



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DIQUES CLÁSTICOS DA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ, BACIA DO
PARANÁ, NO CONTEXTO DA TECTÔNICA PERMOTRIÁSSICA DO
GONDWANA OCIDENTAL

Bruno Boito Turra

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO

2009

Turra, Bruno Boito

Diques clásticos da Formação Corumbataí, Bacia do Paraná, no contexto da tectônica permotriássica do Gondwana Ocidental.

Bruno Boito Turra – São Paulo, 2009.

Ix, 100 fls.: il.

=

Dissertação (Mestrado): IGC/USP – 17.06.2009

Orient.: Almeida, Renato Paes de

1. diques clásticos, 2. Permotriássico, 3. sismito, 4. *Gondwana Ocidental*

I. Título

CDD 552.4^T^T958^BB.mo



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

Instituto de Geociências

HISTÓRICO ESCOLAR DE PÓS-GRADUAÇÃO

Nome: Bruno Boito Turra

Data de Nascimento: 13/12/1981

Cédula de Identidade: RG: 29.267.357-7 - SP

Local de Nascimento: Estado de São Paulo

Nacionalidade: Brasileira

Graduação: Geólogo - Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo - São Paulo - Brasil - 2006

Título: Mestre em Ciências

Obtido no Programa: Geociências (Geoquímica e Geotectônica)

Área: Geotectônica

Data da Matrícula: 02/03/2006

Orientador: Prof(a) Dr(a) Claudio Riccomini

Proficiência em Língua(s): Inglês

Data de aprovação no exame de qualificação: --

Título do Trabalho: "Diques clásticos da Formação Corumbataí, Bacia do Paraná, no contexto da tectônica permotriássica do Gondwana Ocidental"

Data da Defesa: 17/06/2009

Resultado da Defesa: Aprovado

São Paulo, 27 de Julho de 2010

Presidente da Comissão de Pós-Graduação

Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach
Presidente
Comissão de Pós-Graduação

27/07/10 15:23:02

RESUMO

A presente dissertação estuda os enxames de diques clásticos presentes na porção superior da Formação Corumbataí, Permotriássico da Bacia do Paraná, no interior do Estado de São Paulo. Foram analisadas três seções estratigráficas, levantadas em cortes de rodovias e ferrovia nos municípios de Limeira, Batovi e Santa Luzia. No total foram obtidas 273 medidas de atitudes de diques, distribuídos em quatro níveis estratigráficos em Santa Luzia e Limeira, e três em Batovi. Os diques estão intrudidos em siltitos, são compostos por arenito muito fino a siltoso, em sua maioria são subverticais, e possuem geometrias tabulares e ptigmáticas, essas devido a efeitos de compactação posterior. O processo de formação dos diques foi injeção forçada ascendente de sedimento fluidificado. As feições observadas que sustentam essa conclusão são: ramificações rumo ao topo, deformação na laminação da camada encaixante, diques alimentadores de extrusão de sedimento, intraclastos da encaixante, e orientação vertical da petrotrama paralela à parede dos diques. A fluidificação foi induzida provavelmente por atividade sísmica, os diques clásticos estudados podem ser interpretados como sismitos. As características em favor dessa hipótese são: a associação com outras estruturas de liquefação cronocorrelatas da Formação Corumbataí e Pirambóia, ampla distribuição geográfica das ocorrências (dezenas a centenas de quilômetros), confinamento em determinados níveis estratigráficos, e relação com estruturas tectônicas do embasamento. As atitudes dos diques apresentam significativa dispersão nas orientações, porém foi possível identificar orientação preferencial, com atitudes variando principalmente entre NNW a NE, e predomínio da direção NNE. Admitindo o fraturamento hidráulico como o principal mecanismo de ruptura das camadas pelíticas para a colocação dos diques, a direção preferencial NNE marca o esforço horizontal máximo atuante durante a intrusão, associado a distensão no plano vertical na direção WNW-ESSE. A considerável dispersão das atitudes é atribuída a existência de baixos valores de *stress* diferencial durante o fraturamento e injeção do sedimento fluidificado, situação esperada em casos de intrusão em baixas profundidades. Os sismos indutores dos diques clásticos foram resultado de reativações de falhas pré-cambrianas do embasamento da Bacia do Paraná. Essa relação é observada pelo alinhamento geográfico dos sismitos permotriássicos que corresponde de maneira geral ao traçado ENE da Zona de Cisalhamento Jacutinga. Dentre os afloramentos estudados, os diques de Limeira, os mais próximos a esse traçado, são mais abundantes e possuem maiores espessuras, produtos de maiores volumes de sedimento remobilizados pela fluidificação, provavelmente em função da maior proximidade com a região epicentral dos antigos abalos sísmicos. O campo de esforços sugerido pelas orientações dos diques implicaria numa reativação transcorrente sinistral da Zona de Cisalhamento Jacutinga durante os eventos de sismicidade penecontemporâneos à sedimentação permotriássica da Bacia do Paraná. Essa tectônica, numa quadro mais amplo, possivelmente está relacionada à propagação continente adentro da compressão de direção geral N-S, que ocorreu ao longo da borda sul do Gondwana ao final do Paleozóico, como bem documentado na deformação das rochas sedimentares e sedimentação sin-tectônica do Cinturão do Cabo, na África do Sul, e Serra La Ventana na Argentina.

ABSTRACT

The current dissertation presents the study of clastic dike swarms of the upper part of the Corumbataí Formation, Permian-Triassic of the Paraná Basin, São Paulo State, Brazil. Three columnar sections were analyzed in road and railroad cuts in the municipalities of Limeira, Batovi and Santa Luzia. A total of 273 measurements of structural attributes of dikes were obtained, grouped by stratigraphic level. Four different stratigraphic levels with clastic dikes were recognized in both the Santa Luzia and Limeira exposures, and three in Batovi. The clastic dikes intrude siltstones and are composed of very fine to silty sandstone, being mostly subvertical and with tabular forms, sometimes with ptigmatic folds caused by latter compaction. The origin of the dikes is related to upward forced injection of fluidized sediment. Observed features supporting this conclusion are upward ramification, drag folds in the host rock, sediment extrusion structures over the upper termination of feeding dikes, host rock intraclasts in the dikes and vertical fabric of the dikes grains oriented parallelly to the dike walls. Fluidization of the sand was most likely caused by seismic activity, and therefore the studied dikes are considered as seismites. Other evidence support this interpretation, such as their association with other types of liquefaction features found in the coeval Corumbataí and Pirambóia formations, the broad area of occurrence of the dikes (tens to hundreds of kilometers), the confinement of the dikes to specific stratigraphic levels, and their spatial relationship with tectonic structures of the basement. Despite the great dispersion of dike directions, there are preferential orientations, with strikes varying from NNW to NE and the NNE direction being the most common. Admitting that hydraulic fracturing was the main mechanism of dike generation, the prevailing NNE direction would indicate the maximum horizontal stress during the intrusion, related to a WNW-ESE extensional. The great dispersion of attitudes can be interpreted as the consequence of low differential stresses during the fracturing and injection of fluidized sediment, which is common in shallow intrusions. The interpreted earthquakes were the result of reactivation of Precambrian basement faults, as indicated by the geographic alignment of the Permian-Triassic seismites following the ENE direction of the Jacutinga Shear Zone. The Limeira dikes, which are the closest to the shear zone, are the most closely spaced and the thickest of all occurrences, indicating the fluidization of larger volumes of sediment, probably due to proximity to the epicentral zone of the earthquakes. The stress field interpreted from the dike orientations implies in a left-slip reactivation of the Jacutinga Shear Zone during the Permian-Triassic seismic events in the Paraná Basin. These events are possibly related, in a broader scene, to the far-field propagation of the compressional stresses of N-S direction originated in the southern border of Gondwana in the Late Paleozoic, recorded in the Cape Belt of South Africa and Sierra de Las Ventanas in Argentina.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar agradeço ao meu orientador, professor Claudio Riccomini, pela paciência e disposição. Agradeço também o geólogo Marlei Chamani, pioneiro no tema, pelas idéias e conversas.

À CNPQ pela concessão de bolsa de mestrado.

À Comissão de Pós-Graduação do Instituto de Geociências.

Aos meus pais, Julio Turra e Misa Boito, pela concepção.

Às minhas avós, vovó Neusa e vovó Rosa, matriarcas máximas das famílias.

À Seleta Coletiva, meus amigos e amigas de rocha, que de tantos, não cito cada para não esquecer ninguém. Abro exceção para citar os que me salvaram na correria final do acabamento desse trabalho: Samar, Delano, Paula e Ninguém.

Aos funcionários do Instituto de Geociências.

À Larissa, pelo amor e apoio.

Índice

Índice de Figuras	2
1 Introdução	3
1.1 Objetivos	4
1.2 Materiais e métodos	4
1.3 Localização e acessos.....	5
2 Origem e significado tectônico de diques clásticos	6
2.1 Introdução.....	6
2.2 Histórico do conhecimento.....	7
2.3 Fluidificação e formação de diques clásticos	15
2.3.1 Atividade sísmica	17
2.4 Mecanismos de fraturamento	23
2.4.1 Fraturamento hidráulico	25
3 Tectônica do cinturão Cabo-La Ventana e influências na evolução da Bacia do Paraná.....	28
3.1 Introdução.....	28
3.2 Cinturão de dobramentos Cabo-La Ventana e bacias Karoo e Sauce Grande	31
3.2.1 Estratigrafia e sedimentação.....	31
3.2.2 Deformação	34
3.2.3 Ilhas Falkland/Malvinas	37
3.2.4 Modelos geotectônicos	38
3.3 Bacia do Paraná.....	43
3.3.1 Síntese geológica	43
3.4 Sedimentação no Permotriássico.....	45
3.5 Atividade tectônica no permotriássico	48
4 Exame de diques clásticos da Formação Corumbataí.....	52
4.1 Introdução.....	52
4.2 Ocorrências descritas.....	56
4.2.1 Limeira, SP (22°32'21''S x 47°27'12''W).....	56
4.2.2 Batovi, SP (22°23'16''S x 47°38'35''W).....	66
5 Discussão.....	71
5.1 Conclusões	78
6 Referências bibliográficas	80

Índice de Figuras

Figura 1: Liquefação e fluidificação induzidas por abalos sísmicos.....	21
Figura 2: Diques clásticos resultantes de abalos sísmicos	22
Figura 3: Gráficos ilustrando modos de fraturamento hidráulico	27
Figura 4: Paleogeografia e tectônica permotriássica no Gondwana.....	30
Figura 5: Modelos geotectônicos da deformação permotriássica.....	42
Figura 6: Seções estratigráficas dos afloramentos.....	54
Figura 7: Dados de atitudes e espessuras dos diques clásticos.....	55
Figura 8: Fotos do afloramento de Limeira.....	60
Figura 9: Fotos do afloramento de Limeira.....	61
Figura 10: Fotos do afloramento de Limeira.....	62
Figura 11: Fotos do afloramento de Limeira.....	63
Figura 12: Fotos do afloramento de Limeira.....	64
Figura 13: Fotos de microscopia petrográfica.....	65
Figura 14: Fotos do afloramento de Batovi.....	68
Figura 15: Fotos do afloramento de Batovi.....	69
Figura 16: Fotos do afloramento de Batovi.....	70
Figura 17: Alinhamento geográfico dos sismitos permotriássicos com a Zona de Cisalhamento Jacutinga	76
Figura 18: Paleotensões dos diques clásticos e reativação da Zona de Cisalhamento Jacutinga	77

1 INTRODUÇÃO

Enxames de diques clásticos na porção superior da Formação Corumbataí, Permtriássico da Bacia do Paraná, ocorrem na região de Piracicaba e Limeira, no interior do Estado de São Paulo. Riccomini (1992, 1995) interpretou os diques como estruturas de liquefação sísmicamente induzida e por meio da análise de suas atitudes constatou uma orientação preferencial na direção NE. O paralelismo entre os diques indicou um controle tectônico da intrusão, com esforço horizontal máximo na direção NE.

Posteriormente em trabalho de cunho regional, Riccomini *et al.* (2005) agruparam os diques clásticos com outras estruturas de deformação sin-sedimentar, das formações Pirambóia e Teresina, também interpretadas como sismitos. Essas ocorrências dispõem-se geograficamente alinhadas segundo o traçado de falhas pré-cambrianas do embasamento da Bacia do Paraná, de orientação ENE a NE, da Zona de Cisalhamento Jacutinga. Essa situação levou a hipótese de que reativações das falhas do embasamento foram responsáveis pelos episódios de atividade sísmica penecontemporâneos à sedimentação permotriássica da Bacia do Paraná que induziram à gênese dos diques clásticos da Formação Corumbataí e de outros sismitos cronocorrelatos. O esforço horizontal máximo NE, sugerido pela orientação preferencial dos diques, implicaria numa reativação transcorrente sinistral da Zona de Cisalhamento Jacutinga. Num quadro mais amplo, essa atividade tectônica estaria relacionada à propagação intracontinental de esforços compressivos, norte-sul, que atuaram ao longo da borda sul do Gondwana durante o Permtriássico, como bem documentado e datado nos cinturões de dobramentos da Serra La Ventana, na Argentina, e Cinturão do Cabo, África do Sul.

A presente dissertação se propôs a desenvolver essa hipótese por meio da análise de afloramentos selecionados, estudo teórico sobre a formação e significado geológico de diques clásticos, e elaboração de um quadro geral do contexto tectônico permotriássico da Bacia do Paraná e do Gondwana Ocidental.

1.1 Objetivos

Essa dissertação objetivou o estudo teórico sobre diques clásticos, especialmente os induzidos por atividade sísmica, visando o entendimento de sua gênese e significado tectônico, por meio da discussão sobre os parâmetros responsáveis pela morfologia, orientação, e disposição espacial das estruturas. Com os dados obtidos pelo estudo do exemplo geológico selecionado, e com a revisão bibliográfica sobre contexto tectônico geral do intervalo de tempo em questão, objetivou-se o alcance de um panorama mais completo sobre o evento registrado e suas implicações para a evolução tectônica permotriássica da Bacia do Paraná.

1.2 Materiais e métodos

Para o alcance dos objetivos propostos foram realizados levantamentos de campo e trabalhos de gabinete.

Nos levantamentos de campo foram descritas as ocorrências de diques clásticos com relação aos tipos de estruturas presentes, formas, dimensões e posição estratigráfica, e realizado o levantamento de seções estratigráficas nos afloramentos selecionados. Foram coletadas as atitudes do maior número possível de diques, visando a determinação de orientações preferenciais. As exposições foram documentadas fotograficamente com câmera digital.

O trabalho em gabinete contou com extensa revisão bibliográfica para o embasamento teórico da pesquisa, visando o estudo sobre tipos e processos de formação de diques clásticos e sobre o contexto paleotectônico relacionado ao tema. Os dados obtidos em campo foram tratados por meio de elaboração de figuras, seções, e na redação da presente dissertação. Para a análise estatística na determinação de orientações preferenciais com as atitudes obtidas foram confeccionadas rosáceas e projeções esferográficas no programa StereoNet 1.2.

1.3 Localização e acessos

Três afloramentos foram selecionados para o presente estudo, localizados em cortes de rodovias e ferrovia, nos municípios de Limeira, Batovi e Santa Luzia, interior do estado de São Paulo.

Em Limeira o afloramento localiza-se em corte da rodovia Bandeirantes Km 162 (coordenadas geográficas 22°32'21''S x 47°27'12''W), perto da divisa com o município de Cordeirópolis. Em Batovi a exposição ocorre ao longo de corte de ferrovia (coordenadas geográficas 22°23'16''S x 47°38'35''W), com acesso pela ponte da rodovia SP-191. O afloramento de Santa Luzia, localiza-se em corte da rodovia Charqueada-Piracicaba SP-308.

2 ORIGEM E SIGNIFICADO TECTÔNICO DE DIQUES CLÁSTICOS

2.1 Introdução

Diques clásticos são estruturas comuns e frequentes no registro geológico, possuem ampla distribuição no tempo e no espaço, com ocorrências do Proteróico ao Recente, espalhadas sobre vários continentes. Desde as primeiras descrições no século XIX até os dias de hoje tem-se acumulado grande volume de trabalhos. Como exemplo ilustrativo dessa abrangência, cita-se o Pré-Cambriano da Noruega (Williams, 1976) e Canadá (Aspler & Donaldson, 1985), o Paleozóico da Irlanda (Archer, 1984) e Antártida (Curtis & Storey, 2003), o Mesozóico da África do Sul (Truswell, 1972) e Japão (Hayashi, 1966), o Cenozóico do Chile (Wislow, 1983) e Estados Unidos (Peterson, 1966; Obermeier, 1996).

Existem dois tipos principais de diques clásticos: os deposicionais, produtos de preenchimento passivo, gradual ou episódico, de fraturas no substrato; e os de injeção, resultantes de fluidificação de sedimento e intrusão forçada em camadas adjacentes, que pode se dar em qualquer sentido, para cima, para baixo ou lateralmente. Este capítulo será focado nos diques do segundo tipo, que são os mais estudados em trabalhos da literatura, e também constituem o exemplo analisado na presente dissertação.

Analogamente aos diques ígneos, diques clásticos são corpos intrusivos tabulares que truncam a estrutura de sua rocha encaixante. Na literatura também são referidos como diques de arenito ou diques sedimentares. Geralmente são compostos por sedimentos arenosos, entretanto ocorrem granulometrias variadas, de conglomerado a argila em composições siliciclásticas e carbonáticas. Podem ocorrer associados a outras intrusões clásticas, como plugs e sills, e também como alimentadores de extrusões de sedimento na superfície em ambientes subáreos ou subaquosos. Os diques podem ter espessuras de poucos centímetros até uma dezena de metros, e comumente ocorrem como enxames constituídos por dezenas ou centenas de corpos, dispostos com diferentes arranjos: paralelos entre si (Peterson, 1966); como pares conjugados (Ghiglione, 2002); poligonais (Aspler & Donaldson, 1986); radiais (Marco *et al.*, 2002); ou com distribuição aleatória (Williams, 1976).

Geralmente os diques ocorrem alojados em sucessões sedimentares, mas também são conhecidos exemplos intrusivos em rochas vulcânicas (Walton & O'Sullivan, 1950; Schlische & Ackermann, 1995) e, muito raramente, em rochas graníticas (Harms, 1965). Este capítulo trata dos processos de formação de diques presentes em depósitos sedimentares, que por sua vez, ocorrem associados a uma vasta gama de sistemas deposicionais, como por exemplo, ambientes glaciais (Johnston, 1993; Le Heron & Etienne, 2005), lacustres (Aspler & Donaldson, 1986; Martel & Gibling, 1993), fluviais (Oomkens 1966; Plint, 1985), costeiros de deltas ou maré (Reimnitz & Marshall, 1965; Dionne, 1976; Hardie, 1999), marinho raso (Williams, 1976; Johnson, 1977), leques marinhos profundos e turbiditos (Hiscott, 1979; Archer, 1984; Parize, 2003).

