Salem, Massachussets*. Cummings, Billiard and Company, Boston, p. 223-225.

- 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.
- Fuller, M. L. 1912. *The New Madrid Earthquake*. Bulletin U. S. Geological Survey, 494, 119p.
- Gangopadhyay, A. & Talwani, P. 2003. Symptomatic features of intraplate earthquakes. *Seismological Research Letters*, **74**: 863-883.
- Gerasymov, O. I. 2010. Structure and dynamics of granular materials perturbed by external fields. *Ukrainian Journal of Physics*, **55**(5): 560-567.
- Ghiglione, C. M. 2002. Diques clásticos asociados a deformación transcurrente en depósitos sinorogénicos del Mioceno inferior de la Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **57**(2): 103-118.
- Gill, W. D. & Kuenen, P. H. 1957. Sand volcanoes on slumps in the Carboniferous of County Clare, Ireland. *Quarterly Journal of the Geological Society, London*, **CXIII**(4): 441-460 doi: [10.1144/GSL.JGS.1957.113.01-04.19](https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1957.113.01-04.19).
- 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.; de Souza, J. M. P.; Teixeira, L. B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas na Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **4**(1): 55-63.
- 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.
- Gordon, R. G. 1998. The plate tectonic approximation: plate nonrigidity, diffuse plate boundaries, and global plate reconstructions. *Annual Review of Earth And Planetary Sciences* **26**: 615-642 doi: [10.1146/annurev.earth.26.1.615](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.615).
- 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 doi: [10.1130/G23209A.1](https://doi.org/10.1130/G23209A.1).
- Green, R. W. E. & Bloch, S. 1971. The Ceres, South Africa, earthquake of September 29, 1969. I. report on some aftershocks. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **61**(4): 851-859.
- Grohmann, C. H.; Riccomini, C. Chamani, M. A. C. 2011. Regional scale analysis of landform configuration with base-level maps. *Hydrology and Earth Systems Sciences Discussions*, **8**: 89-110 doi: [10.5194/hessd-8-89-2011](https://doi.org/10.5194/hessd-8-89-2011).
- Guedes, I. C.; Etchebehere, M. L. C.; Morales, N.; Stevaux, J. C.; Santoni, G. C. 2009. Análise morfotectônica da bacia do Rio Santo Anastácio, SP, através de parâmetros fluviomorfométricos e de registros paleossísmicos. *Geociências*, **28**(4): 247-362.
- Guiraud, M. & Plaziat, J.-C. 1993. Seismites in the fluvial 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 doi: [10.1016/0040-1951\(93\)90312-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90312-8).
- Hay, R. 1890. Sandstone dykes in northwestern Nebraska. *Bulletin of the Geological Society of America*, **3**: 50-55.

- Hayashi, T. 1966. Clastic dykes in Japan. *Japanese Journal. of Geology and Geography*, **37**: 1-20
- 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 doi: [10.1130/0016-7606\(1965\)76\[981:SDIRTL\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1965)76[981:SDIRTL]2.0.CO;2).
- Heifetz, E.; Agnon, A.; Marco, S. 2005. Soft sediment deformation by Kelvin Helmholtz Instability: a case from Dead Sea earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, **263**: 497-504 doi: [10.1016/j.epsl.2005.04.019](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.04.019).
- Hempton, M. R. & Dewey, J. F. 1983. Earthquake-induced deformation structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics*, **98**: T7-T14 doi: [10.1016/0040-1951\(83\)90294-9](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90294-9).
- 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 doi: [10.1111/j.1365-2117.2009.00398.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00398.x).
- Hiscott, R. N. 1979. Clastic sills and dikes associated with deep water sandstones, Tourelle Formation, Ordovician, Quebec. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**: 1-10 doi: [10.1306/212F76A3-2B24-11D7-8648000102C1865D](https://doi.org/10.1306/212F76A3-2B24-11D7-8648000102C1865D).
- Hobbs, W. H. 1904. Lineaments of the atlantic border region. *Bulletin of the Geological Society of America*, **15**: 483-506.
- Hobbs, W. H. 1912. *Earth features and their meaning*. New York, Mc Millan Co., 506p.
- Horowitz, D. H. 1982. Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. *Sedimentology*, **29**: 155-180 doi: [10.1111/j.1365-3091.1982.tb01717.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1982.tb01717.x).
- Hough, S. E.; Martin, S.; Bilham, R.; Atkinson, G. M. 2002. The 26 January 2001 M 7.6 Bhuj, India, earthquake: observed and predicted ground motions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**(6): 2061-2079 doi: [10.1785/0120010260](https://doi.org/10.1785/0120010260).
- 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 doi: [10.1306/74D71D89-2B21-11D7-8648000102C1865D](https://doi.org/10.1306/74D71D89-2B21-11D7-8648000102C1865D).
- 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 doi: [10.1016/0191-8141\(88\)90033-8](https://doi.org/10.1016/0191-8141(88)90033-8).
- Huixian, L.; Housner, G. W.; Lili, X.; Duxin, H. 2002. *Report on the great Tangshan earthquake of 1976*. Technical Report, Caltech EERL.2002.001. California Institute of Technology, 2002. 4 vol.
- 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 doi: [10.1046/j.1468-8123.2003.00066.x](https://doi.org/10.1046/j.1468-8123.2003.00066.x).
- Huuse, M. & Mickelson, M. 2004. Eocene sandstone intrusions in the Tampen Spur area (Norwegian North Sea Quad 34) imaged by 3D seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, **21**: 141-155 doi: [10.1016/j.marpetgeo.2003.11.018](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.11.018).
- Huuse, M.; Shoulders, S. J.; Netoff, D. I.; Cartwright, J. 2005. Giant sandstone pipes record basin-scale liquefaction of buried dune sands in the Middle Jurassic of SE Utah. *Terra Nova*, **17**: 80-85 doi: [10.1111/j.1365-3121.2004.00587.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00587.x).