As condições básicas para a formação de diques de injeção são a ação de um mecanismo que induza a liquefação de uma camada sedimentar, e um processo mecânico que cause o fraturamento da camada que será a hospedeira da intrusão. Em relação à primeira, Jolly & Lonergan (2002) distinguem quatro processos geológicos possíveis: (1) liquefação induzida por atividade sísmica; (2) esforços tectônicos; (3) processos deposicionais rápidos (como escorregamentos, ondas de tempestade, etc.); (4) influxo de um fluido sobrepresurizado externo ao sistema. Além desses, também são comuns diques gerados por fluidificação associada à dinâmica das geleiras em contexto glacioteclônico (Rijsdijk *et al.*, 1999; Le Heron & Etienne, 2005).

No que diz respeito aos modos de fraturamento, os autores têm apontado variados tipos de processos, como fraturas geradas por esforços tectônicos (Peterson, 1966; Wislow, 1983; Ghiglione, 2002), fraturamento hidráulico (Cosgrove, 1995, Jolly & Lonergan, 2002), fissuras abertas por oscilação de ondas sísmicas (Huang, 1988; Obermeier, 1996), relacionadas a escorregamentos em taludes (Smith & Rast, 1958; Rowe *et al.*, 2002), entre outros.

2.2 Histórico do conhecimento

As primeiras menções na literatura científica sobre diques clásticos remetem à primeira metade do século XIX. Por se tratar de uma feição muito evidente, geralmente destacada nos afloramentos devido à erosão diferencial, Maltmann (1994) ressalta que a

identificação de diques sedimentares no registro geológico está entre as mais antigas descrições de estruturas em sedimentos. Desde então, acumulou-se grande volume de trabalhos, que envolvem estudos de casos específicos, publicações temáticas, revisões e capítulos de livros. Os trabalhos mais antigos e pioneiros não são de fácil acesso, mas interessantes revisões são encontradas em Fuller (1912), Jenkins (1925), Shrock (1948) e Maltman (1994). Frente à vasta lista de trabalhos sobre o tema, a presente revisão não é completa, mas pretende traçar um panorama geral da evolução do conhecimento ao longo das décadas. Para isso são abarcados alguns trabalhos sobre exemplos específicos, para ilustrar a grande variedade de modos de ocorrências, e artigos de revisão que sumarizam e sistematizam os conhecimentos acumulados.

Em sua passagem pela América do Sul no ano de 1834, durante a histórica viagem a bordo do *Beagle*, Charles Darwin reportou a ocorrência de quatro diques clásticos na Patagônia, atribuindo sua origem ao desenvolvimento de fraturas mecânicas, preenchidas por um fluxo sobre pressão de sedimento e água (em Maltmann, 1994).

O trabalho de Diller (1890) tornou-se referência fundamental sobre o tema, sendo citado em diversos estudos posteriores. O autor descreve um enxame de diques de arenito intrudidos em pelitos terciários no Vale do Rio Sacramento, Califórnia, EUA. Considera que o mecanismo de colocação dos diques se dá por injeção forçada, e o sentido do fluxo pode ser para cima ou para baixo. A foliação de micas paralelas à parede dos diques é um argumento favorável a essa interpretação. Baseado em relatos que reportam intrusões de sedimentos decorrentes de terremotos, é estabelecida a associação entre a formação dos diques e atividade sísmica (Diller, 1890 *apud* Martill & Hudson, 1989; Maltmann, 1994). Essa ocorrência no Vale do Rio Sacramento tornou-se um exemplo clássico, sendo objeto de estudos posteriores (*e.g.* Peterson, 1966; Jolly et al., 1998).

A abundância dessas estruturas em território estadunidense fez com que, já no início do século XX, a Geological Society of America publicasse um trabalho temático sobre diques clásticos (Newson, 1903). Nesse trabalho já são tecidas generalizações que se mantiveram ao longo de todo o século e continuam válidas. Para os diques formados por injeção dirigida para cima, é necessária a presença de um fluido no processo para remobilizar o sedimento; esse fluido pode ser água, petróleo ou resíduos de petróleo. A intrusão forçada é devida à pressão hidrostática, à pressão litostática das camadas

sobrepostas, à pressão de gás, ou a uma combinação desses fatores. As condições favoráveis para a formação de diques desse tipo são produzidas quando uma camada sedimentar inconsolidada é recoberta por um depósito que se solidifica antes que ela (Newson, 1903 *apud* Walton & O'Sullivan, 1950).

Em trabalho extenso, Fuller (1912) detalha os efeitos de terremotos ocorridos no início do século XIX na região de New Madrid, no Vale do Rio Mississippi, EUA, baseado na análise dos registros geológicos e em relatos históricos. O autor destaca que fissuras paralelas no solo e na cobertura sedimentar são uma das feições mais comuns e abrangentes na região afetada pelos tremores. A formação dessas fraturas seria consequência do efeito da oscilação das ondas sísmicas sobre o terreno. Em muitos casos as fraturas abertas foram preenchidas por areia e água, injetada de baixo para cima, formando assim diques clásticos. Quando o desenvolvimento das fissuras atinge a superfície, é comum ocorrer extrusão da mistura de sedimento e água.

O trabalho de Jenkins (1925) analisa diversas ocorrências em terraços aluviais no Estado de Washington, Estados Unidos. Além da descrição de diferentes tipos de diques clásticos, atribuindo a alguns deles origem sísmica, o autor elabora uma síntese interessante sobre o tema, citando diversos trabalhos anteriores. Jenkins (1925) sistematiza suas principais conclusões obtidas nos exemplos estudados, e sugere uma ordenação do processo de formação. Parece que em todos os casos analisados primeiro se forma uma fissura que posteriormente é preenchida pelo material clástico. De acordo com cada situação específica, esse preenchimento pode se dar por injeção sob pressão de *quicksand*, em qualquer direção (para baixo, para cima ou para os lados), ou por deposição gradual, passiva, do sedimento nas fissuras abertas. Quando associada à terremotos, a abertura de fraturas é atribuída ao efeito dos tremores sísmicos no solo, e pode ocorrer tanto na superfície, subaérea ou subaquosa, como em camadas em profundidade. No caso de diques formados por injeção forçada, o autor atribui um papel importante à pressão hidrostática na geração da estrutura. Bandamentos internos paralelos à parede do dique, presentes em alguns corpos, seriam evidências de que o material é injetado sob significativa pressão. Outra importante observação destacada é que as exposições mais expressivas estão localizadas perto de falhas, e existe um certo paralelismo entre estas e os diques, o que sugere uma relação causal entre as estruturas.

Baseado em estudos petrográficos de minerais pesados num dique de arenito alojado em folhelos miocênicos na Califórnia, Meek (1928) identifica a camada fonte da intrusão clástica. Através dessa análise o autor conclui que a injeção formadora do dique foi dirigida para cima, atravessando uma espessura de sedimentos superior a 300 metros. Esse trabalho revela uma dimensão, na escala de centenas de metros, até então desconhecida do fenômeno. A abertura da fratura é atribuída ao efeito de terremotos ou deformação e dobramento das camadas. Outra particularidade interessante dessa ocorrência é a presença de betume impregnado nos poros do arcabouço do dique, o que levou o autor a estabelecer relações entre o processo de remobilização de sedimentos e a migração de hidrocarbonetos na bacia.

Um exemplo diferente e singular bem conhecido são os diques clásticos intrudidos em rochas graníticas, no Colorado, EUA (Cross, 1894; Roy, 1946; Vitanage, 1954; Harms, 1965). Os diques são verticais, compostos por arenito e conglomerado, com espessuras decimétricas e geometria tabular. Exibem estruturação interna com laminação paralela à parede e concentração de clastos maiores no centro do corpo, evidências de preenchimento sob pressão. A fonte dos diques são camadas cretáceas que repousam sobre os granitos. As fraturas são preenchidas de cima para baixo, são paralelas à falhas presentes na região e relacionadas à tectônica de soerguimento das montanhas *Pike Peaks*.

Shrock (1948) apresenta boa síntese do conhecimento até a metade do século XX, e apresenta uma classificação genética composta por dois grupos: diques clásticos formados por intrusão substratal; e diques clásticos formados por preenchimento de fissuras na superfície. No primeiro tipo engloba diques formados por injeção sob significativa pressão, dirigida para cima, de mistura de sedimento e fluido (água ou petróleo e derivados). Feições descritas em vários trabalhos, como bandamento interno nos diques (orientação da petrotrama) paralelo às paredes e dobras de arrasto na estratificação da camada encaixante, são consideradas evidências do caráter forçado da injeção. O segundo tipo corresponde a diques formados por preenchimento de fissuras por deposição gradual, de cima para baixo, sob ação da gravidade. O autor também inclui nesse grupo diques injetados sob pressão, porém com o sentido para baixo. Esse adendo causa certa confusão na classificação, incluindo em mesmo grupo diques formados por intrusão forçada e por preenchimento passivo. A ênfase no sentido de injeção e não no processo de colocação não se mostra

muito usual para uma classificação geral das estruturas, visto que os diques preenchidos sob pressão podem ser formados por injeções em qualquer direção e sentido. Razão, talvez, pela qual a proposta de Shrock (1948) não foi aplicada em nenhum trabalho posterior, embora citações de seu trabalho sejam freqüentes.

Ainda em Shrock (1948), as generalizações abarcam os momentos considerados necessários ao processo de injeção dos diques. Primeiro, a existência de uma sobre-pressão na camada fonte, necessária para a remobilização do sedimento liquefeito e consequente intrusão em camadas adjacentes. Esse excesso de pressão é atribuído à três fatores principais: pressão litostática (sobrecarga das camadas sobrepostas), pressão de gás, ou pressão hidrostática (os mesmos já apontados por Newson, 1903). Em segundo lugar, é necessário um mecanismo de fraturamento na camada que será a encaixante dos diques. O autor sistematiza as seguintes distinções: gretamento de camadas argilosas; cisalhamento durante terremotos; e fraturas associadas a dobras, falhas e escorregamentos.

A presença de diques em depósitos submarinos, associados a feições de escorregamentos (*slumps*), é comum. Em compilação recente, Jolly & Lonergan (2002) concluem que o ambiente de sedimentação mais citado em trabalhos sobre o tema é o marinho profundo. Fairbridge (1948), em trabalho focado na geologia do petróleo, considera os diques clásticos como um dos elementos estruturais principais em depósitos desse tipo. No trabalho de Smith & Rast (1958), desenvolvido em rochas metassedimentares da Escócia, são identificados diques clásticos originados por injeções dirigidas para baixo, formados durante os escorregamentos, e injeções para cima, posteriores ao evento de deposição rápida. A força motriz para a geração das intrusões geralmente é atribuída à sobrecarga rápida gerada pelo escorregamento sobre as camadas sotopostas. Porém pode haver uma relação direta entre os escorregamentos e atividade sísmica, como aventado no trabalho de Smith & Rast (1958).

No Japão, Hayashi (1966) realiza uma sistematização e descrição geral das ocorrências de diques clásticos conhecidas no arquipélago, contabilizando mais de 10.000 corpos. Os diques distribuem-se do Permiano ao Recente, sendo especialmente abundantes no Cretáceo. Em todos os casos são considerados como penecontemporâneos às rochas encaixantes. O autor elabora uma classificação baseada no tipo de assembléia, forma e gênese. Em relação à última distingue quatro grupos:

- intrusivos (*intrusive clastic dikes*): constituídos de lama e brechas, associados à atividade ígnea;
- injetados (*injection clastic dikes*): *quicksand* injetada sobre pressão em fendas e juntas;
- preenchimento (*infilling clastic dikes*): formados por deposição gradual em fissuras sob ação da gravidade;
- colocados à força (*squeezed-in clastic dikes*): camadas plásticas introduzidas em fissuras e fendas de rochas adjacentes, sem destruição de estruturas deposicionais internas.

Nota-se que o autor não discrimina os mecanismos indutores relacionados ao processo genético (por exemplo atividade sísmica e escorregamentos) nem a mecânica de fraturamento das camadas hospedeiras. Embora a classificação elaborada seja específica para os exemplos japoneses, ela já contém os dois grupos principais (diques deposicionais e de injeção), usados em muitos trabalhos posteriores.

Com relação ao termo *netuniano*, faz-se necessário esclarecer aqui uma questão de terminologia que apresenta ambiguidades na literatura.. Tal termo foi pela primeira vez utilizado por Pavlow (1896) (*apud* Marschalko, 1978) em descrição de diques clásticos presentes em depósitos sedimentares em São Petersburgo, na Rússia. Os diques netunianos seriam então formados por preenchimento a partir de cima (*filled from above*), diferentes, portanto, dos diques ígneos, formados por intrusões advindas de baixo. Como se vê o termo foi criado para designar o sentido de preenchimento. Porém trabalhos posteriores adotaram concepções distintas, ora se referindo à diques de injeção em qualquer direção (Smith & Rast, 1958; Potter & Petitjohn, 1977), ora para diques formados em ambiente submarino (Smart et al. 1988), ou então como sinônimo de diques formados por preenchimento passivo de fissuras (Montenat et al., 1991; Levi et al. 2006). Para nós, a classificação mais apropriada é a que subdivide os diques em dois tipos: de injeção ou de preenchimento. Por conseguinte, o uso do termo *netuniano* não se faz necessário.

Um dos primeiros estudos focado na análise estrutural é de Peterson (1966), na ocorrência de Sacramento Valley, Califórnia, mesma região alvo do trabalho de Diller (1890). O levantamento conta com cerca de 200 diques que possuem atitudes bem

marcadas e uniformes, sendo que 76% do total dispõem-se num ângulo entre 45°-65° em relação a falhas transcorrentes que ocorrem na região. Alguns apresentam arranjo *en echelon*. Tal situação embasa a interpretação dos diques serem decorrentes do preenchimento de fraturas de distensão em regime tectônico transcorrente. O autor destaca a situação geológica favorável para a aplicação do modelo de Riedel, fazendo analogia do embasamento cristalino com a placa rígida, e dos estratos pelíticos marinhos com a camada de argila do experimento de Riedel.

Quando a injeção de sedimento fluidificado aproveita a anisotropia do acamamento para se alojar são formados sills clásticos, que ocorrem comumente associados a diques. Há exemplos naturais em que os sills são muito abundantes, ou mesmo o tipo predominante de intrusão clástica, como nos casos estudados em Truswell (1972) e Hiscott (1979), ambos em depósitos turbidíticos, na África do Sul e Canadá respectivamente. Truswell (1972) comenta que o fato de diques serem mais citados na literatura pode decorrer de que os sills são facilmente confundidos com camadas deposicionais. Entre as características que podem conduzir ao diagnóstico de sills estão a variação lateral de largura com a formação de geometrias tipo *pinch and swell*, saltos estratigráficos para cima ou para baixo, conexão com diques alimentadores e ausência de estruturação deposicional interna.

Na Patagônia chilena, Winslow (1983) estudou um enxame de diques bastante expressivo alojado em pelitos cenozóicos de um cinturão de dobras e empurrões associado à tectônica andina. Foram mapeados mais de 700 corpos, sendo 288 estudados em detalhe. Os diques são verticais a subverticais, de geometria tabular, e contato planar e abrupto com a camada encaixante. As espessuras variam de 1cm a 9m, e a maioria fica em torno 25 a 50cm. A extensão de alguns corpos pode ultrapassar 400m. São compostos de arenito e conglomerado, mal selecionados, com presença de matriz, e possuem estruturação interna com os clastos maiores concentrados no centro e os mais finos na borda com laminação paralela à parede. Mais de 85% dos diques tem orientação transversal ao eixo do dobramento, o que indica que foram formados por preenchimento de fraturas paralelas ao esforço compressivo regional. A fluidificação e sobre-pressão necessárias à remobilização dos sedimentos, e conseqüente intrusão de areia e cascalho nos pelitos sobrepostos, é atribuída a atividade sísmica associada ao esforço tectônico.

Os trabalhos de Mills (1983), Allen (1984) e Owen (1987), focados nos aspectos físicos e tipos de produtos gerados por fluidificação de sedimentos, contribuíram para a discussão teórica sobre os processos envolvidos na gênese dos diques clásticos de injeção, que, principalmente a partir desses trabalhos, passam a ser considerados como produtos típicos de fluidificação.

Na década de 90 duas circunstâncias vieram a dar novo fôlego às pesquisas sobre nosso tema, o desenvolvimento da paleossimologia e a descoberta de intrusões clásticas de grande porte em subsuperfície no Mar do Norte. Em relação à primeira, destacam-se o extenso trabalho de Obermeier (1996) focado nas características diagnósticas de feições de liquefação sismicamente induzidas, e o livro de McCalpin (1996) que apresenta o estado da arte dos estudos em paleossimologia e uma série de artigos específicos. As descobertas no Mar do Norte, mediante o emprego de perfis sísmicos e sondagens, revelou grandes corpos sedimentares intrusivos com importantes conseqüências para a geologia do petróleo (Dixon et al. 1995). Outro trabalho significativo desse período é o de Cosgrove (1995). Nesse breve artigo o autor considera diques clásticos como exemplos naturais de fraturamento hidráulico, discutindo o modo de fraturamento e possibilidades de arranjo espacial das estruturas geradas. Tal paradigma constituiu a base de trabalhos posteriores que objetivaram estudos de paleotensões com os diques (Boehm & Moore, 2002; Jolly & Lonergan, 2002).

No presente século continuaram as publicações de diversos trabalhos com exemplos específicos (e.g. Rowe *et al.* 2002; Jonk *et al.*, 2003; Ribeiro & Terrinha, 2007) ou de conteúdo geral e teórico (e.g. Jolly & Lonergan, 2002; Hurst *et al.*, 2003). A publicação especial da *Geological Society of London* (Van Rensbergen et al., 2003), sobre remobilização de sedimentos em subsuperfície, explora as diferenças e semelhanças entre fluidificação e intrusões clásticas geradas em grandes profundidades (centenas de metros) e em subsuperfície rasa, até 10 metros de profundidade. A grande diversidade de formas das intrusões faz com que os autores utilizem o termo mais genérico *injetitos*. Ainda nessa publicação, está presente o trabalho Parize & Friès (2003) que estudam um exemplo muito bem exposto no sudeste da França de um conjunto diques e sills clásticos relacionados a canais submarinos em depósitos cretáceos de água profunda. Baseados nas intrusões do Mar do Norte, Jolly & Lonergan (2002) publicaram um valioso trabalho teórico discutindo

os mecanismos de formação de intrusões clásticas. Esses trabalhos mais recentes, especialmente os que discutem mecanismos de intrusões, serão melhor discutidos nos itens a seguir.

Estudando um enxame de diques hospedados em depósitos lacustres pleistocênicos na Bacia do Mar Morto em Israel, Levi *et al.* (2006) realizaram análises laboratoriais de anisotropia magnética da trama do arcabouço para a identificação do processo de preenchimento. Diques formados por preenchimento passivo são caracterizados por foliações magnéticas horizontais, enquanto que os diques formados por injeção forçada tendem a possuir foliações magnéticas verticais paralelas às paredes dos diques.

2.3 Fluidificação e formação de diques clásticos

Diques clásticos de injeção são considerados produtos típicos de fluidificação (*e.g.* Owen, 1987; Jolly & Lonergan, 2002). Os fenômenos de liquefação e fluidificação são reconhecidos pelos especialistas como os principais processos de deformação e remobilização de sedimentos.

A liquefação se manifesta quando ocorre uma mudança, numa dada quantidade de sedimento, de um estado tipo sólido para um estado tipo líquido (Allen, 1984). Nesse fenômeno, grãos metaestáveis, frouxamente compactados, são separados uns dos outros em decorrência da ação de tensões, estabelecendo-se assim uma matriz sustentada por fluido (Mills 1983).

Por sua vez, a fluidificação desenvolve-se quando a mistura (fluido + sedimento) entra em fluxo em resposta à presença de gradiente hidráulico, ou à incursão de fluido ascendente, alóctone, introduzido na camada (Owen, 1987). Está associada à rápida perda d'água, e é um processo mais breve e local, enquanto a liquefação ocorre de maneira homogênea através da camada (Mills, 1983). Enquanto que o fluido dos poros na liquefação é essencialmente passivo, na fluidificação é um agente ativo, provendo por seu movimento ascensional a força que sustenta as partículas sedimentares em fluxo (Allen, 1984). O movimento para cima do fluido dos poros, em resposta ao gradiente de pressão diferencial, impõe uma força de arraste no grão; quando essa força excede o peso efetivo dos grãos eles entram no fluxo (Jolly & Lonergan, 2002).

Allen (1984) baseado em extensa discussão teórica, apoiado em uma série de equações, sustenta que a incursão de um fluido externo ao sistema é condição indispensável para que ocorra a fluidificação. Outros autores, como por exemplo, Mills (1983), Owen (1987) e Jolly & Lonergan (2002) não compactuam com essa asserção. De fato, a observação direta de fenômenos naturais, notadamente a geração de diques clásticos e extrusões de areia decorrentes de terremotos, evidencia que a fluidificação pode ocorrer por meio da remobilização da água presente nos poros de depósitos sedimentares. Não obstante, processos de migração de fluidos intrabaciais, principalmente hidrocarbonetos, podem ocasionar a fluidificação de sedimentos.

A observação de exemplos naturais somado a estudos experimentais em laboratórios (e.g. Nichols *et al.* 1994, Owen 1996) embasam o conhecimento teórico e empírico sobre o processo de fluidificação e remobilização de sedimento. Na natureza existem exemplos de intrusões clásticas compostas por todas as granulometrias, de argila (Resenberg *et al.*, 2003) a conglomerado (Bezerra *et al.* 2004). Porém tem-se concluído com base na experiência acumulada que as frações arenosas, finas a siltosas, são mais propícias a ocorrência de tal fenômeno (Owen, 1987; Obermeier *et al.*, 2002; entre outros). A susceptibilidade de um depósito à liquefação e fluidificação depende dos parâmetros texturais e composicionais, como granulometria, empacotamento e cimentação.

O fenômeno de fluidificação necessita de um mecanismo indutor, uma “energia extra” no sistema, para ocorrer. Os processos geológicos que cumprem esse papel podem ser separados, segundo Jolly & Lonergan (2002), em: (1) atividade sísmica; (2) processos sedimentares rápidos (ex. escorregamentos, ação de ondas, etc); (3) influxo de um fluido no sistema. Desses, a atividade sísmica é dos mais significativos e comuns e será tratada em pormenor adiante. Em ambientes glaciais também são reportadas feições de liquefação e fluidificação e geração de diques clásticos, associados ao deslocamento de geleiras, mecanismo esse denominado de glaciotêtonica (e.g. Von Brunn & Talbot, 1986; Rijdsdijk *et al.*, 1999; Le Heron & Etienne, 2005).

Na gênese de diques clásticos, as injeções forçadas de areia fluidificada podem ocorrer em todas as direções e sentidos, mas geralmente ocorrem dirigidas para cima, em resposta à pressão vertical que as camadas sobrepostas exercem no horizonte sedimentar liquefeito/fluidificado. O fluxo se desloca segundo o gradiente hidráulico, da área de maior

pressão para a de menor (Owen, 1987). Também são relativamente comuns injeções laterais (*e.g.* Aspler & Donaldson, 1986; Parize & Friès, 2003), e dirigidas para baixo (*e.g.* Jenkins, 1925; Demoulins, 1996); essas últimas são especialmente frequentes em diques clásticos associados a depósitos glaciogênicos (*e.g.* Von Brunn & Talbot, 1986; Jonk et al. 2004; Gozdzik & Van Loon, 2007).

A descoberta de intrusões clásticas de grande porte, de dimensões métricas a decamétricas e volumes que atingem a ordem de quilômetros cúbicos, e em grandes profundidades, na casa de centenas de metros, revelou uma nova abrangência do processo de remobilização de sedimentos em subsuperfície (Jolly & Lonergan, 2002). Essa descoberta foi realizada em depósitos submarinos no Mar do Norte, por meio de perfis de sísmica de reflexão e sondagens (Dixon et al. 1995; Lawrence et al. 1999), e despertaram especial interesse devido a implicações na geologia do petróleo, com impactos na dinâmica de migração e geometria de reservatórios. Molyneaux (1999) apontou a ocorrência de Santa Cruz na Califórnia, estudada por Boehm & Moore (2002), como o melhor análogo aflorante para as intrusões do Mar do Norte. Outro exemplo de intrusões clásticas de grande porte, pode ser os *pipes* que cortam espessuras de mais de 300 metros de rochas (Huuse et al., 2005).

Hurst et al. (2003) propõem um limite, mais ou menos arbitrário, de até 10 metros para fluidificação rasa, e de 10 à 1000 metros para profunda, e argumentam as diferenças entre elas. No caso de grandes profundidades, maiores quantidades de sedimento são remobilizadas devido à presença de pressões mais elevadas. Nessas situações a incursão de um fluido no sistema, geralmente relacionado à migração de hidrocarbonetos, parece desempenhar um papel importante na fluidificação das camadas sedimentares. As intrusões clásticas em subsuperfície rasa são bem mais comuns e resultam em diques e sills de dimensões centimétricas a métricas, e na maioria das situações estão associadas à remobilização de água presente nos poros.

2.3.1 Atividade sísmica

Reconhece-se atualmente que abalo sísmico é o principal mecanismo indutor, com expressão regional, de liquefação e fluidificação de sedimentos (*e.g.* Owen, 1986;

Obermeier, 1996; Maltman, 1994; Jolly & Lonergan, 2002). A liquefação decorre das tensões cisalhantes geradas pela propagação de ondas sísmicas sobre o sedimento encharcado. Em condições propícias como discutido acima, a fluidificação também pode ocorrer.

Observações científicas sobre efeito de terremotos na cobertura sedimentar superficial começam a ser registradas nas últimas décadas do século XIX (e.g. Dutton, 1889). O conhecimento acumula-se ao longo do século XX, com novas análises em terremotos históricos, como por exemplo os tremores de alta magnitude ocorridos no Alaska no ano de 1964, que renderam alguns trabalhos (Hansen, 1965; Hansen *et al.*, 1966; Coulter & Migliaccio, 1966; Barret, 1966; Lemke, 1967).

Os impactos sociais e econômicos, decorrentes dos efeitos dos abalos sísmicos em centros populacionais susceptíveis a tal fenômeno, levaram ao desenvolvimento de uma nova especialização da geologia e geologia de engenharia. A paleossismologia objetiva a estimativa de graus de riscos sísmicos em uma determinada região, por meio da definição da idade, localização e magnitude de antigos terremotos (McCalpin, 1996). Devido ao viés prático dessa disciplina, os especialistas concentram-se no estudo de registros de ocorrências pré-históricas. Nos cálculos sobre risco sísmico, os terremotos pré-quadernários não são considerados, devido à pequena probabilidade de recorrência em tempos atuais (Wheeler, 2002).

McCalpin (1996) elaborou uma classificação para as denominadas evidências paleossísmicas, baseada em sua gênese, locação e tempo de formação. Em relação à gênese, subdividiu-as em duas classes, primárias e secundárias. As evidências primárias correspondem às deformações tectônicas relacionadas ao deslocamentos de falhas. As secundárias são produto dos tremores do terremoto. Dentro dessa classificação, só as evidências secundárias, que envolvem a deformação de depósitos sedimentares, detêm potencial de preservação no registro geológico.

O termo *sismo*, para referir-se à deformação em sedimentos causadas por abalos sísmicos, foi proposto por Seilacher (1969). Vittori *et al.* (1991) sugerem a aplicação do termo *sismo* para todas as estruturas geológicas geneticamente ligadas a terremotos. McCalpin (1996), argumentando ser essa definição excessivamente abrangente, propõe o uso do termo apenas para as chamadas evidências secundárias, que possuem expressão

estratigráfica e potencial de preservação, se aproximando mais da acepção original de Seilacher (1969). Por conseguinte, sismitos podem ser definidos como registros de atividade sísmica penecontemporânea à sedimentação.

Estruturas que podem ser sismitos são variadas, como por exemplo, bolas-e-almofadas, escorregamentos, laminações convolutas e falhas sin-sedimentares. Diques clásticos estão entre as mais comuns, e são importantes fonte de informação nos estudos de paleossismologia. Considera-se a zona de ocorrências de diques com maior somatória de espessuras, que corresponde à área de maior volume de material fluidificado, como a mais provável região paleoepicentral (Obermeier, 1996). A situação típica para a geração de intrusões de areia, diques e *sills*, sísmicamente induzidos, se dá quando um espesso depósito arenoso é capeado por uma camada de baixa permeabilidade e o nível d'água está muito perto da superfície do terreno (Obermeier *et al.*, 2002). O sedimento fluidificado pode chegar à superfície extrudindo em ambiente subaéreo ou subaquático.

Estudos empíricos, baseados em observações de terremotos recentes, mostram que a liquefação associada depende da magnitude do tremor sísmico, que só ocorre em tremores de média à alta magnitude ($m_b > 5.5$). Isso faz dos sismitos registros de intensa atividade sísmica. Conforme o aumento da magnitude a liquefação e fluidificação são mais intensas na região epicentral e alcançam distâncias cada vez maiores em relação ao epicentro (*e.g.* Allen, 1986; Vitori *et al.*, 1991; Obermeier, 1996).

A possibilidade de observação direta do fenômeno e o caráter aplicado da paleossismologia fazem com que os estudos nessa área sejam focados no Recente, e em ambientes continentais de sedimentação, fluviais, lacustres e costeiros. Entretanto sismitos ocorrem em praticamente todos os sistemas deposicionais, de eólico a marinho profundo, e são bastante comuns em rochas mais antigas, como por exemplo no Mesoproterozóico (Pratt, 1994) e Ordoviciano (Pope *et al.*, 1997) dos Estados Unidos, no Triássico da Alemanha (Knaust, 2002) e no Cretáceo do Brasil (Rossetti, 1999).

Tendo em vista que terremoto não é o único processo geológico responsável por liquefação e fluidificação de sedimentos, os pesquisadores têm se preocupado em estabelecer critérios para a identificação de sismitos (Obermeier, 1996; Jones & Omoto, 2000; Wheeler, 2002; Moretti & Sabato, 2007). Dentre as características levantadas, as diagnósticas basicamente são: ampla distribuição geográfica das ocorrências (dezenas a

centenas de quilômetros); alinhamento geográfico associado à falhas; e variação na intensidade de liquefação/fluidificação que decresce de acordo com o afastamento do epicentro associado ao sismo indutor. Outras características importantes são o confinamento estratigráfico das ocorrências (camadas perturbadas intercaladas em camadas não perturbadas) e a associação entre diferentes tipos de estruturas de liquefação/fluidificação no registro.

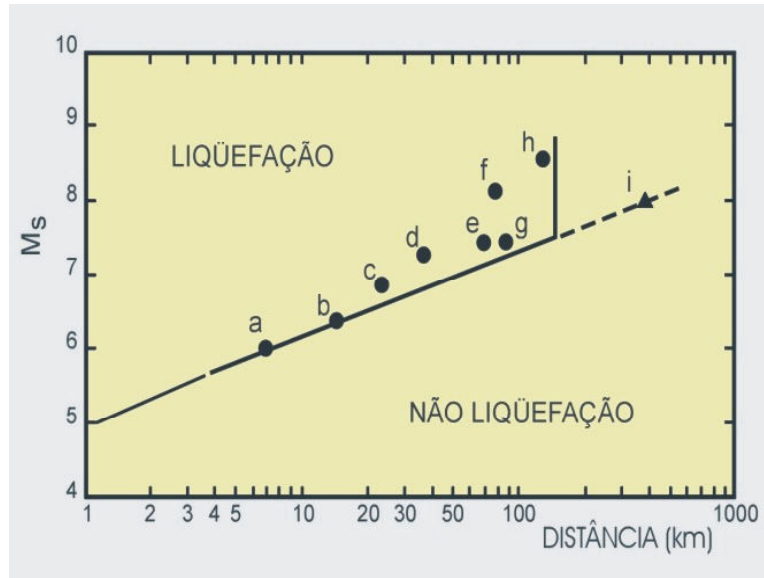


Figura A: Gráfico relacionando magnitude do terremoto com a distância máxima de liquefação associada. As letras representam observações em terremotos históricos. Para magnitudes menores que 5,5 - 6, não ocorre liquefação. Modificado de Vittori *et al.* (1991).

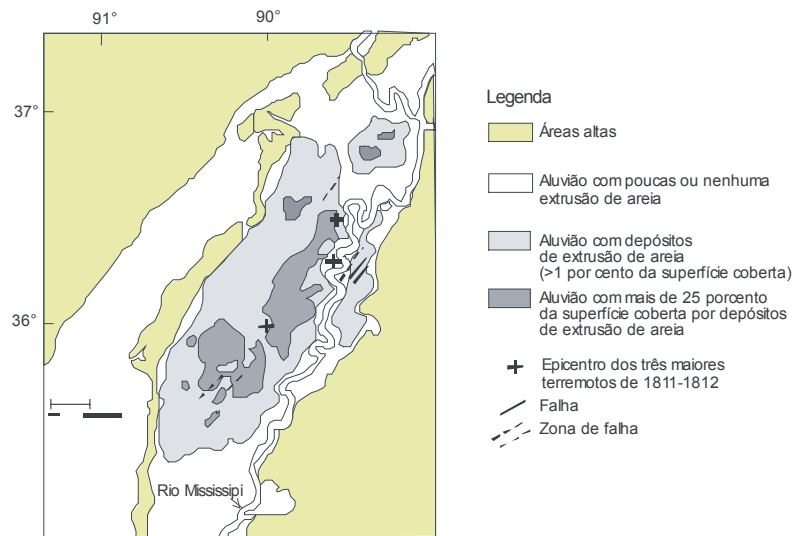


Figura B: Mapa ilustrando a variação na intensidade de fluidificação conforme a proximidade com o epicentro, na planície aluvionar do rio Mississippi, EUA. As extrusões de areia são alimentadas por diques clásticos. As feições são associadas aos históricos terremotos de New Madrid. Modificada de Obermeier (1996).

Figura 1: Liquefação e fluidificação induzidas por abalos sísmicos

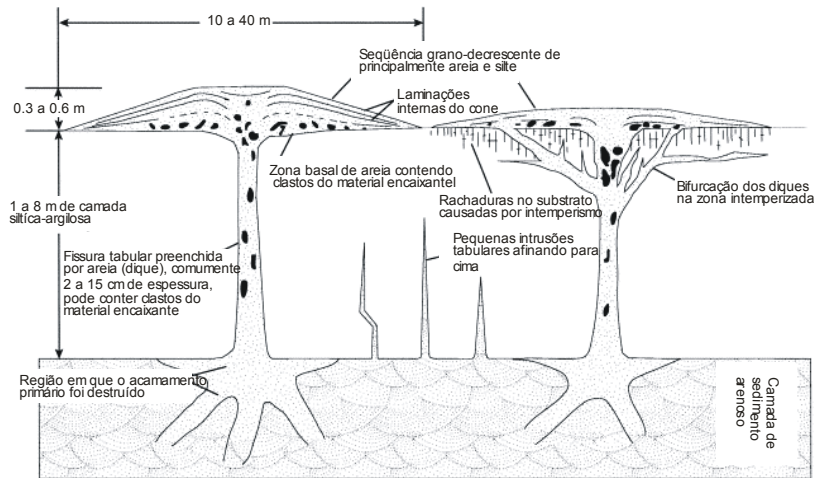


Figura A: esquema mostrando as características de diques clásticos sismicamente induzidos. O modelo foi baseado em ocorrências dos EUA, em ambientes fluviais de sedimentação. Modificado de Obermeier (1996).

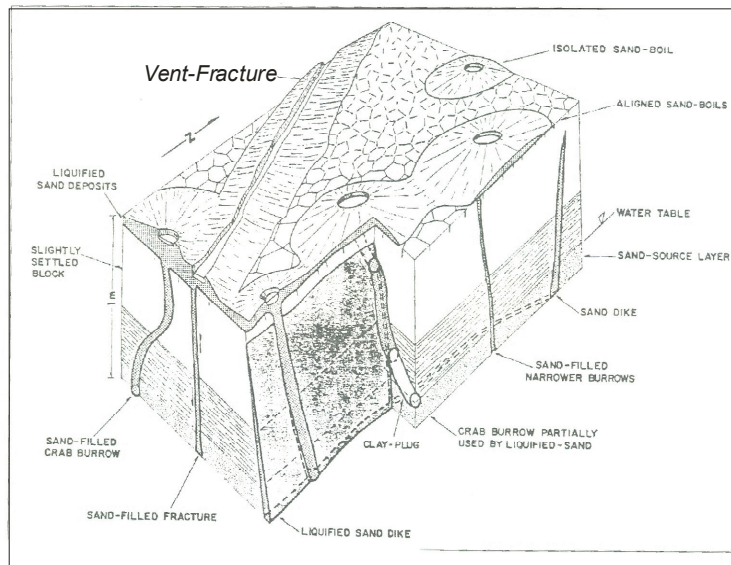


Figura B: Estruturas de fluidificação geradas por terremoto recente na Venezuela. Destaque para as *vent-fractures*. Extraído de Audermard *et al.*(1990).

Figura 2: Diques clásticos resultantes de abalos sísmicos

2.4 Mecanismos de fraturamento

A questão fundamental para a compreensão do significado tectônico de diques clásticos é a de qual é o mecanismo de ruptura que age sobre a camada que será fraturada e hospedará as intrusões, e de quais fatores controlam a distribuição espacial e orientação dos diques.