- Jaeger, H. M.; Shinbrot, T.; Umbanhowar, P. B. 2000. Does the granular matter? *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA*, **97**(24): 12959-12960 doi: [10.1073/pnas.230395897](https://doi.org/10.1073/pnas.230395897).
- Johnston, A. C. 1996. Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions-II. Historical seismicity. *Geophysical Journal International*, **125**: 639-678 doi: [10.1111/j.1365-246X.1996.tb06015.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06015.x).
- Johnston, A. C. & Schweig, E. C. 1996. The enigma of the New Madrid earthquakes of 1811-1812. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **24**: 339-384 doi: [10.1146/annurev.earth.24.1.339](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.24.1.339).
- 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 doi: [10.1144/0016-764902-025](https://doi.org/10.1144/0016-764902-025).
- Jones, G. P. 1962. Deformed cross-stratification in cretaceous Bima sandstone, Nigeria. *Journal of Sedimentary Petrology*, **32**(2): 231-239 doi: [10.1306/74D70C8B-2B21-11D7-8648000102C1865D](https://doi.org/10.1306/74D70C8B-2B21-11D7-8648000102C1865D).
- 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 doi: [10.1046/j.1365-3091.2000.00355.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00355.x).
- Jonk, R. 2010. Sand-rich injectites in the context of short-lived and long-lived fluid flow. *Basin Research*, **22**: 603-621 doi: [10.1111/j.1365-2117.2010.00471.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2010.00471.x).
- 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 doi: [10.1016/j.jsames.2009.06.003](https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.06.003).
- 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 doi: [10.1016/j.marpetgeo.2010.02.009](https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.02.009).
- Kattah, S. S. 1992. A ocorrência de sismitos no Grupo Areado, Bacia Sanfranciscana no oeste de Minas Gerais. In: Simpósio sobre as bacias cretácicas brasileiras. *Boletim de Resumos Expandidos*. Rio Claro, UNESP: 120-121.
- 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. 1956. As inconformidades na Bacia do Parnaíba e zonas adjacentes. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, **160**, 60p.
- Kegel, W. 1965. Lineament-tektonik in Nordwest-Brasilien. *Geologische Rundschau*, **54**(2): 1240-1260 doi: [10.1007/BF01820778](https://doi.org/10.1007/BF01820778).
- Komatsu, G.; Ori, G. G.; Di Lorenzo, S.; Rossi, A. P.; Neukum, G. 2007. Impact-induced liquefaction in water-rich, unconsolidated, near-surface sediments on Mars? In: 38th Lunar and Planetary Science Conference, League City, Texas (2007), conference paper 1189.
- Lamont, A. 1936. Paleozoic seismicity. *Nature*, **3484**: 243-244 doi: [10.1038/138243b0](https://doi.org/10.1038/138243b0).