Para Aspler & Donaldson (1986) as principais causas geradoras de fraturas para a formação dos diques são: gretamento de argila, congelamento de solo, movimentos de geleiras, escorregamentos, fraturamento do embasamento, e processos tectônicos como dobras, falhas e abalos sísmicos. Huang (1988) destaca que a hipótese fundamental para o entendimento tectônico de diques clásticos é a de eles representam “fraturas fossilizadas”, e pontua três agrupamento principais de sistemas de fraturamento: (1) gerados por atividade sísmica; (2) preexistentes na sucessão sedimentar; (3) sistema de falhas relacionados a deformação tectônica e outros processos como fraturamento hidráulico. Além desses exemplos citados, podemos incluir fraturamento radial em resposta a diapirismo de sal (Marco et al., 2002) e intrusões profundas associadas à falhas poligonais (Loneragan & Cartwright, 1999; Van Resenberg et al., 2003).

Nos diques relacionados à atividade sísmica a distribuição espacial dos corpos é governada pela locação do epicentro do sismo indutor e pela orientação de falhas ativadas durante o terremoto. Segundo Obermeier (1996), os processos de fraturamento da camada sobreposta/encaixante, de acordo com os exemplos estudados pelo autor nos EUA, são principalmente três: espalhamento lateral (*lateral spreading*); oscilação de ondas sísmicas; e fraturamento hidráulico.

O espalhamento lateral ocorre quando há desnível topográfico no terreno, como por exemplo a presença de um canal. Nesse caso, o fraturamento desenvolve-se de modo perpendicular ao declive, gerando diques com espessuras que variam entre 0.5 a 2 m. A oscilação de ondas sísmicas gera compressão e distensão na camada sedimentar, e pode abrir fissuras que serão injetadas pelo sedimento fluidificado. Diques gerados por esse processo são pouco espessos, com menos de 15 cm de largura, e Obermeier (1996) não discute a existência de algum tipo de organização estrutural das fissuras geradas dessa

forma. O fraturamento hidráulico é considerado pelo autor como o principal mecanismo de ruptura da camada selante/encaixante durante terremotos.

Trabalhos recentes, como os Boehm & Moore (2002) e Jolly & Lonergan (2002), assumem o fraturamento hidráulico como elemento teórico para elaboração de modelos estruturais com diques clásticos. Por tal razão, esse tema será tratado em maior detalhe no próximo tópico. Investigando as intrusões clásticas como exemplos de fraturas hidráulicas naturais em sucessões sedimentares, Jolly & Lonergan (2002) consideram que a escala e geometria de um complexo intrusivo é governada principalmente pelo estado de esforços (*stress state*) na bacia, pela profundidade de intrusão, e pela existência de fraturas ou falhas preexistentes.

Por outro viés, Gallo (2004) pondera que a razão pela qual a geometria da intrusões clásticas pode ser tão variada deve-se ao comportamento mecânico da camada sedimentar que será injetada pelo sedimento. O autor exemplifica que, se o sedimento já sofreu uma litificação parcial, existem força coesivas que mantêm os grãos unidos, e altas pressões de fluido na camada fonte das intrusões causarão ruptura na camada sobrejacente que fraturará de acordo com o estado de tensões da bacia. Vale ressaltar, como observado por Cosgrove (1995), que as propriedades físicas dos argilominerais resultam em coesão interna nas camadas pelíticas logo após à sua deposição. Se a camada hospedeira não tiver coesão durante a injeção das intrusões, tendem-se a formarem corpos cilíndricos, *pipes*, em vez de diques (Gallo, 2004).

A distribuição e orientação das intrusões clásticas também podem ser condicionadas pelo arranjo dos elementos arquiteturais do depósito. Parize & Friès (2003) elaboraram um modelo geométrico para diques e sills que ocorrem em depósitos aptiano-albianos de água profunda do sudeste da França. A camada fonte das intrusões são arenitos maciços de canais, que alimentam injeções laterais e para baixo em pelitos calcáreos, de tal forma que os diques localizam-se nas camadas sotopostas à base e adjacentes às margens dos canais.

Muitos trabalhos reportam diques formados por preenchimento de fraturas geradas por esforços tectônicos, em todas as situações possíveis, em casos de distensão (Stollhofen 1998; Ribeiro & Terrinha, 2007), compressão (Winslow, 1983) e transcorrência (Peterson, 1966; Ghiglione, 2002).

2.4.1 Fraturamento hidráulico

Diques clásticos podem ser considerados exemplos naturais de fraturamento hidráulico (Cosgrove, 1995; Jolly & Lonergan, 2002). Esse processo tem lugar quando uma rocha ou sedimento coesivo é submetido a uma pressão de fluido que causa sua ruptura, que ocorre quando a pressão de fluido ultrapassa o esforço horizontal mínimo e a resistência à tração (*tensile strength*) da camada.

O tipo, disposição espacial e geometria das fraturas geradas por esse mecanismo, além de influenciadas pelas características físicas do material fraturado, dependem principalmente da magnitude do *stress* diferencial relacionado ao esforço operante na rocha ou sedimento (Cosgrove, 1995; Cosgrove; 2001; Hillis, 2003).

As fraturas geradas por incremento de pressão de fluido, segundo Cosgrove (1995, 2001), podem ser trativas ou cisalhantes. Outros autores definem um fraturamento em situação intermediária chamado de híbrido (Sibson, 1996; Hillis, 2003). Em condições de *stress* diferencial muito grande, o círculo de Mohr tende a atingir a envoltória de ruptura no campo compressivo, gerando pares conjugados de cisalhamento com a bissetriz do ângulo agudo correspondendo à orientação do esforço compressivo máximo (σ_1). Em situação de *stress* diferencial de pouca magnitude, o círculo de Mohr tende a atingir a envoltória de ruptura dentro do campo trativo, gerando fraturas trativas (figura 3A).

O arranjo espacial das fraturas trativas também é determinada pelo *stress* diferencial, sendo que quanto maior este, mais as fraturas tendem a ser paralelas entre si e perpendiculares ao vetor do esforço horizontal mínimo (σ_3). Com ausência ou *stress* diferencial muito pequeno, as fraturas tendem a ser randômicas. A figura 3B ilustra teoricamente as situações extremas e intermediárias.

A presença de pressão de fluido, também referida como pressão de poros, modifica o estado de esforços operante na rocha ou sedimento (Cosgrove, 1995; Hillis, 2003). O incremento da pressão de fluido reduz o esforço normal efetivo (esforço total menos a pressão de fluido), resultando teoricamente no deslocamento do círculo de Mohr em direção a envoltória de ruptura até atingi-la, gerando fraturas trativas (em caso de baixo *stress* diferencial) ou cisalhantes (em caso de alto *stress* diferencial). Baseados em dados

empíricos adquiridos em poços nas bacias marinhas do mundo, Hillis (2003) concluiu que o efeito da pressão de fluido além de modificar o esforço normal efetivo, também diminui o *stress* diferencial operante. Por decorrência desse fenômeno as rupturas geradas pelo fraturamento hidráulico tendem a ser predominantemente trativas.

Boehm & Moore (2002) realizaram análise de paleotensões em diques de areia alojados em folhelhos miocênicos em Santa Cruz, California, considerados como produtos de fraturamento hidráulico. Os autores analisaram 328 intrusões, divididas em três grupos: diques de orientação NE, sills, e diques oblíquos. As espessuras variam de poucos centímetros até 13 metros, e a análise estatística mostra que as intrusões finas são mais numerosas, relacionadas ao grupo dos diques oblíquos que possuem diversas orientações. Porém a espessura cumulativa, obtida pela somatória da espessura individual em cada grupo definido, mostra que os diques NE e os sills são muito mais significativos que os diques oblíquos em termos de espessura e dilatação totais. Concluíram que a direção preferencial de dilatação NE representa o plano perpendicular ao vetor de esforço horizontal mínimo (σ_3) de direção NW.

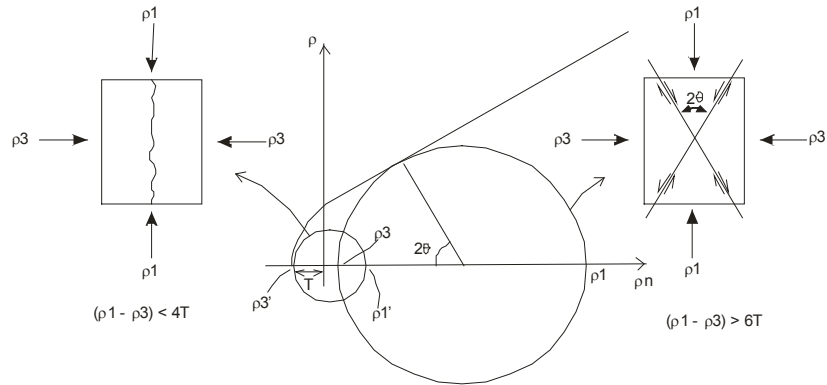


Figura A: Diagrama de círculo de Mohr, ilustrando os dois tipos de fraturas geradas por fraturamento hidráulico. À esquerda fraturas trativas geradas em situações de baixo *stress* diferencial, à direita fraturas de cisalhamento, geradas em situações de altos valores de *stress* diferencial. Modificado de Cosgrove (1995).

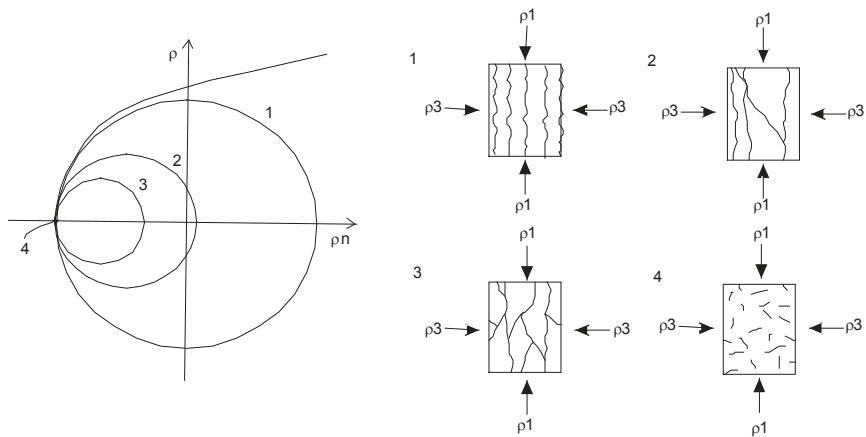


Figura B: Possibilidades de ordenação de fraturas trativas de acordo com diferentes magnitudes do *stress* diferencial. Na esquerda expressão gráfica de quatro hipóteses numeradas com as respectivas fraturas associadas na direita. Quanto maior o *stress* diferencial, maior o paralelismo entre as fraturas. Modificado de Cosgrove (1995).

Figura 3: Gráficos ilustrando modos de fraturamento hidráulico

3 TECTÔNICA DO CINTURÃO CABO-LA VENTANA E INFLUÊNCIAS NA EVOLUÇÃO DA BACIA DO PARANÁ

3.1 Introdução

A correlação geológica entre as rochas sedimentares da América do Sul que afloram nas *Sierra Australes* ou *Sierra de La Ventana* na Argentina, e nas Ilhas Falkland/Malvinas, com as rochas do Cinturão do Cabo na África do Sul, foi estabelecida nas primeiras décadas do século XX. No clássico trabalho de du Toit (1937), essa correlação sustenta a definição do Geossinclíneo SAMFRAU, unidade contínua e contígua ao longo da borda sul do paleocontinente Gondwana, com história geológica compatível desde a sedimentação no Paleozóico Inferior seguida, após importante discordância, por deformação e sedimentação sin-tectônica no Paleozóico Superior. Esse último evento tectônico é nomeado então de “Orogenia Gondwanides”.

Numa época em que grande parte, senão a maioria, da comunidade geológica duvidava da mobilidade horizontal dos continentes, essa correlação transformou-se em forte argumento em prol da teoria da deriva continental de Wegener. Dessa forma, a correlação de tais registros assumiu um papel importante na história do desenvolvimento científico da Geologia.

Trabalhos recentes reafirmam, apuram e estendem essa correlação (*e.g.* Veevers *et al.* 1994; Rossello & Lopéz-Gamundí, 1998). Atualmente são identificados registros da “Orogenia Gondwanides” na América do Sul, África, Austrália e Antártica. O enfoque do presente capítulo se dá sobre os dois primeiros continentes citados, notadamente sobre as rochas da *Sierra Australes* ou *La Ventana*, na Argentina, e do Cinturão do Cabo, na África do Sul, agrupadas aqui como cinturão Cabo-La Ventana. Essas rochas representam então o segmento oeste de um extenso cinturão de deformação que desenvolveu-se ao longo da borda sul do paleocontinente Gondwana.

Um importante marco na evolução tectônica desse período foi a mudança de uma bacia intracratônica (sedimentação eopaleozóica), para uma bacia de antepaís (sedimentação neopaleozóica) associada a geração do cinturão de dobramentos por compressão e deformação dos depósitos do Paleozóico Inferior. Essa mudança processou-

se de maneira diacrônica ao longo do Permiano na borda sul do Gondwana (Veevers *et al.*, 1994).

Os modelos geotectônicos publicados na literatura para o cinturão Cabo-La Ventana são divergentes. A principal controvérsia envolve a evolução tectônica da Patagônia. A questão discutida é se a Patagônia representa um continente alóctone colidido no fim do Paleozóico, gerando a compressão deformadora e o magmatismo presente em seus maciços, ou se era parte integrante do Gondwana, e a tectônica do cinturão Cabo-La Ventana e magmatismo contemporâneo seriam relacionados à uma margem tipo andina.

Contemporânea à tectônica formadora do cinturão Cabo-La Ventana, a sedimentação na Bacia do Paraná encontrava-se nos estágios finais da fase de maior subsidência de sua evolução (Milani, 1997), correspondente a deposição das unidades superiores do Grupo Passa Dois. A evolução paleogeográfica desse período é caracterizada pela progressiva continentalização da bacia, com a transição de depósitos de um amplo mar epicontinental para depósitos lacustres e deltáicos, seguidos de sedimentação fluvial e eólica (*e.g.* Lavina, 1991; Milani, 1997).

A transição entre o Paleozóico e Mesozóico (Permotriássico) é um intervalo de tempo de importantes mudanças na história da Terra. Nele ocorre a constituição do supercontinente Pangea, e também, provavelmente não por coincidência, a maior extinção em massa da evolução biológica terrestre, registrada no conteúdo fóssilífero em diversos continentes do planeta. Na Bacia do Paraná foi um período de significativa atividade tectônica, principalmente por meio de reativações de estruturas do embasamento, que transferiram os esforços compressivos operantes na margem do paleocontinente para regiões intracratônicas (*e.g.* Soares, 1991; Rostirolla *et al.*, 2000).

O objetivo do presente capítulo é sintetizar a evolução tectônica do Cinturão Cabo-La Ventana e suas conseqüências na evolução da Bacia do Paraná. Porém registros gondwânicos dessa idade não são restritos a essas unidades geotectônicas. Na América do Sul esse evento tectônico também é conhecido como Orogenia Sanrafaélica, que resultou na geração de uma série de bacias principalmente no oeste Argentino (Limarino & Spaletti 2006), e em magmatismo com vulcanismo associado (López-Gamundi, 2006). Na África um quadro geral da sedimentação neopaleozóica pode ser obtido em Bumby & Guirard (2005) e Catuneanu *et al.* (2005).

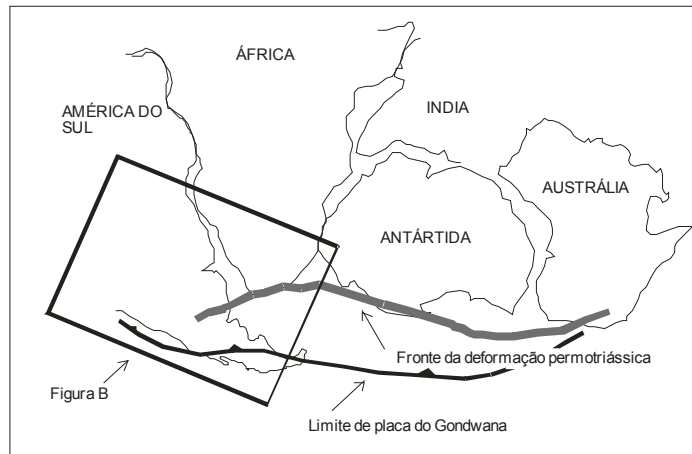


Figura A: Mapa do Gondwana ilustrando abrangência da deformação permotriássica (Orogenia Gondwanides). Modificado de Veevers *et al* (1994).

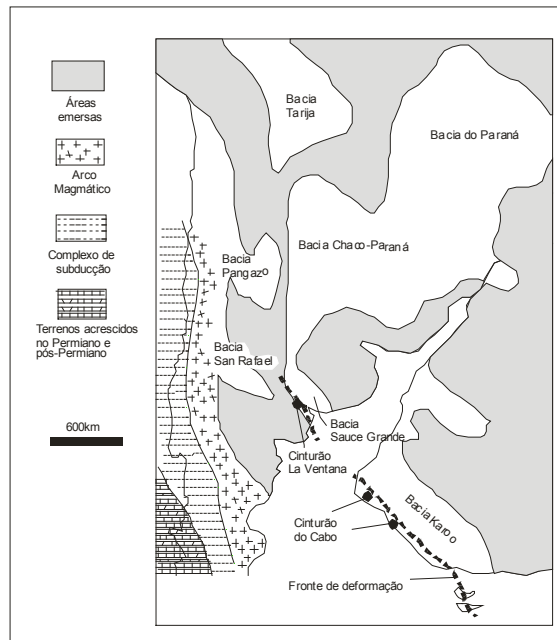


Figura B: Mapa da paleogeografia e contexto tectônico no permotriássico no Gondwana Ocidental (América do Sul e África). Modificado de López-Gamundi & Rossello (1998).

Figura 4: Paleogeografia e tectônica permotriássica no Gondwana.

3.2 Cinturão de dobramentos Cabo-La Ventana e bacias Karoo e Sauce Grande

3.2.1 Estratigrafia e sedimentação

O primeiro trabalho que faz a correlação geológica entre as rochas aflorantes nas Sierras Australes ou La Ventana da Argentina, com as rochas do Cinturão do Cabo na África do Sul é o de Keidel (1917, *apud* du Toit, 1937). A correlação entre Argentina e África do Sul é baseada na semelhança paleoclimática, paleogeográfica e paleotectônica entre a Bacia Sauce Grande e Cinturão La Ventana com a Bacia Karoo e Cinturão do Cabo (Rossello & López-Gamundí, 1998).

Esses depósitos gondwânicos geralmente são divididos em dois episódios de sedimentação principais: (1) deposição no Paleozóico Inferior a Médio numa plataforma continental em bacia intracratônica distensional tipo *sag*; (2) deposição no Paleozóico Superior em bacia de antepaís associada à geração do cinturão de dobramentos composto pelas camadas eopaleozóicas (de Wit & Ransome, 1992; Veevers et al. 1994; López-Gamundí & Rossello, 1998).

Na África do Sul a unidade eo-mesopaleozóica é representada pelo Supergrupo Cabo, composto pelos grupos Table Mountain, Bokkeveld e Witteberg (Broquet, 1992). Na Argentina pelos grupos Curamalal e Ventana (Harrington, 1972). Esses depósitos consistem de rochas siliciclásticas, principalmente arenitos com pelitos subordinados (metamorfisados em baixo grau, quartzitos e filitos). O Supergrupo Cabo (Ordoviciano-Carbonífero) apresenta uma sucessão de ambientes fluvial, costeiro e marinho raso de plataforma continental (Shone & Booth, 2005). O Grupo Curamalal (Ordoviciano-Siluriano) é uma seqüência transgressiva com conglomerados basais, arenitos e pelitos marinhos rasos no topo; o Grupo Ventana (Devoniano), sobreposto em discordância, também apresenta empilhamento transgressivo com sedimentação similar a unidade anterior (Harrington, 1972).

Após a sedimentação eo-mesopaleozóica ocorre uma significativa discordância regional, sobre a qual assenta-se o ciclo sedimentar do Neopermiano-Eotriássico. Essa discordância também marca o momento da conversão de uma bacia intracratônica,

dominada por sedimentação com área fonte cratônica ao norte (Turner, 1999), para uma bacia de antepaís com preenchimento molássico vindo do sul, notadamente no fim do Permiano, o que registra o soerguimento do cinturão de dobramentos (Lock, 1980; Cole, 1992; López-Gamundí & Rossello, 1998).

As unidades neopalezóicas a eotriássicas compõem o preenchimento das bacias Sauce Grande e Karoo. Na estratigrafia da África do Sul compreendem a Formação Dwyka e grupos Ecce e Beaufort e na Argentina o Grupo Pillahuincó, formações Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete e Tunas (Harrington, 1972). O registro na África do Sul é mais espesso e a sedimentação adentra o Triássico (Turner, 1999), enquanto que na Argentina a deposição não ultrapassa o Permiano (López-Gamundí *et al.* 1995); porém o quadro da evolução tectono-sedimentar é similar em ambas bacias (López-Gamundí & Rossello, 1998).

A base da sedimentação é constituída por diamictitos glaciais permocarboníferos, repousados em importante discordância sobre as unidades mais antigas (Fm. Dwyka na África do Sul, Fm. Sauce Grande na Argentina). Esse episódio de glaciação no Permocarbonífero é bem marcado na evolução paleogeográfica do Gondwana, com registro abrangente, presente por exemplo na Bacia do Paraná (Subgrupo Itararé) e nas ilhas Falkland/Malvinas (Fm. Lafonian) (Visser, 1987; López-Gamundí & Rossello, 1998).

A evolução pós-glacial da sedimentação apresenta dois estágios bem marcados, presentes nas duas bacias, governados pela interação entre soerguimento do cinturão orogênico e subsidência na área adjacente, com tendência de granocrescência para o topo na sucessão estratigráfica (López-Gamundi & Rossello, 1998). Na Argentina correspondem às formações Piedra Azul, Bonete e Tunas do Grupo Pillanhuicó e na África do Sul aos grupos Ecce e Beaufort.

Os dois estágios são denominados de *underfilled* e *overfilled*, e são característicos de bacias de antepaís (Allen *et al.* 1986; Jordan, 1995). O primeiro é constituído por sedimentação essencialmente pelítica em ambiente marinho profundo (abaixo do nível de onda), tido como produto da transgressão marinha global ocorrida após o final da glaciação permocarbonífera (Visser, 1993). Representa situação de bacia faminta, com altas taxas de subsidência e baixo aporte sedimentar (Allen *et al.* 1986, Jordan, 1995), e deposição siliciclástica restrita às áreas proximais da bacia (López-Gamundi & Rossello, 1998). Os

registros desse estágio são mais espessos na África do Sul, representados pelas formações Prince Albert e Whitehill. A Formação Piedra Azul é a correspondente na Argentina

No estágio sucedâneo, *overfilled*, o aporte sedimentar ultrapassa a taxa de geração de espaço resultando em progradação, representada no empilhamento estratigráfico por granocrescência ascendente (*coarsening upward*). É bem definido em ambas as bacias, Karoo e Sauce Grande, com a progradação em direção ao cráton, alcançando partes distais da bacia de antepaís (López-Gamundi & Rossello, 1998).

O Permiano Superior é marcado por importante mudança de área fonte na sedimentação, que passa a localizar-se ao sul, no cinturão de dobramentos (a partir da formação Bonete na Argentina e na porção média do Grupo Ecça na África), distintamente das unidades mais antigas que tinham área fonte ao norte, no cráton (Veevers *et al.* 1994; López-Gamundi & Rossello, 1998). O transporte sedimentar se dá no mesmo sentido do transporte tectônico, situação comum em muitos depósitos associados a cinturões de empurrões e dobramentos (Steidtmann & Schmitt, 1988). Na Argentina a Formação Tunas, topo do Grupo Pillanhincó, registra claramente essa mudança. Os sedimentos principalmente arenosos representam um sistema deltaíco que prograda para nordeste (Lopez-Gamundi *et al.* 1995). A presença de dobras sin-sedimentares e estratos de crescimento é evidência direta de deposição sin-tectônica sobre esforços compressivos (Cobbold, 1991; Lopez-Gamundi *et al.* 1995). A sedimentação diretamente sotoposta aos sistemas deltáicos possui diferenças entre os registros da África do Sul e Argentina. Na África do Sul ocorrem depósitos turbidíticos anteriores a progradação deltaíca, que estão ausentes na coluna estratigráfica da Bacia Sauce Grande.

A inversão nas paleocorrentes é acompanhada por mudança na composição dos arenitos que se tornam mais arcoseanos e líticos, como observado na Formação Tunas da Argentina (Lopez-Gamundi *et al.* 1995) e no Grupo Ecça e Beaufort da África do Sul (Johnson, 1991). Na Argentina Lopez-Gamundi *et al.* (1995) atribuem essas mudanças ao vulcanismo e deformação com subsequente soergimento dos terrenos do Cinturão La Ventana.

Importantes registros de atividade magmática são documentados ao longo da margem sul-ocidental do Gondwana no Paleozóico Superior, que incluem o vulcanismo ácido Choiyoi no oeste Argentino e intrusões graníticas no norte da Patagônia (Pankhurst *et*

al., 2003). Tufos intercalados aos depósitos neopaleozóicos são encontrados nas bacias Sauce Grande, Karoo e Paraná, relacionados ao vulcanismo Choiyoi com idade entre 280-260Ma (López-Gamundi, 2006).

A sucessão sedimentar continental triássica-jurássica presente no topo da Bacia Karoo, sem contraparte na Bacia Sauce Grande, apresenta granodecrescência ascendente (*fining-upward*), evidências de soerguimento na área fonte, mudança de paleogeografia e vulcanismo compatível com o Basalto Karoo (Turner, 1999). Essas evidências marcam uma nova etapa de sedimentação por subsidência mecânica relacionada à distensão precursora à fragmentação do Gondwana-Pangea, diferindo da deposição anterior regida por subsidência flexural em bacia de foreland (Turner, 1999).

Na América do Sul ocorrem bacias triássicas associadas a tectônica distensional (Zerfass et al. 2004): no sul do Brasil a Formação Santa Maria, no oeste argentino bacias Ischigualasto e Cuyo, El Tranquilo no sul da Patagônia e bacias menores no norte da Patagônia e norte do Chile.

3.2.2 Deformação

Na África do Sul a deformação permotriássica está registrada no Cinturão do Cabo, e envolve a deformação do embasamento pré-cambriano, de granitos do Paleozóico Inferior e rochas sedimentares de margem continental do Ordoviciano e Carbonífero do Supergrupo Cabo, além de deformar e definir a margem sul da Bacia Karoo, Carbonífero-Triássico (Johnston, 2000).

O cinturão de dobramentos pode ser dividido em dois domínios tectônicos: oeste e sul (de Beer, 1995; Johnston, 2000). Esses domínios são separados pela Sintaxe do Cabo, na qual ocorrem mudanças na direção estrutural, no estilo e intensidade de deformação. No domínio oeste as rochas são deformadas de maneira mais suave, com orientação estrutural de falhas e dobras de noroeste para norte (de Beer, 1992). Componente de deslocamento paralelo à direção do acamamento é evidenciado pela presença de lineações de estiramento e *slickensides* (Ransome and de Wit, 1992). O padrão de dobramentos, falhas e lineações é compatível com deformação por transcorrência dextral (Cobbold et al., 1992).

O domínio sul configura a maior parte do cinturão se estendendo por mais de 600km a partir da Sintaxe do Cabo até a costa leste da África do Sul. Caracteriza-se por estruturas de direção leste-oeste com vergências para norte, incluindo empurrões, dobras recumbentes e nappes (Johnston, 2000). A deformação é essencialmente compressiva, com encurtamento estimado em cerca de 120km (Hälbich, 1992).

A Sintaxe do Cabo possui estruturação nordeste e separa os domínios oeste e sul. De Beer (1995) considera essa região como de intersecção entre os dois domínios estruturais, o que resulta em padrões de interferência complexos, e a interpreta, baseado em modelos de caixa de areia, como produto de encurtamento simultâneo, com magnitudes diferentes, em duas direções (oeste e sul). Johnston (2000) defende outra origem para a sintaxe, relacionando-a à geração de oroclínio sob ação de tectônica transcorrente.

Outra compartimentação estrutural é proposta por Paton et al. (2006). O autor divide o cinturão em dois domínios com deformações diferentes: Norte e Sul. A tectônica de cada domínio é associada respectivamente aos tipos *thin-skinned* e *thick-skinned*. Nesse trabalho também discute-se o importante papel desempenhado pelas estruturas preexistentes (estruturas do embasamento e falhas geradoras da bacia do Supergrupo Cabo) na deformação compressiva do Permotriássico e na posterior distensão mesozóica relacionada à fragmentação do Gondwana-Pangea.

Seguindo a compartimentação de Paton et al. (2006), o domínio norte é constituído pelo baixo relevo associado à Bacia Karoo com os depósitos permo-carboníferos de tilitos e turbiditos deformados. Possui diferentes estilos de dobras, algumas com vergência para norte, sendo que a intensidade da deformação decresce também para norte. Empurrões subordinados, para norte, de baixo ângulo, também ocorrem, sendo que o embasamento não está envolvido nos deslocamentos produzidos pelas falhas.

A região de topografia acidentada, com elevações acima de 1500m, formada pelas camadas do Supergrupo Cabo deformadas, constitui o denominado domínio sul. As dobras possuem padrões mais complexos, apresentam vergência marcante para norte e as falhas de empurrão são mais frequentes, apresentando ângulos com maiores mergulhos em relação ao domínio norte, e o embasamento está envolvido no deslocamento gerado por essas estruturas, aflorando em núcleos de charneira de grandes anticlinais.

O metamorfismo regional no Cinturão do Cabo muda gradualmente das unidades não metamorfisadas da bacia de antepaís ao norte, e rumando para sul passa por anquimetamorfismo até fácies xisto verde na linha de costa atual da África do Sul (Hälbich, 1992). A datação de minerais metamórficos desenvolvidos nas clivagens tectônicas do cinturão permitiu a identificação de quatro episódios principais de deformação em 278, 258, 247 e 230 Ma (Hälbich, 1983, *apud* Hälbich, 1992).

Na Argentina os registros a deformação permotriássica compõe um cinturão dobrado que forma as Serra *La Ventana*, de pequena expressão geográfica, com 150 km de comprimento e 50 km de largura, alinhado na direção NW-SE.

Análise de indicadores cinemáticos em estruturas tectônicas permitiu a Cobbold *et al.* (1986) reconhecerem dois elementos estruturais principais: empurrões com topo para NE e zonas de cisalhamento dextral de direção N-S. Posteriormente Cobbold *et al.* (1991) definem três domínios estruturais com diferentes estilos tectônicos, interpretados como produtos de partição de deformação num mesmo regime transpressivo com deslocamento dextral. Esses domínios foram nomeados Arco Noroeste, Cinturão Central e Bacia Sudeste.

No Arco Noroeste a maioria das formações mostram espessura máxima aflorante em sua parte central. É estruturado por dobras em *chevron*, impressas principalmente em quartzitos bem estratificados, com vergência para NE. A ocorrência de flancos inversos aumenta para NE e a amplitude das dobras e a intensidade da deformação decrescem progressivamente para NW. Clivagens paralelas à estruturação do arco e lineações de estiramento perpendiculares ocorrem associadas. Não há evidências de movimentação transcorrente significativa ao longo da direção do arco.

O Cinturão Central possui direção aproximada N-S. É a única área em que aflora o contato do embasamento granítico com a cobertura paleozóica. A deformação é definida por uma combinação de empurrão de baixo ângulo com transporte tectônico para norte, e transcorrência de alto ângulo dextral. O embasamento e a cobertura são milonitizados conjuntamente.

Na Bacia Sudeste afloram as unidades permocarboníferas do Grupo Pillahuincó. A deformação é predominantemente transcorrente dextral com empurrões para NE subordinados (lineações de estiramento são de mergulho e horizontais). Na parte oeste da

bacia as dobras são mais apertadas, com flancos invertidos e milonitização associada. É o menos deformado entre os domínios, com encurtamento horizontal regional menor que 10%. Dobras sin-sedimentares no Permiano (Fm. Tunas), evidenciam esforços compressivos atuantes durante a sedimentação.

A deformação compressiva na Serra La Ventana foi acompanhada por metamorfismo anquizonal no leste e fácies xisto verde no oeste (von Gosen *et al.*, 1991). O grau metamórfico aumenta de acordo com a profundidade dos níveis estratigráficos, sendo que no Grupo Pillahuincó está na interface diagênese-anquimetamorfismo, no Grupo Ventana fácies xisto verde inferior, e no Grupo Curamalal fácies xisto verde. O crescimento de minerais metamórficos nas clivagens da dobras permitiu datações radiométricas do metamorfismo. A principal fase de metamorfismo e deformação dúctil na Serra de La Ventana é permiana, datações em illita metamórfica forneceram idades K/Ar de 273 +/- 8 Ma e 265 +/- 8 Ma no Grupo Ventana (Varela *et al.*, 1985) e 260 +/- 3 Ma e 282 +/- 3 Ma (Buggisch, 1987).

3.2.3 Ilhas Falkland/Malvinas

As ilhas Falkland/Malvinas localizam-se a sul da América do Sul, sobre a plataforma continental mais extensa do continente. Sua geologia apresenta claras evidências relacionadas a tectônica Gondwanides. Trabalhos pioneiros já correlacionavam a geologia das ilhas, composta principalmente por rochas sedimentares paleozóicas dobradas, com a África do Sul (p. ex. Halle, 1912, *apud* Marshall, 1994; DuToit, 1927). Adie (1952) estabeleceu correlação litoestratigráfica e estrutural com as rochas do leste da África do Sul. A comparação geológica implicava numa rotação de 180° das ilhas na reconstrução de sua antiga posição no Gondwana. Trabalhos mais recentes reforçam essa teoria com a soma de dados paleomagnéticos (Mitchel *et al.*, 1986), refinando e confirmando a correlação geológica (Marshall, 1994; Curtis & Hyam, 1998; Trewin *et al.*, 2002; Hunter & Lomas, 2003), e propondo modelos de fragmentação do Gondwana e consequente trajetória e rotação das Falkland/Malvinas (Storey *et al.*, 1999; Hyam *et al.*, 2000).

O registro geológico das ilhas é dividido em três unidades estratigráficas. O embasamento cristalino pré-cambriano é representado pelo Complexo Cabo Meredith, e as

coberturas sedimentares paleozóicas são subdividas em Grupo Gran Malvina ou West Falklands e Supergrupo Lafonian (Marshall, 1994; Aldiss & Edwards, 1998).

As rochas do embasamento, aflorantes em pequena área na extremidade sul da ilha oeste, são correlacionadas à província metamórfica de Natal do sudeste do África do Sul, e ao Dronning Maund Land, no leste da Antártica (Thomas et al., 2000). Em discordância litológica aflorante sobre embasamento, o Grupo West Falkland representa a sedimentação do Paleozóico Inferior, correlata às descritas antes para a África do Sul e Argentina. Essa unidade foi afetada pela deformação Gondwanides, sendo que existe diferença no estilo estrutural entre as ilhas Leste e Oeste (Curtis & Hyam, 1998). O supergrupo Lafonian é neopaleozóico, com os depósitos glaciais basais (Formação Fitz Roy), correlato à segunda fase de sedimentação descrita anteriormente.

3.2.4 Modelos geotectônicos

Os modelos e hipóteses geotectônicas que buscam explicar a deformação permotriássica do Cinturão Cabo-La Ventana (Gondwanides) são controversos. Existem duas principais vertentes: tectônica relacionada à margem tipo andina (e.g. Lock, 1980; Veevers *et al.*, 1994; Trouw & de Wit, 1999; Johnson, 2000) e colisão com terreno alóctone Patagônia (e.g. Ramos, 1984; Pankhurst *et al.*, 2006).

A hipótese da Patagônia como continente alóctone que teria colidido com o Gondwana durante o fim do Permiano e começo do Triássico surge com Ramos (1984). Nessa hipótese o maciço norte da Patagônia seria a margem ativa, e o Gondwana representaria a margem passiva do evento de subducção precursor à colisão. O assoalho oceânico teria sido subductado para sudoeste gerando um arco magmático paleozóico no maciço norte patagônico representado pelo plutonismo calcioalcalino e metaluminoso com vulcanismo e metamorfismo regional.

O embasamento metamórfico do maciço norte patagônico apresenta idades brasileiras, apontando que a Patagônia participou da aglutinação do Gondwana (Pankhurst *et al.*, 2003). Ramos (2004) para sustentar sua hipótese de colisão, especula que a Patagônia, após participar da constituição do Gondwana, teria se separado do continente

por uma fase de Rift no Cambriano, para depois se amalgamar novamente durante o final do Paleozóico, o que faria dela um bloco para-autóctone.

Para Ramos (1984, 2004) o modelo de colisão explica melhor o magmatismo granítico da Patagônia. Porém existem trabalhos que relacionam o magmatismo do norte da Patagônia à tectônica andina (Hervé, 1988; Cingolani *et al.*, 1991, *apud* von Gosen, 2002; Dalla Salda *et al.* 1994; Varela *et al.*, 1997).

Estudos paleomagnéticos e correlações estratigráficas e paleontológicas são contrários ao modelo da aloctonia patagônica. Dados paleomagnéticos no centro-oeste e nordeste da Patagônia, respectivamente Grupo Tepuel (Carbonífero) e Formação Sierra Grande (Siluro-Devoniano), são compatíveis com os pólos paleomagnéticos do Gondwana, implicando que desde o Devoniano a Patagônia não se encontrava separada da América do Sul (Rapalini *et al.* 1994; Rapalini 1998).