- Le Heron, D. P. & Etienne, J. L. 2005. A complex subglacial clastic dyke swarm, Solheimajokull, southern Iceland. *Sedimentary Geology*, **181**: 25-37 doi: [10.1016/j.sedgeo.2005.06.012](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.06.012).
- Leeder, M 1987. Sediment deformation structures and the palaeotectonic analysis of sedimentary basins, with a case-study from the Carboniferous of northern England. In: Jones, M. E. & Preston, R. M. (eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society, London, Special Publication, **29**:137-146 doi: [10.1144/GSL.SP.1987.029.01.12](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.029.01.12).
- Lewis, K. B. 1971. Slumping on a continental slope inclined at 1°-4°. *Sedimentology*, **16**: 97-110 doi: [10.1111/j.1365-3091.1971.tb00221.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1971.tb00221.x).
- 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/>>).
- Liu, L. & Zoback, M. D. 1997. Lithospheric strength and intraplate seismicity in the New Madrid seismic zone. *Tectonics*, **16**(4): 585-595 doi: [10.1029/97TC01467](https://doi.org/10.1029/97TC01467).
- Lonergan, L.; Lee, N.; Johnson, H. D.; Cartwright, J. H.; Jolly, R. J. H. 2000. Remobilization and injection in deepwater depositional systems: Implications for reservoir architecture and prediction. In: Weimer, P.; Slatt, R. M.; Coleman, J.; Rosen, N. C.; Nelson, H.; Bouma, A. H.; Styzen, M. J.; Lawrence, D. T. (eds.), *Deep-water reservoirs of the world*. Gulf Coast Section, SEPM Foundation, 20th annual conference, Houston.: 515-532.
- Lowe, D. R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**: 157-204 doi: [10.1111/j.1365-3091.1975.tb00290.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1975.tb00290.x).
- Lyell, C. 1835. *Principles of Geology*. John Murray, London, 3rd edition, vol. 2.
- 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 doi: [10.1029/95JB01587](https://doi.org/10.1029/95JB01587).
- Marini, O. J.; Fuck, R. A.; Dardenne, M. A.; Danni, J. C. M. 1984. Província Tocantins: setores central e sudeste. In: Almeida, F. F. M. & Hasuy, Y. (coords.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. Editora Edgar Blücher, São Paulo: 205-264
- Marjanac, T.; Marjanac, L.; Poljak, M.; Zivcic, M.; Bavec, M. 2001. Srepenica seismites - indicators of paleoseismicity in the Upper Soca valley, NW Slovenia. *Geologija*, **44**(2): 341-350.
- 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 doi: [10.1126/science.284.5414.616](https://doi.org/10.1126/science.284.5414.616).
- Mazumder, R; van Loon, A. J.; Arima, M. 2006. Soft-sediment deformation structures in the Earth's oldest seismites. *Sedimentary Geology*, **186**: 19-26 doi: [10.1016/j.sedgeo.2005.12.002](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.12.002).
- McCue, K. 1990. Australia's large earthquakes and Recent fault scarps. *Journal of Structural Geology*, **12**(5-6): 761-766 doi: [10.1016/0191-8141\(90\)90087-F](https://doi.org/10.1016/0191-8141(90)90087-F).

- McGee, W. J. 1892. A fossil earthquake. *Bulletin of the Geological Society of America*, **4**: 411-414.
- McKenzie, D. P & Parker, R. L. 1967. The North Pacific: an example of tectonics on a sphere. *Nature*, **216**: 1276-1280 doi: [10.1038/2161276a0](https://doi.org/10.1038/2161276a0).
- Meek, C. E. 1928. Genesis of a sandstone dyke as indicated by heavy minerals. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **12**: 271-277 doi: [10.1306/3D9327E9-16B1-11D7-8645000102C1865D](https://doi.org/10.1306/3D9327E9-16B1-11D7-8645000102C1865D).
- Mills, P. C. 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures: a review. *Sedimentary Geology*, **35**: 83-104 doi: [10.1016/0037-0738\(83\)90046-5](https://doi.org/10.1016/0037-0738(83)90046-5).
- Möbius, M. E.; Lauderdale, B. E.; Nagel, S. R.; Jaeger, H. M. 2001. Brazil-nut effect: size separation of granular particles. *Nature*, **414**: 270 doi: [10.1038/35104697](https://doi.org/10.1038/35104697).
- Mohindra, R. & Bagati, T. N. 1996. Seismically induced soft-sediment deformation structures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalaya). *Sedimentary Geology*, **101**: 69-83 doi: [10.1016/0037-0738\(95\)00022-4](https://doi.org/10.1016/0037-0738(95)00022-4).
- Molina, J. M.; Alfaro, P.; Moretti, M. Soria, J. M. 1998. Soft-sediment deformation structures induced by cyclic stress of storm waves in tempestites (Miocene, Guadalquivir Basin, Spain). *Terra Nova*, **10**(3): 145-150 doi: [10.1046/j.1365-3121.1998.00183.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.1998.00183.x).
- Montenat, C. 1980. Relation entre déformations synsédimentaires et paléoséismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordilleres Bétiques Orientales, Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France* (7), **XXII**: 501-509.
- Montenat, C.; Barrier, P.; Ott D'Estevou, P.; Hibsich, C. 2007. Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, **196**: 5-30 doi: [10.1016/j.sedgeo.2006.08.004](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.08.004).
- Moretti, M.; Alfaro, P.; Caselles, O.; Canas, J. A. 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, **304**: 369-383 doi: [10.1016/S0040-1951\(98\)00289-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00289-3).
- Moretti, M. & Sabato, L. 2007. Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant'Arcangelo Basin (Southern Italy): seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology*, **196**: 31-45 doi: [10.1016/j.sedgeo.2006.05.012](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.05.012).
- Morgan, J. W. 1968. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*, **73** (6): 1959-1982 doi: [10.1029/JB073i006p01959](https://doi.org/10.1029/JB073i006p01959).
- Moura-Lima, E. N.; Bezerra, F. H. R.; Lima-Filho, F. P.; Castro, D. L.; Sousa, M. O. L.; Fonseca, V. P.; Aquino, M. R. 2010. 3-D geometry and luminescence chronology of Quaternary soft-sediment deformation structures in gravels, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, (no prelo) doi: [10.1016/j.sedgeo.2010.09.016](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.09.016).
- Netoff, D. 2002. Seismogenically induced fluidization of Jurassic erg sands, south-central Utah. *Sedimentology*, **49**(1): 65-80 doi: [10.1046/j.1365-3091.2002.00432.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00432.x).
- 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 doi: [10.1016/j.rgg.2008.12.009](https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.12.009).
- Nogueira, A. C. R.; Góes, A. M.; Riccomini, C. 1998. Deformação subglacial devoniana na Bacia do Parnaíba. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **71**: 839.
- 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 doi: [10.1130/0091-7613\(2003\)031<0613:SDATBO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0613:SDATBO>2.0.CO;2).
- Nunes, A. B.; Lima, R. F. F.; Barros Filho, C. N. 1973. *Geologia da folha SB-23 Teresina e parte da folha SB 24 Jaguaribe*. Rio de Janeiro, RJ, DNPM, 1973 (Projeto RADAM vol. 2).
- 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 doi: [10.1016/S0013-7952\(96\)00040-3](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(96)00040-3).
- 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.; Pond, E. C.; Olson, M. S.; Green, R. A. 2002. Paleoliquefaction studies in continental settings. In: Ettensohn, F.R.; Rast, N.; Brett, C. E. (eds.) *Ancient seismites*. Geological Society of America Special Paper, 359, Boulder, Colorado: 13-27 doi: [10.1130/0-8137-2359-0.13](https://doi.org/10.1130/0-8137-2359-0.13).
- 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 doi: [10.1016/j.enggeo.2004.07.009](https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2004.07.009).
- O'Leary, D. W.; Friedman, J. D.; Pohn, H. A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 1463-1469 doi: [10.1130/0016-7606\(1976\)87<1463:LLLSPN>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87<1463:LLLSPN>2.0.CO;2).
- Oliveira, D. C. 2001. Reavaliação da evolução tectono-magmática do Graben de Jaibaras (nordeste do Brasil). *Acta Geologica Hispanica*, **36**(1-2): 53-95.
- 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 doi: [10.1016/S0264-8172\(03\)00044-8](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00044-8).
- 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 doi: [10.1144/GSL.SP.1987.029.01.02](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.029.01.02).

- 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 doi: [10.1144/GSL.SP.2003.216.01.03](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.216.01.03).
- Owen, G. & Moretti, M. 2010. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, (no prelo) doi: [10.1016/j.sedgeo.2010.10.003](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.10.003).
- Pankhurst, R. J.; Rapela, C. W.; Fanning, C. M.; Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, **76**: 235-257 doi: [10.1016/j.earscirev.2006.02.001](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.02.001).
- Parize, O. & Friès, G. 2003. The Vocontian clastic dykes and sills: a geometric model. *In*: Van Resbergen, P.; Hillis, R. R.; Maltman, A. J.; Morley, C. K. (eds.): *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society, London, Special Publication, **216**: 51-71 doi: [10.1144/GSL.SP.2003.216.01.05](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.216.01.05).
- Pavlow, A. P. 1896. On dikes of oligocene sandstone in the neocomian clays of the district of Alaty, in Russia. *Geological Magazine*, **3**(2): 49-53 doi: [10.1017/S001675680013033X](https://doi.org/10.1017/S001675680013033X).
- 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, Amorinópolis, 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](https://doi.org/10.1029/2006GC001511).
- 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. 2007. Nona rodada de licitações - Bacia do Parnaíba. Agência Nacional de Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (disponível em <[www.anp.gov.br/brnd/round9/round9/palestras/Parnaiba português.pdf](http://www.anp.gov.br/brnd/round9/round9/palestras/Parnaiba_português.pdf)>; acesso em 20/12/2009).
- Peterson, G. L. 1966. Structural interpretation of sandstone dikes, northwest Sacramento Valley, California. *Geological Society of America Bulletin*, **77**: 883-842 doi: [10.1130/0016-7606\(1966\)?77\[833:SIOSDN\]?2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1966)?77[833:SIOSDN]?2.0.CO;2).
- Pflug, R., 1961. Deslizamento sinsedimentário em arenitos com estratificação cruzada da Série Urucuia, em Canoeiros, MG. *Mineração e Metalurgia*, **33**(197): 242.
- 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 doi: [10.1139/e85-094](https://doi.org/10.1139/e85-094).