A Formação Sierra Grande, no nordeste patagônico, é composta por rochas sedimentares clásticas e apresenta conteúdo fóssilífero da fauna Malvinokafrika, presente nas sucessões sedimentares da África do Sul, Ilhas Falkland/Malvinas/, e na *Sierra La Ventana* (Müller, 1964 *apud* von Gosen, 2002). A estratigrafia da Fm. Sierra Grande é correlata com partes do Grupo Ventana (von Gosen, 2002). Esses dados podem ser evidências que desde o Devoniano a região norte da Patagônia fazia parte do Gondwana.

Considerando os dados desses estudos posteriores, outro modelo colisional é proposto por Pankhurst *et al.* (2006). Os autores, baseados principalmente no estudos do magmatismo *sensu latu* granítico dos maciços da Patagônia, sustentam que a postulada colisão deu-se entre a porção sul patagônica, representada pelo maciço de Deseado, com o maciço Norte. Tal colisão teria ocorrido no Carbonífero Médio, resultante de um fechamento de oceano com subducção de curta duração (~20Ma) para nordeste, sendo o maciço Norte parte constituinte do Gondwana. Os autores destacam que a ocorrência de magmatismo de arco relacionado à subducção e granitos anatóxicos pós-colisionais, na parte sudoeste do maciço Norte, indicam que ele era a placa de cima ou margem ativa. Nesse modelo a zona de sutura estaria encoberta por sedimentos mesozóicos da Bacia de San Jorge.

A maior parte das reconstruções paleotectônicas são baseadas na existência de uma margem convergente tipo Andina no sudoeste do Gondwana. As reconstruções

paleomagnéticas, paleogeográfica e paleoclimática mais aceitas não são compatíveis com a aloctonia da Patagônia (López-Gamundi & Rossello, 1998). Trow & de Wit (1999) lembram que ao longo de toda sua história no Paleozóico o Gondwana teve uma margem ativa à sul-sudoeste, e a orogenia Gondwanide seria só mais uma entre outras, durante a evolução tectônica da margem andina.

Ramos (1984) já reconhecia a ausência de evidências geológicas diretas de sutura (ofiolitos) entre a Patagônia e América do Sul como um obstáculo à hipótese de colisão. Esse fato é citado pelos autores contrários a esse modelo (e.g. Lock, 1980; Forshyte, 1982; López-Gamundi & Rossello, 1998). A extensa cobertura mesozóico-cenozóica que compõe o substrato dos pampas do norte da Patagônia torna os afloramentos escassos e isolados, o que, para Ramos (2004), dificulta testes dos modelos geotectônicos.

Um das questões de destaque e grande problema nas interpretações tectônicas do Gondwanides é a grande distância entre o Cinturão Cabo-La Ventana e a margem convergente dos Andes (Lock, 1980; Johnston, 2000). Lock (1980) apresenta o modelo de subducção de baixo ângulo (*flat-slab subduction*) para explicar a deformação Gondwanides na África do Sul e América do Sul. Essa hipótese explicaria a grande distância da faixa de deformação (~1500km) com a margem ativa. O Cinturão do Cabo e suas extensões seriam cinturões intracontinentais em região de *back-arc*. Para Lock (1980) a filiação gondwânica das Falkland, sua correlação com a África do Sul e sua atual posição na América do Sul são contraditórios ao modelo de aloctonia da Patagônia.

Forsythe (1982) elabora um modelo de evolução tectônica do sudoeste sul-americano considerando a existência de uma margem continental tipo andina durante o Paleozóico Superior e Mesozóico. O autor define três elementos tectônicos principais, de oeste para leste: antearco, arco magmático e retroarco. O antearco é representado por prismas de acreção no limite ocidental dos Andes. O arco magmático pelas rochas plutônicas, extrusivas e metamórficas da Patagônia, com idades entre 290-190Ma. A deformação da *Sierra La Ventana* teria ocorrido num contexto de retroarco. Portanto o Geossinclíneo Samfrau de du Toit (1937) não seria a margem pacífica do Gondwana com antes proposto, e sim uma bacia epicratônica de retroarco.

A longínqua localização (~1500 km) do retroarco, cinturão de dobramento e bacia de antepaís, da margem convergente, também é explicada pela reativação intracontinental

de estruturas preexistentes relacionadas à descontinuidades do embasamento da Bacia do Cabo (Daly et al. 1989; Cole 1992).

Considerando as importantes componentes de transcorrência descritas na deformação Gondwanides da América do Sul (Cobbald et al., 1991) e Antártica (Curtis, 1997), Johnston (2000) propõe que tais movimentações são resultado de subducção oblíqua e de baixo ângulo. O significativo encurtamento da compressão expressa no Cinturão do Cabo teria acomodado a transcorrência dextral da América do Sul e Antártica. Ainda nesse trabalho o autor propõe como análogo a tectônica mesozóica das Montanhas Rochosas no Canadá, onde a deformação desenvolvida cerca de 1500 km da margem cordilheirana continente adentro, é governada por subducção oblíqua e translações dextrais paralelas à margem continental.

A partir do Triássico Médio ocorre um episódio de sedimentação continental sob tectônica distensiva, precursora à separação Pangea-Gondwana. Essas bacias possuem distribuição em *échelon* controlada por zonas de cisalhamento sub-perpendiculares ao orógeno Gondwanide, geradas durante a fase compressiva (Veevers *et al.* 1994; Zerfass *et al.*, 2004).

A separação do Gondwana e conseqüente rotação das ilhas Falkland/Malvinas é atribuída ao deslocamento ao longo da Zona de Fraturas de Agulhas, sob transcorrência dextral, com distensão NE-SW associada (Storey et al. 1999, Hyam et al. 2000). Johnston (2000) atribui parte da rotação das Falkland a geração de oroclínio (Antitaxe Port Elizabeth) durante a deformação transpressiva do Cabo.

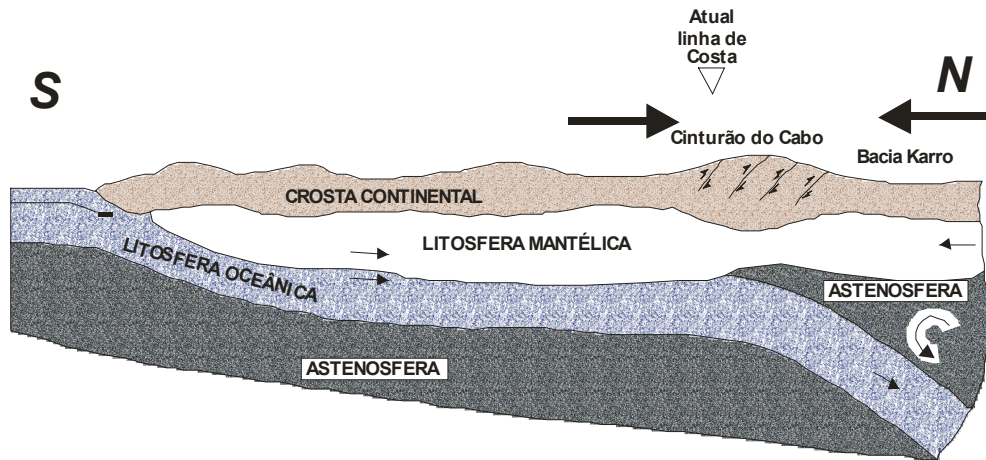


Figura A: Modelo de subducção de baixo ângulo, o que explicaria a grande distância (mais de 1000km) entre a frente de deformação e a margem da placa da borda sul do Gondwana. Extraído de Lock (1980) .

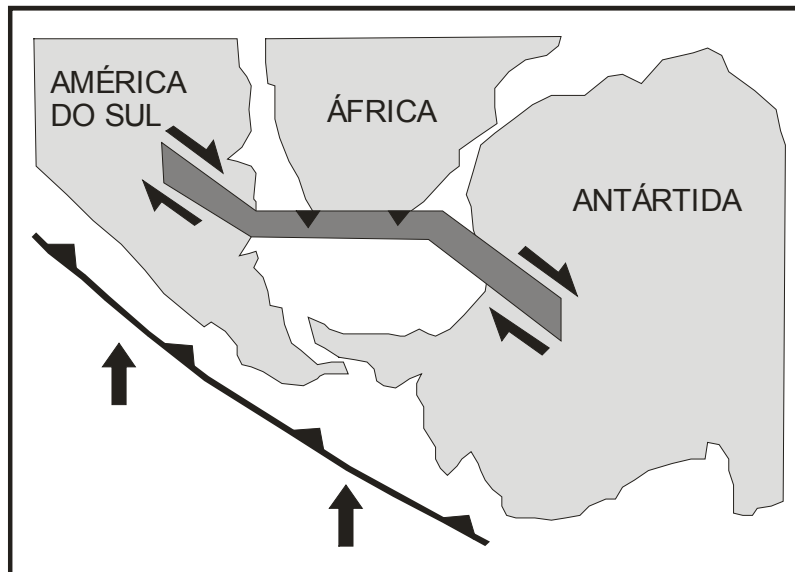


Figura B: Modelo de subducção oblíqua de baixo ângulo, resultando em deformação compressiva na África do Sul e transpressiva na América do Sul e Antártida. Extraído de Johnston (2000).

Figura 5: Modelos geotectônicos da deformação permotriássica

3.3 Bacia do Paraná

3.3.1 Síntese geológica

Uma das grandes entidades geológicas da América do Sul, a Bacia do Paraná representa uma extensa cobertura sedimentar fanerozóica, com cerca de 1.700.000 km² distribuídos nas porções centro-leste e sudeste do continente, a grande maioria em território brasileiro. É uma bacia intracratônica com preenchimento sedimentar predominantemente siliciclástico, e vulcânico, que abrange do Ordoviciano ao Cretáceo (Zalán *et al.* 1990). As rochas, empilhadas num registro descontínuo de sedimentação, ultrapassam 6.500 metros de espessura. Desse total cerca de 1.000 metros correspondem aos derrames predominantemente basálticos do magmatismo eocretáceo Serra Geral.

Ao longo de mais um século de pesquisas geológicas, a origem da Bacia do Paraná permanece um tema em debate (Zalán *et al.* 1990; Milani, 2004). Seu embasamento é constituído por rochas e estruturas relacionadas à tectônica de formação do Gondwana (Ciclo Brasileiro). Discute-se a existência ou não de uma fase *rift* inicial (subsidiência mecânica) relacionada à deposição do primeiro episódio de preenchimento da bacia, predecessor às demais seqüências deposicionais (Fúlfaro *et al.*, 1982; Zalán *et al.* 1990; Milani, 2004)

Diversos trabalhos reconhecem que estruturas preexistentes do embasamento jogam um papel importante na evolução tectônica da bacia, através de reativações ao longo do tempo, influenciando a geração de calhas deposicionais e depocentros, o desenvolvimento de altos internos, e ocorrência de atividade sísmica sin-sedimentar (*e. g.* Fúlfaro *et al.* 1982; Zalán *et al.* 1990; Rostirolla *et al.*, 2000; Riccomini *et al.* 2005).

Reconhece-se que o preenchimento sedimentar da bacia é composto por seqüências estratigráficas (*sensu* Sloss, 1963), representantes de períodos de subsidiência e consequente deposição, limitadas por discordâncias regionais, referentes a períodos de erosão e/ou não deposição (Soares *et al.*, 1978; Zalán *et al.* 1990; Milani 1997). A causa dessa ciclicidade, observável em todas as sinéclises do mundo, tornou-se assunto clássico da geologia (*e.g.* Mitrovika *et al.*, 1989; Sloss, 1996; Miall, 2000). Na coluna cronoestratigráfica da Bacia do Paraná observa-se que os períodos de não deposição e

erosão são mais longos que os de sedimentação, situação característica de bacias intracratônicas (Sloss, 1996).

O registro da Bacia do Paraná pode ser dividido em seis seqüências estratigráficas, abrangendo deposição do Eo-Paleozóico ao Paleógeno (Milani, 1997). Durante a sedimentação paleozóica configurava, conjuntamente com a porção sul do continente africano, uma bacia interior na parte sul-sudoeste do Gondwana. Na proximidade da passagem entre as eras paleozóica e mesozóica, a bacia se encontrava em fase subsidente durante a aglutinação do supercontinente Pangea. O expressivo episódio de magmatismo eocretáceo da Formação Serra Geral marca o início da ruptura do Pangea. Sobre essas rochas magmáticas, rochas meso-cenozoicas registram nova fase de deposição, durante a abertura do Atlântico, já sobre o continente sul-americano.

As Superseqüências de Milani (1997), compreendendo cada uma delas registro da ordem de algumas dezenas de milhões de anos, são: Rio Ivaí (Ordoviciano-Siluriano), Paraná (Devoniano), Gondwana I (Carbonífero-Eotriássico), Gondwana II (Meso/Neotriássico), Gondwana III (Neojurássico – Eocretáceo), Bauru (Neocretáceo). As três primeiras representam ciclos transgressivos-regressivos paleozóicos e as outras três são depósitos continentais mesozóicos com magmatismo associado.

Milani & Ramos (1998) propõem que episódios de subsidência flexural resultantes dos eventos compressivos das orogenias paleozóicas na margem sul-ocidental do Gondwana, são os responsáveis pela ciclicidade do preenchimento da Bacia do Paraná. Os episódios de orogêneses são: Oclóica (Neoordoviciano), Pré-cordilheirana (Eodevoniano), Chânica (Eocarbonífero) e Sanrafaélica (Permiano) (Milani & Ramos, 1998). Milani (2004) reconhece o problema teórico do modelo apresentado em trabalhos anteriores, pois a grande distância da Bacia do Paraná em relação à margem ativa (~2000km) não é compatível com o alcance da subsidência flexural.

Por outro lado, Zalán *et al.* (1990) relacionam os episódios orogenéticos da margem da placa às principais discordâncias na bacia. Os dois principais episódios de subsidência do Paleozóico, no Devoniano e Permocarbonífero, teriam sido encerrados, respectivamente, pelo efeitos das orogenias Eoherciniana e Finiherciniana.

Dessa forma os episódios de sedimentação cratônica são considerados respostas intraplaca à geodinâmica operante nas bordas da placa. A evolução da bacia seria então

condicionada por fatores locais e não globais como antes proposto por Soares *et al.* (1978) em sua correlação com as sequências do cráton norte-americano (Sloss, 1963).

Pysklywec & Quintas (2000) propõem que o episódio de subsidência do Paleozóico Superior (Gondwana I) da Bacia do Paraná foi governado por fluxos termais mantélicos, por meio do mecanismo da Topografia Dinâmica. O modelo da Topografia Dinâmica foi elaborado Mitrovica *et al.* (1989) e busca explicar o mecanismo de subsidência de grandes áreas intracratônicas. Esse modelo é baseado no efeito da subducção de litosfera oceânica sobre o manto e litosfera continental sobrepostos, que reflete em expansão e contração da crosta como resposta à mudanças termais. Com o processamento da subducção, movimentos verticais de contração, refletindo a presença de uma corrente mantélica fria e/ou para baixo, pode causar subsidência no interior cratônico. Com o fim do consumo de placa oceânica, a litosfera restabelece seus gradientes termais e a área é novamente soerguida. Essa teoria é embasada em modelagens numéricas, e é considerada atualmente o principal mecanismo de subsidência gerador de bacias intracratônicas (Miall, 2000).

3.4 Sedimentação no Permotriássico

Na Bacia do Paraná a sedimentação sincrônica à tectônica do cinturão Cabo-La Ventana corresponde ao topo da Supersequência Gondwana I (Carbonífero- Eotriássico) de Milani (1997). Na litoestratigrafia é representada pelo Grupo Passa Dois. Esse pacote, sobreposto às camadas Devonianas (Supersequência Paraná), assenta-se sobre uma superfície de discordância de larga abrangência, representando um hiato de cerca de 50Ma (Milani, 2004). A deposição do pacote Carbonífero-Eotriássico acompanhou um marcante episódio de subsidência acelerada, responsável pelo maior volume sedimentar entre as sequências da bacia, com espessura máxima em torno de 2500 metros, representando um ciclo regressivo-transgressivo completo (Milani, 1997).

Dada sua expressiva extensão, é a parte mais estudada da Bacia do Paraná. Aflora ao longo da borda leste da bacia de maneira praticamente contínua de São Paulo ao Uruguai, e de modo esparso e descontínuo nos estados de Mato Grosso, Goiás e no Paraguai (Petri & Fúlfaro, 1983).

A base da Supersequencia Gondwana I é representada pelo Grupo Itararé e Formação Aquidauna, depositados sob influência da glaciação permocarbonífera que desenvolveu-se na porção sul do Gondwana. Os depósitos deltáicos e marinhos pós-glaciais sobrepostos, enfeixados no Grupo Guatá, registram evento transgressivo de ampla escala (Petri & Fúlfaro, 1983; Milani, 1997), também observável em outras bacias gondwânicas. Os pelitos da Formação Palermo no topo do Grupo Guatá representam a máxima inundação da Superseq encia Gondwana I (Milani, 1997). Nos dep ositos deltáicos da Forma o Rio Bonito (base do Grupo Guatá), Coutinho *et al.* (1991) identificaram horizontes com contribui o vulcânica, vitroclastos, que foram relacionados   erup oes ácidas explosivas do vulcanismo Choiyoi registrado na Argentina.

Assentada concordantemente sobre o Grupo Guatá (Forma o Tatuí em São Paulo) a base do Grupo Passa Dois   definida pelo Subgrupo Irati, composto por folhelhos negros e calcáreos depositados num mar epicontinental no período de maior estabilidade tectônica da bacia (Hachiro, 1996).   a única  nidade com litotipos carbonáticos significativos da Bacia do Paraná. O conteúdo fóssilífero apresenta fósseis r p teis *Mesosaurus brasilienses* (Permiano), usado como elemento chave na correla o com a África do Sul (Forma o Whitehill) para sustentar a teoria da deriva continental no começo do século XX (du Toit, 1937).

As unidades siliciclásticas sobrepostas ao *datum* estratigráfico Irati possuem divisão litoestratigráfica diferente entre os estados em que afloram devido a mudanças de fácies e espessuras. Nos estados sulinos, onde apresentam maiores espessuras (principalmente Paraná e Santa Catarina), são definidas as forma oes Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto. No Estado de São Paulo as forma oes Corumbataí e Pirambóia. Exceto pela Forma o Pirambóia, essa   a divisão proposta por Schneider *et al.* (1974) em trabalho de revisão estratigráfica da Bacia do Paraná.

Apesar de discordâncias acerca de processos sedimentares responsáveis pela deposi o de unidades do Grupo Passa Dois, principalmente em rela o a influência ou não de maré para a sedimenta o entre Irati e Rio do Rasto, admite-se como quadro paleogeográfico geral a existência de um amplo mar epicontinental ao longo da maior parte do tempo Passa Dois. Este mar epicontinental passa a ser progressivamente assoreado e isolado em pequenos corpos durante a deposi o deltáica/lacustre Rio do Rasto, até a total

continentalização da bacia com os depósitos fluvio-eólicos da Formação Pirambóia e topo da Formação Rio do Rasto (e.g. Petri & Fúlfaro, 1983; Lavina, 1991; Milani, 1997).

Após os pelitos Serra Alta, depositados abaixo do nível de onda, a sedimentação na Bacia do Paraná vai assumindo características continentais em ampla escala com o progressivo assoreamento da bacia (Lavina, 1991; Milani, 1997). Nas unidades superiores ao Subgrupo Irati e abaixo da Formação Rio do Rasto, a ausência de fósseis característicos de fauna marinha paleozóica, associada a presença de malacofauna endêmica, levou autores a considerar o isolamento do corpo d'água "da bacia Passa Dois" (Mendes 1952; Loczy, 1966). Lavina (1991) considera a Formação Rio do Rasto como um sistema lacustre, depositada sobre os registros do "Mar Interior Passa Dois".

Um modelo de sistema deposicional para as unidades do Grupo Passa Dois, exclusive o Subgrupo Irati, é proposto por Gama Jr. (1979). O autor define um sistema deltáico destrutivo dominado por maré, com progradação de Noroeste para Sudeste. A Formação Serra Alta representaria depósitos de plataforma nerítica, a Formação Teresina depósitos de prodelta, e os membros Serrinha e Morro Alto da Formação Rio do Rasto corresponderiam, respectivamente, à frente e planície deltaicas.

Na porção centro-sudeste do Estado de Santa Catarina, Warren (2006) realizou estudos na Formação Rio do Rasto. Concluiu por um sistema deltáico que apresenta arquitetura progradacional representativa dos estágios finais de deposição do sistema de trato de mar alto da Superseqüência Gondwana I. Níveis intensamente gretados, usados anteriormente como evidências de ação de maré, são intepretados como feições de liquefação induzidas por abalos sísmicos, e não como produtos de exposição subaérea. As fácies heterolíticas são interpretadas como geradas por ação de onda e não por correntes de maré. Por tais evidências e pela ausência de fácies características de maré (*p. ex. tidal bundles*), Warren (2006) descarta a ação de marés na deposição dessa unidade, também argumentando que o postulado isolamento do mar epicontinental não permitiria a ocorrência de maré com amplitudes significativas. Dados de paleocorrente indicam progradação de Sudeste para Nordeste, contrárias ao sentido de progradação deltáica estipulado por Gama Jr. (1979).

Na porção norte da bacia, a relação de contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia, sobreposta, é motivo de controvérsia na literatura. Trabalhos como de

Schneider *et al.* (1974) e Zalán *et al.* (1990) interpretam tal contato como um discordância regional, o que levou o primeiro a separar a formação Pirambóia do Grupo Passa Dois, e o segundo a excluí-la do ciclo sedimentar Permocarbonífero. Porém em trabalhos mais detalhados (Riccomini *et al.* 1984; Matos, 1995), através de evidências de campo, interpreta-se contato transicional, resultante da coexistência lateral entre os dois ambientes de sedimentação, sem hiato deposicional entre as unidades. Lavina & Faccini (1993) correlacionam os arenitos *red beds* e seu conteúdo fóssilífero, e consideram as formações Rio do Rasto, Pirambóia e Sanga do Cabral como variações laterais de um mesmo sistema. Milani (1997) incluiu a Formação Pirambóia no topo do pacote do Carbonífero-Eotriássico.

Sobreposto aos registros do Grupo Passa Dois, no Rio Grande do Sul afloram camadas fóssilíferas triássicas. A sedimentação dessas unidades foi relacionada aos eventos tectônicos da margem ativa Gondwanides (Zerfass *et al.*, 2004). Segundo esses autores ocorrem duas fases distintas de sedimentação: uma eotriássica, relacionada a extensas bacias aluviais, e outra meso-neotriássica relacionada a bacias distensionais. Correspondem na estratigrafia, respectivamente, às formações Sanga do Canral e Santa Maria. O primeiro estágio estaria relacionado aos esforços compressivos do Gondwanides, e é composto por depósitos de rios entrelaçados com proveniência de sul e oeste. A Bacia Santa Maria, de preenchimento também fluvial, estaria relacionada a tectônica transtraccional precursora à fragmentação do Gondwana-Pangea.

3.5 Atividade tectônica no permotriássico

Segundo Zalán *et al.* (1990) a atividade tectônica na Bacia do Paraná, ao longo de sua evolução, foi controlada principalmente por reativações de estruturas preexistentes, zonas de falhas e cisalhamento herdadas do embasamento. Esse é o mecanismo através do qual os esforços gerados pela interação de placas litosféricas é dissipado em áreas intraplaca. O arcabouço estrutural é definido por zonas de fraqueza do embasamento principalmente de direção NE e NW. Movimentos de transcorrência parecem ser a maneira preferencial de reativações das falhas.

O fim do Permiano ou Permotriássico é uma época de reativações na Bacia do Paraná (*e.g.* Soares, 1991; Riccomini, 1995; Milani, 1997; Rostirolla *et al.* 2000). Os

autores, em sua maioria, consideram esses movimentos como respostas à tectônica da Orogenia Cabo-La Ventana (Gondwanides).

Zalán *et al.* (1990) considera o Permiano Superior como um período de relativa quiescência tectônica, conforme indicado pela geometria do mapa de isópacas da sedimentação permocarbonífera. Porém os autores descartam a Formação Pirambóia na elaboração do mapa, considerada assentada sobre discordância regional e abrangente hiato deposicional. Admite-se atualmente que não há discordância entre a Fm. Pirambóia e as unidades sotopostas, e esse ciclo de sedimentação adentra o Triássico (*e.g.* Milani, 1997). Zalán *et al.* (1990) ainda atribui a Orogenia Finiherciniana, relacionada à tectônica La Ventana (Gonwanides), como geradora da suposta discordância do fim do Paleozóico.

Dentro da série de reativações ao longo da história da bacia, Soares (1991) destaca o fim do Permiano e eoTriássico como um período de importante atividade tectônica compressiva, geradora de falhas reversas, transcorrentes, soerguimento e erosão generalizados. Associa esse evento ao “choque” da Patagônia, que assume como responsável pela deformação nas *Sierras La Ventana*.

No Zaire, África, Daly *et al.* (1991) descrevem, com base em perfis sísmicos, transcorrência e deformação compressiva contemporâneas à tectônica deformadora do Cinturão do Cabo. É proposta a relação causal entre os eventos, sendo que a reposta intraplaca ocorreu numa distância de 2500km continente adentro a partir do fronte de deformação do Cinturão do Cabo.

Um série de evidências de deformação intracontinental no Permotriássico do sudoeste do Gondwana é agrupada por Cobbold *et al.* (1992). São consideradas ocorrências na Argentina, Uruguai, Brasil e África. As deformações são relacionadas à esforço horizontal compressivo de direção entre NNW e NE, atenuando conforme aumenta a distância da margem compressiva da placa, considerada tipo andina.

A tectônica do Alto Estrutural de Quatiguá na Bacia do Paraná, localizado no nordeste do Estado do Paraná, é estudada por Rostirolla *et al.* (2000). É interpretado como uma estrutura em flor positiva gerada pela reativação da Zona de Falha Jacutinga que possui direção NE. As unidades constituintes do alto estrutural são da Supersequência Gondwana I de Milani (1997), grupos Itararé, Guatá e Passa Dois. Foram reconhecidos dois eventos deformacionais importantes. O primeiro caracterizado por transpressão sinistral

relacionada à propagação intraplaca de tensões compressivas durante a “Orogenia La Ventana”, e o segundo de caráter transcorrente distensivo, desenvolvido durante e/ou após o magmatismo Serra Geral.

Strugale *et al.* (2003) descrevem deformações penecontemporâneas à Formação Rio do Rasto na Serra do Cadeado, Paraná. As feições são predominantemente compressivas, dobras e empurrões, com feições locais de escorregamento e convoluções. Os pacotes deformados ocorrem confinados em estratos não deformados, situação característica de tectônica sin-sedimentar. A análise de falhas inversas e eixos de dobra indicou esforço horizontal máximo a NNE-SSW. A deformação é de idade neopermiana a eotriássica e relacionada à compressão do Cinturão Cabo-La Ventana.

O estilo estrutural da reativação intracratônica na Zona de Falhas de Perimbó na Bacia do Paraná (Santa Catarina) é descrita por Rostirolla *et al.* (2003). As falhas tiveram origem no Pré-Cambriano, no Ciclo Brasileiro, e foram reativados no Permiano ou Permotriássico, afetando camadas dos grupos Itararé, Guatá e Passa Dois. O lineamento da zona de falhas possui traçado com direção N40-50E. Pela análise estrutural conclui-se que a reativação foi por transcorrência sinistral. Os autores atribuíram esse evento à propagação no interior da placa dos esforços compressivos registrados na deformação das *Sierras La Ventana*.

As reativações de lineamentos no Permiano, com basculamento de blocos em regiões vizinhas, é associada por Milani (2004) à discordâncias locais observadas em afloramentos. Discordâncias angulares intraformacionais nas camadas Rio do Rasto na Serra do Espigão, SC, e o contato discordante Rio Bonito-Palermo, em Bagé, RS, são exemplos desses eventos (Milani, 2004).

Importante registro de atividade tectônica sin-sedimentar no Permotriássico é encontrado na abrangente presença de sismitos nas porções média e de topo da Formação Corumbataí e na base da Formação Pirambóia. Enxames de diques clásticos na Formação Corumbataí no interior de São Paulo, região de Rio Claro-Piracicaba, são descritos nos trabalhos de Riccomini *et al.* (1992), Riccomini (1995), Riccomini *et al.* (2005) e Turra *et al.* (2006). Centenas de diques clásticos estão presentes em, pelo menos, quatro horizontes estratigráficos. A análise estrutural da orientação dos diques indicou esforço horizontal

máximo entre NNW e NE, direção compatível com a compressão do Cinturão Cabo-La Ventana (Turra *et al.*, 2006).

Na Formação Pirambóia feições de liquefação sísmicamente induzida são descritas por Chamani *et al.* (1992) e Riccomini *et al.* (1996). Camadas deformadas ocorrem entre camadas não deformadas e apresentam estruturas como laminações convolutas, dobras recumbentes, falhas escalonadas e injeções de areia. Chamani *et al.* (1992) propõem que tais horizontes podem ser camadas guias de correlação dada a expressiva abrangência geográfica das ocorrências.

No Estado do Paraná, na região de Jacarezinho e Santo Antônio da Platina, Fernandes & Coimbra (1993) identificaram sismitos em depósitos do Membro Serrinha, porção inferior da Formação Rio do Rastro. Camada de espessura decimétrica exhibe estratificação contorcida, semelhante a parte superior de “taças de conhaque”, separadas por dutos verticais, interpretados como zona de ascensão de fluídos. Também são atribuídas causas sísmicas para níveis de coquinas e lentes arenosas ali presentes.

Esse período de atividade sísmica sin-sedimentar recorrente no Permotriássico é atribuído à reativação, transcorrente sinistral, da Zona de Cisalhamento Jacutinga (Riccomini *et al.* 2005).

4 ENXAME DE DIQUES CLÁSTICOS DA FORMAÇÃO CORUMBATAÍ

4.1 Introdução

O primeiro trabalho que associou os enxames de diques clásticos da Formação Corumbataí a uma gênese sísmica foi o de Riccomini *et al.* (1992). O afloramento descrito localiza-se nos arredores de Santa Luzia, Município de Charqueada, interior de São Paulo. Os diques são verticais a sub-verticais, compostos de areia fina, com espessuras variando entre 15 e 40 cm. Ocorrem em quatro níveis estratigráficos diferentes, alojados em uma sucessão com intercalações de siltito e arenito na porção superior da Formação Corumbataí. A presença de ramificações nos diques em direção ao topo e dobras de arrasto na laminação das camadas encaixantes são evidências de injeção forçada dirigida para cima durante a intrusão.

Por meio da análise das atitudes de pouco mais de 70 diques, no afloramento de Santa Luzia descrito acima, Riccomini (1995) obtêm orientações preferenciais que configuram duas famílias, ortogonais entre si, com franco predomínio de uma delas na direção NE-SW. Essa direção preferencial é interpretada como a do vetor de tensão horizontal máximo, operante durante a colocação dos diques. O contexto tectônico desse campo de esforços é associado à estágios precursores da ruptura do Pangea. A seção estratigráfica e os dados de atitudes dos diques do afloramento de Santa Luzia, são apresentados nas figuras 6 e 7.

Outros trabalhos nas unidades permotriássicas da Bacia do Paraná também interpretam algumas feições como sismitos. Laminações dobradas e convolutas, bem como falhas sin-sedimentares nos arenitos flúvio-eólicos da Formação Pirambóia são considerados produtos de liquefação sísmicamente induzida (Chamani *et al.*, 1992; Riccomini *et al.*, 1996). Na região de divisa entre os estados de São Paulo e Paraná, Fernandes & Coimbra (1993) identificaram sismitos no Membro Serrinha, porção superior da Formação Rio do Rasto, e nos depósitos da Formação Teresina. No primeiro caso trata-se de uma camada com feições de escape de fluido, tipo “taças de conhaque”. No segundo, de níveis de coquina e calcáreos oolíticos com mega estratificações onduladas, antes considerados como tempestitos.

Em trabalho de cunho regional, Riccomini *et al.* (2005), baseados no alinhamento geográfico de diversas ocorrências conhecidas de sismitos permotriássicos, estabelecem relação causal entre a sismicidade sin-sedimentar e reativações de falhas do embasamento associadas à Zona de Cisalhamento Jacutinga. Os dados de paleotensões obtidos pelas orientações dos diques clásticos, com esforço horizontal máximo NE-SW, implicariam numa reativação transcorrente sinistral na zona de cisalhamento, de direção ENE/WSW, durante os sismos indutores das intrusões dos diques. O contexto tectônico dessa atividade é, a partir desse trabalho, associado à propagação continente adentro de esforços compressivos de direção aproximada N-S, que ocorreram durante o Permotriássico ao longo da borda sul do Gondwana.

Perinotto *et al.* (2006) estudam as mesmas ocorrências na região de Limeira-Piracicaba em três afloramentos. Concluem que os diques clásticos estão presentes no terço superior da Formação Corumbataí, e também consideram a gênese sísmica como hipótese mais plausível. Os diques são interpretados como formados por preenchimento de fraturas preexistentes ou por hidrofraturamento devido à pressão de fluido. As atitudes apresentam ampla dispersão das orientações, o que leva à conclusão de que os diques foram gerados sob ação de *stress* local, sem caracterizar um padrão regional.

O presente capítulo aborda duas ocorrências de diques no Estado de São Paulo, nos municípios de Batovi e Limeira, seguida de discussão sobre os seus condicionantes estruturais e significado tectônico.



Figura 6: Seções estratigráficas dos afloramentos

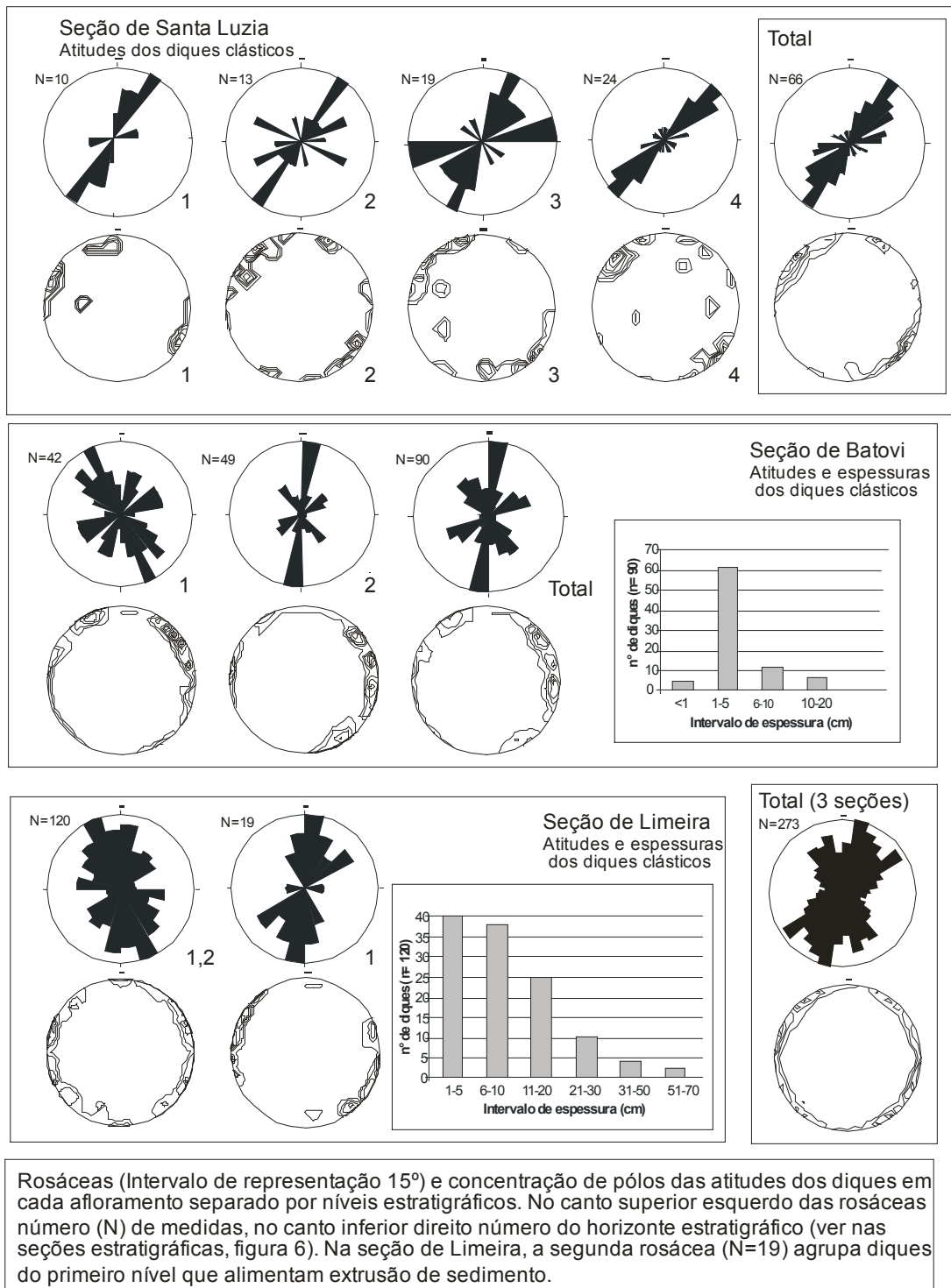


Figura 7: Dados de atitudes e espessuras dos diques clásticos

4.2 Ocorrências descritas

4.2.1 Limeira, SP (22°32'21''S x 47°27'12''W)

A ocorrência de Limeira está localizada em corte da Rodovia dos Bandeirantes (km 161,5), nas proximidades da divisa deste município com o de Cordeirópolis. É uma excelente exposição de siltitos e arenitos da Formação Corumbatai, com mais de 500 m de extensão contínua e 30 m de altura.