- 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 doi: [10.1130/0016-7606\(1997\)109<0489:LMTLOS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109<0489:LMTLOS>2.3.CO;2).
- Pratt, B. R. 1998a. Syneresis cracks: subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering. *Sedimentary Geology*, **117**: 1-10 doi: [10.1016/S0037-0738\(98\)00023-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00023-2).
- Pratt, B. R. 1998b. Molar-tooth structure in Proterozoic carbonate rocks: origin from synsedimentary earthquakes, and implications for the nature and evolution of basins and marine sediment. *Geological Society of America Bulletin*, **86**: 1028-1045 doi: [10.1130/0016-7606\(1998\)110<1028:MTSIPC>2.3.CO](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<1028:MTSIPC>2.3.CO).
- Pratt, B. R. 2002. Tepees in peritidal carbonates: origin via earthquake-induced deformation, with example from the Middle Cambrian of western Canada. *Sedimentary Geology*, **153**: 57-64 doi: [10.1016/S0037-0738\(02\)00318-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00318-4).
- Press, F.; Siever R.; Grotzinger, J.; Jordan, T. H. 2006. *Para entender a Terra*. Bookman Companhia Editora, Porto Alegre, 4ª edição, 656p.
- 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.
- Qiao, X.; Gao, L.; Peng, Y.; Li, H. 2002. Seismic event, sequence and tectonic significance in Canglangpu Stage in Paleo-Tanlu Fault Zone. *Science in China (Series D)*, **45**(9): 782-791 doi: [10.1007/BF02879513](https://doi.org/10.1007/BF02879513).

- Quaah, A. O. 1982. A study of past major earthquakes in southern Ghana using intensity data. *Tectonophysics*, **88**: 175-188 doi: [10.1016/0040-1951\(82\)90208-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90208-6).
- Quigley, M.; Sandiford, M.; Fifield, L. K.; Alimanovic, A. 2007. Landscape response to intraplate tectonism: quantitative constraints from ¹⁰Be nuclide abundances. *Earth and Planetary Sciences Letters*, **261**: 120-133 doi: [10.1016/j.epsl.2007.06.020](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.06.020).
- Raja Gabaglia, G. P. 1992. Paleossismicidade e sedimentação- evidências no compartimento sul da Bacia do Recôncavo (BA), *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, **5**(1/4): 39-68.
- Ramos, V. A.; Vujovitch, G.; Martino, R.; Otamendi, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, **50**(3-4): 243-255 doi: [10.1016/j.jog.2010.01.019](https://doi.org/10.1016/j.jog.2010.01.019).
- 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 doi: [10.1016/j.earscirev.2007.03.004](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.03.004).
- Ribeiro, M. T. ; Borghi, L. 2004. Sismitos na Formação Tremembé, bacia de Taubaté. In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais*. Araxá, SBG (2004). Em CD-ROM.
- Riccomini, C. 1989. *O rift continental do Sudeste do Brasil*. São Paulo, IGc-USP, tese de doutoramento, 256p.
- Riccomini, C. ; Chamani, M.A.C.; Avena, 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. ; Sallun Filho, W. ; Ferreira, N. B. ; Coimbra, A. M. 1996. Estruturas de liquefação em arenitos eólicos da Formação Botucatu (Ki) na Serra de Itaqueri, SP. In: 39º Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais*. Salvador, SBG (1996) v1: 151-153.
- Riccomini, C. & Soares, E. A. A. 2004. Sismitos holocênicos em baixos terraços do Rio Solimões, Amazonas. In: 42º Congresso Brasileiro de Geologia. *Anais*. Araxá, SBG (2004). Em CD-ROM.
- Riccomini, C.; Almeida, R. P.; Turra, B. B.; Chamani, M. A. C.; Fairchild, T. R.; Hachiro, J. 2005. 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. 2005. Tectonic controls of the mesozoic and cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern brazilian platform. In: Comin-Chiaramonti, P. & Gomes, C. B. (eds.) *Mesozoic to cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, Edusp-Fapesp, 2005: 31-56.
- Rietz, F. & Stannarius, R. 2008. On the brink of jamming: granular convection in densely filled containers. *Physical Review Letters*, **100**(7) doi: [10.1103/PhysRevLett.100.078002](https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.100.078002).
- Rijsdijk, K. F.; Owen, G.; Warren, W. P.; McCarroll, D.; Van der Meer, J. J. M. 1999. Clastic dykes in over-consolidated tills: evidence for subglacial hydrofracturing at Killiney Bay, eastern Ireland. *Sedimentary Geology*, **129**: 111-126 doi: [10.1016/S0037-0738\(99\)00093-7](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00093-7).

- Rodrigues, J. B. 1996. *Geocronologia e geoquímica da sequência vulcano-sedimentar de Iporá e rochas graníticas associadas*. Brasília, IG-UnB, dissertação de mestrado, 99p.
- Rodrigues, N.; Cobbold, P. R.; Løseth, H. 2009. Physical modelling of sand injectites. *Tectonophysics*, **474**: 610-632 doi: [10.1016/j.tecto.2009.04.032](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.04.032).
- 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 doi:[10.1016/j.sedgeo.2005.11.023](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.11.023).
- Ross, M. 1968. The New Madrid Earthquake. *The Arkansas Historical Quarterly*, **27**(2): 83-104.
- 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 doi: [10.1046/j.1365-3091.1999.00265.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00265.x).
- Rossetti, D. F. 2001. Evidência de atividade sísmica sinsedimentar em depósitos cretáceos da Bacia de São Luís – Grajaú. In: Rossetti, D. F.; Góes, A. M.; Trucckenbrodt, W (eds.): *O Cretáceo na Bacia de São Luís – Grajaú*. Museu Paraense Emílio Goeldi, p 47-65.
- Rossetti, D. F. & Góes, A. M. 2000. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Codó Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **135**: 137–156 doi: [10.1016/S0037-0738\(00\)00068-3](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(00)00068-3).
- Rossetti, D. F. & Santos Jr., A. E. 2003. Events of sediment deformation and mass failure in Upper Cretaceous estuarine deposits (Cameté Basin, northern Brazil) as evidence for seismic activity. *Sedimentary Geology*, **161**: 107–130 doi: [10.1016/S0037-0738\(02\)00398-6](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00398-6).
- Rossetti D. F.; Bezerra, F. H. R.; Góes, A. M.; Neves, B. B. B. 2010. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin. *Sedimentary Geology*, (no prelo) doi: [10.1016/j.sedgeo.2010.02.005](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.02.005).
- Royer, J. R.; Evans, D. J.; Oyarte, L.; Guo, Q.; Kapit, E.; Möbius, M. E.; Waitukaitis, S. R.; Jaeger, H. M. 2009. High-speed tracking of rupture and clustering in freely falling granular streams. *Nature*, **459**: 1110-1113 doi: [10.1038/nature08115](https://doi.org/10.1038/nature08115).
- Rupke, N. A. 1976. Large-scale slumping in a flysch basin, southwestern Pyrenees. *Journal of the Geological Society, London*, **132**: 121-130 doi: [10.1144/gsjgs.132.2.0121](https://doi.org/10.1144/gsjgs.132.2.0121).
- Sachett, C. R. 1996. *Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas, Região de Monte do Carmo-TO*. Belém, UFPA, dissertação de estrado, 92p.
- 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.
- Sant'anna, L. G.; Schorscher, H. D.; Riccomini, C. 1997. Cenozoic Tectonics of the Fonseca Basin Region, Eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**(3-4): 275-284 doi: [10.1016/S0895-9811\(97\)00016-3](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(97)00016-3).

- 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. 2010. *Tectônica e sedimentação na Bacia do Camaquã Central (RS): exemplos do Grupo Guaritas e do Grupo Santa Bárbara*. São Paulo, IGc-USP, dissertação de mestrado, 176p.
- Santos, R. F.; Alkmim, F. F.; Pedrosa-Soares, A. C. 2009. A Formação Salinas, Orógeno Araçuai (MG): história deformacional e significado tectônico. *Revista Brasileira de Geociências*, **39**(1): 81-100.
- Sato, K. 1998. *Evolução crustal da Plataforma Sul-Americana, com base na geoquímica isotópica Sm-Nd*. São Paulo, IGc-USP, tese de doutoramento, 290p.
- Schneiderhan, E. A.; Bhattacharya, H. N.; Zimmermann, U.; Gutzmer, J. 2005. Archean seismites of the Ventersdorp Supergroup, South Africa. *South African Journal of Geology*, **108**: 345-350 doi: [10.2113/108.3.345](https://doi.org/10.2113/108.3.345).
- 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.
- Schobbenhaus, C. & Bellizzia, A. (coords.) 2001. *Mapa geológico da América do Sul, 1: 5.000.000*. CGMW - CPRM - DNPM - UNESCO, 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.
- Schulte, S. M. & Mooney, W. D. 2005. An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophysical Journal International*, **161**: 707-721 doi: [10.1111/j.1365-246X.2005.02554.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02554.x).
- Searle, R. C. 2005. Plate tectonics. In: Selley, R. C.; Cocks, L. R. M.; Plimer, I. G. (eds). *Encyclopedia of Geology*. Elsevier, Amsterdam, vol. 4: 340-349.
- Seilacher, A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, **13**: 155-159 doi: [10.1111/j.1365-3091.1969.tb01125.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1969.tb01125.x).
- Seiler, W. M. & Chan, M. A. 2008. A wet interdune dinosaur trampled surface in the Jurassic Navajo Sandstone, Coyote Buttes, Arizona: rare preservation of multiple track types and tail traces. *Palaaios*, **23**: 700-710 doi: [10.2110/palo.2007.p07-082r](https://doi.org/10.2110/palo.2007.p07-082r).
- Shaler, N. S. 1869. Earthquakes of the western United States. *Atlantic Monthly*, **24**: 549-559.
- Schulte, S. M. & Mooney, W. D. 2005. An updated global earthquake catalogue for stable continental regions: reassessing the correlation with ancient rifts. *Geophysical Journal International*, **161**: 707-721 doi: [10.1111/j.1365-246X.2005.02554.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02554.x).
- Shi, G. R.; Du, Y. S.; Gong, Y. M. 2007. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismite from the Middle Permian of the southern Sydney Basin, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **54**(6): 861-874 doi: [10.1080/08120090701392721](https://doi.org/10.1080/08120090701392721).

- 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](https://doi.org/10.1029/JB083iB08p03907).
- Simms, M. J. 2003. Uniquely extensive seismite from the latest Triassic of the United Kingdom: evidence for bolide impact? *Geology*, **31**(6): 557-560 doi: [10.1130/0091-7613\(2003\)031<0557:UESFTL>?2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0557:UESFTL>?2.0.CO;2).
- Sims, J. D. 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, **29**: 141-152 doi: [10.1016/0040-1951\(75\)90139-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(75)90139-0).
- Singh, M. & Hattingh, E. 2009. Short communication: collection of isoseismal maps for South Africa. *Natural Hazards*, **50**: 403-408 doi: [10.1007/s11069-008-9332-5](https://doi.org/10.1007/s11069-008-9332-5).
- Singh, S. & Jain, A. K. 2007. Liquefaction and fluidization of lacustrine deposits from Lahaul-Spiti and Ladakh Himalaya: Geological evidences of paleoseismicity along active fault zone. *Sedimentary Geology*, **196**: 47-57 doi: [10.1016/j.sedgeo.2006.06.005](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.06.005).
- 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 doi: [10.1046/j.1365-3091.2000.00296.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00296.x).
- 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 doi: [10.1130/0016-7606\(1971\)82\[3201:SDASIT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[3201:SDASIT]2.0.CO;2).
- 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.
- Stöffler, D. & Grieve, R. A. F. 2007. Impactites. In: Fettes, D. & Desmons, J. (eds.), *Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge, UK: 82-92.
- Stover, C. W. & Coffman, J. L. 1993. *Seismicity of the United States, 1568-1989 (revised)*. U. S. Geological Survey Professional Paper 1527, 424p.
- Strachan, L. J. 2002. Slump-initiated and controlled syndepositional sandstone remobilization: an example from the Namurian of County Clare, Ireland. *Sedimentology*, **49**: 25-41 doi: [10.1111/j.1365-2117.2006.00302.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2006.00302.x).
- 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 doi: [10.1046/j.1365-3091.2002.00430.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00430.x).
- Stromberg, S. G. & Bluck, B. 1998. Turbidite facies, fluid-scape structures and mechanisms of emplacement of the Oligo-Miocene Aljibe Flysch, Gibraltar Arc, Betics, southern Spain. *Sedimentary Geology*, **115**: 267-288 doi: [10.1016/S0037-0738\(97\)00096-1](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(97)00096-1).
- Sturkell, E. & Ormö, J. 1997 Impact-related clastic injections in the marine Ordovician Lockne impact structure, Central Sweden. *Sedimentology*, **44**(5): 793-804 doi: [10.1046/j.1365-3091.1997.d01-54.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1997.d01-54.x).
- 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.

- Tairou, M. S.; Affaton, P.; Gélard, J. P.; Aïté, R.; Sabi, B. E. 2007. Panafrican brittle deformation and palaeostress superposition in northern Togo (West Africa). *Comptes Rendus Geoscience*, **339**: 849-857 doi: [10.1016/j.crte.2007.08.001](https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.08.001).
- Tanner, P. W. G. 1998. Interstratal dewatering origin for polygonal patterns of sand-filled cracks: a case-study from late Proterozoic metasediments from Islay, Scotland. *Sedimentary Geology*, **200**: 362-371 doi: [10.1046/j.1365-3091.1998.00135.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1998.00135.x).
- Tappin, D. R. 2007. Sedimentary features of tsunami deposits - Their origin, recognition and discrimination: an introduction. *Sedimentary Geology*, **200**: 151-154 doi: [10.1016/j.sedgeo.2007.01.001](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.01.001).
- 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 doi: [10.1016/j.epsl.2006.10.008](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.10.008).
- 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.
- 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.
- Turra, B. B.; Riccomini, C.; Chamani, M. A. C.; Almeida, R. P.; Fragoso-César, R. 2010. Clastic dike swarms induced by seismic activity in a intracratonic basin: example of the permotriassic of Paraná Basin, Brazil. In: 18th International Sedimentological Congress. *Abstracts*. Mendoza, Argentina (2010): 186.
- Tuttle, M. & Seeber, L. 1991. Historic and prehistoric earthquake-induced liquefaction in Newbury, Massachussets. *Geology*, **19**: 594-597 doi: [10.1130/0091-7613\(1991\)019<0594:HAPEIL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0594:HAPEIL>2.3.CO;2).
- Upadhyay, R. 2003. Earthquake-induced soft-sediment deformation in the lower Shyok river valley, northern Ladakh, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, **21**: 413–421 doi: [10.1016/S1367-9120\(02\)00033-0](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00033-0).
- 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 doi: [10.1016/0895-9811\(95\)00012-5](https://doi.org/10.1016/0895-9811(95)00012-5).
- 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.
- Vétel, W. & Cartwright, J. 2010. Emplacement mechanics of sandstone intrusions: insights from the Panoche Giant Injection Complex, California. *Basin Research*, **22**: 783–807 doi: [10.1111/j.1365-2117.2009.00439.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00439.x).

- 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 doi: [10.1144/0016-76492007-096](https://doi.org/10.1144/0016-76492007-096).
- Visher, G. S. & Cunningham, R. D. 1981. Convolute laminations - a theoretical analysis: example of a Pennsylvanian sandstone. *Sedimentary Geology*, **28**: 175-188 doi: [10.1016/0037-0738\(81\)90064-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(81)90064-6).
- Vittori, E.; Labini, S. S.; Serva, L. 1991 Paleoseismology: review of the state-of-the-art. *Tectonophysics*, **193**: 9-32 doi: [10.1016/0040-1951\(91\)90185-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90185-U).
- Walton Jr., M. S. & O'Sullivan, R. B. 1950. The intrusive mechanics of a clastic dike. *American Journal of Science*, **248**: 1-21 doi: [10.2475/ajs.248.1.1](https://doi.org/10.2475/ajs.248.1.1).
- Warren, L. V.; Giannini, P. C. F.; Hachiro, J. 2006. Origem de estruturas similares a gretas de dessecação na Formação Rio do Rasto, Permo-Triássico da Bacia do Paraná, Brasil: implicações na interpretação de sistemas deposicionais. In: XI Congresso Latinoamericano de Geologia. San Carlos de Bariloche, 2006.
- Weaver, J. D. 1976. Seismically-induced load structures in the basal Coal Measures, South Wales. South Wales. *Geological Magazine*, **113**(6):535-543 doi: [10.1017/S0016756800041285](https://doi.org/10.1017/S0016756800041285).
- 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 doi: [10.1130/0091-7613\(1980\)8<272:FIMOEL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8<272:FIMOEL>2.0.CO;2).
- Wheeler, R. L. 2002. Distinguishing seismic from nonseismic soft-sediment structures: Criteria from seismic-hazard analysis. In: Effensohn, F. R.; Rast, N.; Brett, C.E. (eds.): *Ancient Seismites*. Geological Society of America Special Paper **359**: 1-11 doi: [10.1130/0-8137-2359-0.1](https://doi.org/10.1130/0-8137-2359-0.1).
- 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, p. 185-205.
- Williams, D. M. 1976. Clastic dykes from the Precambrian Porsangerfjord Group, North Norway. *Geological Magazine*, **113**(2): 169-176 doi: [10.1017/S0016756800036475](https://doi.org/10.1017/S0016756800036475).
- Wilson, J. T. 1965. A new class of faults and their bearing on continental drift. *Nature*, **207**: 343-347 doi: [10.1038/207343a0](https://doi.org/10.1038/207343a0).
- 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. doi: [10.1130/0016-7606\(1983\)?94<1073:CDSATS>?2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)?94<1073:CDSATS>?2.0.CO;2).
- 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 doi: [10.1016/j.sedgeo.2010.06.022](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.06.022).
- Woodcock, N. H. 1976. Structural style in slump sheets: Ludlow Series, Powys, Wales. *Journal of the Geological Society, London*, **132**: 399-415 doi: [10.1144/gsjgs.132.4.0399](https://doi.org/10.1144/gsjgs.132.4.0399).

Yamazaki, T.; Yamaoka, M.; Shiki, T. 1989. Miocene offshore tractive current-worked conglomerates - Tsubutegaura, Chita Peninsula, central Japan. *In*: Taira, A. & Masuda, F. (eds.) *Sedimentary facies in the active plate margin*. Terra Scientific Publishing Co., Tokyo, p. 483-494.

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:

ANP - Agência Nacional de Petróleo <<http://www.anp.gov.br>>

Australian Government - Geoscience Australia <<http://www.ga.gov.au>>

CPRM - Serviço Geológico do Brasil <<http://www.cprm.gov.br/>>

Natural resources Canada - Earthquakes Canada <<http://earthquakescanada.nrcan.gc.ca>>

Pacific Earthquake Engineering Research Center - National Information Service for Earthquake Engineering <<http://nisee.berkeley.edu>>

Ruhr-Universität Bochum - Endogene Geologie <<http://www.ruhr-uni-bochum.de/hardrock/index.html>>

SISGIS – Sismologia IAG-USP (+ I3GEO / MMA) <<http://moho.iag.usp.br/sismologia/sisgis.php>>

USGS - Earthquake Hazards Program <<http://earthquake.usgs.gov>>.