A seção estratigráfica levantada nesse afloramento possui 33 m de espessura com exposição contínua (figura 6). É constituída principalmente por siltitos de cor violácea, com intercalações de camadas tabulares de arenitos finos com laminações onduladas. Foram identificados quatro níveis portadores de diques clásticos, dois mais próximos a base da seção e dois mais próximos do topo. Os dados de atitudes obtidos concentram-se no primeiro patamar de ocorrência, o mais significativo em termos de números de diques presentes. Nos dois níveis localizados no topo da seção não foram colhidas medidas de orientações devido ao difícil acesso e o pequeno número de corpos, que ocorrem de maneira esparsa ou isolada não somando mais de uma dezena nos lugares observados sem acesso direto.

Na base do corte ocorre um pacote de siltito laminado, com cerca de 5 m de espessura, que aloja um expressivo enxame de diques clástico com mais de uma centena de indivíduos (figura 8). Esse horizonte é limitado no topo por uma superfície bem marcada, que contém estruturas interpretadas como feições geradas por extrusões de sedimento fluidificado alimentadas pelos diques. Abaixo desse nível em questão, como observa-se na seção colunar, ocorrem espessas camadas de arenitos finos com laminações onduladas, que são provavelmente a camada fonte da areia injetada como diques nos siltitos sobrepostos.

Os diques clásticos são compostos por areia muito fina, aparentemente maciça e de cor esbranquiçada. Intraclastos angulosos e centimétricos do siltito da camada encaixante podem ocorrer de forma esparsa no arcabouço dos diques. Os corpos têm geometria tabular a ptigmática e são verticais a subverticais. Algumas ocorrências possuem ramificações, sendo que um dique se origina a partir de outro, formando pares aproximadamente ortogonais (figura 9, foto 1). Como não foram observadas relações de corte entre os diques

presentes nesse nível, interpreta-se que são cogenéticos. O contato com a encaixante é abrupto, truncando a laminação sedimentar. Em alguns corpos é possível observar inflexões na laminação no contato do dique com a encaixante, tanto para cima como para baixo (figura 11, foto 1), porém a maioria trunca a laminação em ângulo reto.

No microscópio petrográfico observa-se que os diques são compostos por arenito muito fino siltoso (figura 13). A quantidade de matriz é grande, cerca de 40%, e faz com que os grãos do arcabouço não toquem um no outro. O arcabouço é constituído basicamente por quartzo, na granulometria areia muito fina, com ocorrência localizada de micas. É possível observar uma organização vertical na petrotrama, paralela à parede do dique, destacada por segregação granulométrica dos sedimentos mais finos, silte ou argila, e por orientação de micas. Essa feição é interpretada como resultado da ação do fluxo ascendente durante a injeção dos diques.

As espessuras nos diques variam de poucos centímetros a mais de meio metro, e a frequência de diques com espessuras menores é maior que a dos corpos mais espessos, situação bastante comum em outros exemplos de enxames de diques descritos na literatura. A espessura também pode variar num mesmo dique ao longo de sua extensão, principalmente nos mais espessos. Alguns diques que se encerram antes da superfície de extrusão, limite superior no nível analisado, apresentam um acunhamento no topo.

Foram coletadas em campo um total de 120 medidas de orientações de diques, sendo que destas 106 correspondem aos corpos contidos abaixo da superfície de extrusão, limite superior do primeiro patamar, e dentre esses 19 são alimentadores de extrusões. Diques que cortam essa superfície, ou se iniciam a partir dela, evidenciando um evento posterior de injeção, são mais raros e somaram 14 corpos analisados.

Apesar da grande dispersão nas orientações, destaca-se uma tendência principal segundo a direção NNW. Se tratados separadamente os dezenove diques alimentadores de extrusões distribuem-se com orientações de N até NE, com apenas uma medida de direção E-W, e tendência principal NNE (dados na figura 7)..

As feições presentes na camada que limita o primeiro patamar de diques foram reconhecidas como fraturas de extrusão (*vent-fractures*) sub-aquosa de sedimento fluidificado. Extrusão de sedimento alimentada por dique clástico é um processo

relativamente comum e bem documentado na literatura, observado nos efeitos de terremotos históricos e também no registro sedimentar antigo.

No afloramento foram identificadas 19 estruturas desse tipo, sempre conectadas a diques alimentadores. Em perfil possuem geometria simétrica com base plana e topo em cúspide, afinando do centro para as bordas (figura 9, foto 2). Tem a mesma composição que os diques, areia fina a muito fina, maciça e bem selecionada. Em planta observa-se que a estrutura possui uma crista linear, configurando uma geometria prismática, tipo “telhado” (figura 10, foto 2). Em perfil transversal essas estruturas possuem dimensões variadas, com larguras decimétricas a métricas. A maior estrutura desse tipo (figura 10, foto 1) descrita possui largura em seção de cerca de 2,7 m, altura da base para o topo no centro do vulcão de aproximadamente 70 cm, e dique clástico alimentador com cerca de 65 cm de espessura.

Sobreposta à superfície de extrusão ocorre uma camada com cerca de 2 m de espessura de pelitos maciços. Essa fácies estritamente de decantação contrasta com os siltitos localizados abaixo do nível delineado pelas extrusões, onde a presença de lentes centimétricas a lâminas de areia intercaladas evidenciam deposição com participação de fluxos trativos. Essa situação sugere uma relação entre a ocorrência de sismicidade e mudanças na dinâmica deposicional do sistema.

O reconhecimento da superfície de extrusão é evidência segura para a definição de ao menos duas gerações de diques clásticos, sendo que abaixo dela e alimentando-a ocorre a mais antiga. A geração posterior corta essa superfície ou se inicia a partir dela. Na seção colunar os dois outros níveis identificados, ambos com pequeno número de ocorrências, um 10 m acima do primeiro nível de diques, e outro a 15 m, provavelmente representam outros episódios de intrusão.

Aproximadamente 40 cm abaixo da superfície de extrusão ocorre uma camada descontínua interpretada como um sill clástico, caracterizada por geometria tipo *pinch-and-swell* (figura 11, foto 2), feição comum observada em outros exemplos de sills descritos na literatura. O fato do sill se localizar próximo a antiga superfície sedimentar é uma situação esperada, pois nesse horizonte a pressão de sobrecarga das camadas sobrepostas é menor, e o sedimento fluidificado aproveita a anisotropia do acamento para a injeção horizontal. Os possíveis diques alimentadores do sill não foram reconhecidos em campo.

Outra feição bastante destacada no afloramento é a grande presença de fraturas e venulações preenchidas por material carbonático, ora encaixadas longitudinalmente nos diques clásticos, ora injetadas diretamente nos sedimentos pelíticos. Zonas de cimentação pronunciada ocorrem associadas, deixando a rocha mais dura e de cor amorronzada. A maioria das estruturas mais destacadas em afloramento, que cortam a camada pelítica sobreposta à superfície de extrusões, são veios dessa natureza.



Foto 1: Vista geral do afloramento de Limeira no corte da rodovia Bandeirantes. Notar a superfície de extrusão (destracada pela seta), que define o topo do primeiro nível portador de diques no qual esta contida a quase totalidade dos diques analisados.

Figura 8: Fotos do afloramento de Limeira



Foto 1: Foto de diques clássicos em par ortogonal (intersecção no centro da foto, abaixo do martelo), que cessam na superfície de extrusão. No dique à direita notar ramificação rumo ao topo.



Foto 2: Foto de vista em perfil de dique alimentador de extrusão. A direção do dique é oblíqua ao corte.

Figura 9: Fotos do afloramento de Limeira



Foto 1: Acima a maior estrutura de extrusão descrita. Ao lado, desenhada, com dimensões: dique (A-B): 65 cm altura (C-D): 70 cm largura (E-F): 2,7 m.

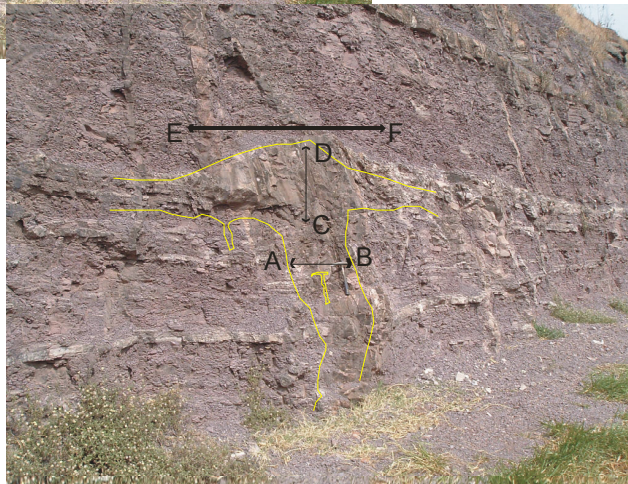


Foto 2 Vista em planta de estrutura de extrusão. Notar crista linear e geometria prismática simétrica.

Figura 10: Fotos do afloramento de Limeira



Foto 1: Deformação da laminação da encaixante no contato com dique, inflexão para cima e para baixo, ao lado do martelo.



Foto 2: Camada com geometria tipo *pinch-and-swell* interpretada como sill clástico (acima do martelo).

Figura 11: Fotos do afloramento de Limeira



Foto 1: Dique clástico com veios carbonáticos associados e cimentação pronunciada de cor marrom. Notar deformação na camada sobreposta devido à efeitos de compactação.



Foto 2: Zona de cimentação pronunciada direto sobre os siltitos. Notar ramificação rumo ao topo.

Figura 12: Fotos do afloramento de Limeira

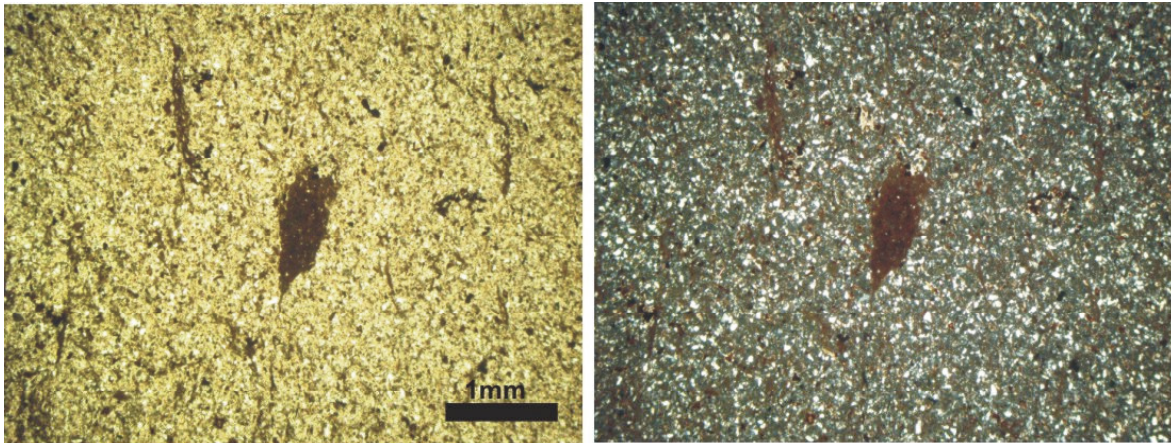


Foto 1: Lâmina de dique clásticos do afloramento de Limeira. À esquerda nicóis paralelos e direita nicóis cruzados. O lado vertical da foto é paralelo à parede do dique. Notar a petrotrama vertical destacada pelo alinhamento de sedimentos silto-argilosos. A presença de matriz é grande (~40%), muitas vezes os grãos de areia muito fina não se tocam. Notar intraclasto do siltito encaixnate no centro da foto. (Ob 2,5x).

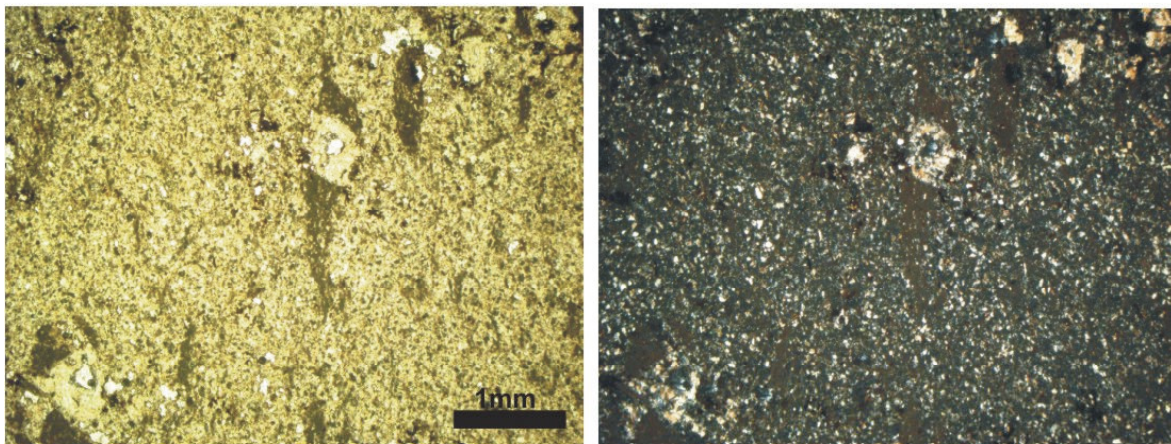


Foto 2: Lâmina de dique clásticos do afloramento de Limeira. À esquerda nicóis paralelos e direita nicóis cruzados. O lado vertical da foto é paralelo à parede do dique. Nota-se também a petrotrama vertical destacada pelo alinhamento de sedimentos silto-argilosos. Presença de cimentação carbonática em poros destacadas pelos nicóis cruzados em amarelo (ob 2,5x).

Figura 13: Fotos de microscopia petrográfica

4.2.2 Batovi, SP (22°23'16''S x 47°38'35''W)

O afloramento de Batovi, SP, está localizado ao longo em corte de ferrovia, há aproximadamente dois quilômetros rumo leste a partir da ponte da rodovia SP-191 sobre a ferrovia. É uma exposição extensa, porém bastante alterada e em grande parte coberta por vegetação. Os diques clásticos ocorrem alojados em siltitos da Formação Corumbataí.

A seção colunar levantada soma 15 metros, composta principalmente por siltitos arroxeados, com intercalações de camadas métricas a decimétricas de arenitos finos laminados. Foram reconhecidos três patamares distintos de diques clásticos alojados nos siltitos. De forma mais restrita, também foram identificados pequenos corpos intrusivos de areia, remobilizados dentro das camadas de arenito.

Os diques são compostos de areia fina a muito fina bem selecionada e maciça. O primeiro nível ocorre abaixo de uma camada de arenito que encontra-se deformada pelos diques devido a efeitos de compactação posterior. Os diques desse nível cortam uma espessura aproximada de 2 m de silito, e provavelmente provêm da camada de arenito com cerca de 1,5 m de espessura que ocorre na base da seção. Nessa camada de arenito também foram identificados pequenos corpos de areia remobilizadas por fluidificação interior à própria camada. O nível seguinte de diques encontra-se na camada de silito diretamente sobreposta ao nível anterior, e os corpos apresentam geometria bem tabular e retilínea, pouco afetados por compactação. O último nível identificado localiza-se cerca de 4 m acima do anterior, e possui diques que apresentam formas ptigmáticas acentuadas, e evidenciam significativa compactação, posterior a intrusão, na camada de pelito encaixante.

De forma geral as espessuras dos diques nessa seção são pequenas, com média em torno de 5 cm. No primeiro nível definido, os diques são um pouco mais espessos, com alguns corpos que ultrapassam 10 cm, e espessura máxima de 23 cm. Isso se deve provavelmente à camada fonte desse nível (arenito com 1,5 m de espessura), que possui maior volume de areia disponível para alimentar as injeções na camada sobreposta. Nos outros níveis, os diques foram provavelmente gerados pelas camadas centimétricas a decimétricas de arenitos que intercalam-se nos pelitos.

As medidas coletadas em campo restringem-se aos dois primeiros patamares descritos. No total foram obtidos 90 dados. Quando agrupados indiscriminadamente os

diques apresentam orientações em três famílias: a principal, com direção NNE, seguida em ordem de importância por uma NNW-NW, e outra com orientação NE (dados na figura 7). Tratados separadamente os diques exibem orientações preferências distintas entre os níveis. Para o primeiro patamar (42 corpos), destaca-se o agrupamento segundo a direção NNW, seguido pelos de orientação NE e NNE, sendo que ocorre significativa dispersão de atitudes. Em relação ao segundo patamar (48 corpos) predominam diques de direção NNE, seguidos por um conjunto ortogonal de direções NW e NE. Nesse nível há pouca dispersão e as famílias são bem definidas.

Como destacado na seção estratigráfica, também foram observadas feições de remobilização por fluidificação com formas mais arredondadas, tipo *plugs*, no interior de camadas areníticas. Na camada da base da seção, provável fonte do primeiro patamar de diques, ocorrem pequenos corpos (figura 16, foto 1) compostos por grãos um pouco mais grossos que o sedimento circundante, possivelmente destacados devido a cimentação diferencial em função da diferença granulométrica. Entre o segundo e terceiro níveis portadores de diques ocorre uma camada métrica de arenito intrudida por *plugs* de diâmetros decimétricos, que causam dobras de arraste na laminação da camada encaixante, evidência de intrusão dirigida para cima (figura 16, foto 2). Nesse caso também as partículas de granulação mais grossa, areia média a grossa, foram preferencialmente remobilizadas e segregadas pela fluidificação.



Foto 1: Vista geral do afloramento do terceiro nível portador de diques clásticos.



Foto 2 Detalhe de dique do terceiro nível superior, geometria sinuosa e ptigmática devido à considerável compactação posterior.

Figura 14: Fotos do afloramento de Batovi



Foto 1: Dique clástico do primeiro nível portador. A camada de arenito no topo do dique delimita o primeiro nível, e está deformada devido a compactação. Notar na base da foto camada de arenito, provável fonte dos diques. Martelo de escala no centro da foto.



Foto 2: Dique clástico do segundo nível portador, com feições características desse nível: geometria retilínea e espessura de poucos centímetros.

Figura 15: Fotos do afloramento de Batovi



Foto 1: Feição de remobilização dentro da camada de arenito da base da seção. As pequenos corpos de destacam devido a segregação de grãos maiores e maior cimentação.



Foto2: Acima camada de arenito que contém *plugs* de areia formados por fluidificação e remobilização. Ao lado foto em detalhe, notar a granulometria mais grossa do *plug*.

Figura 16: Fotos do afloramento de Batovi

5 DISCUSSÃO

O processo de ruptura da camada hospedeira para a colocação dos diques deve-se provavelmente ao fraturamento hidráulico, mas não se descarta a possibilidade de fraturas abertas por efeitos de propagação de ondas sísmicas sobre o terreno. Cabe ressaltar que Obermeier (1996) reconhece em seus estudos de paleossismologia que o fraturamento hidráulico é o principal processo envolvido na gênese dos diques clásticos. A existência de corpos com ramificações, que por vezes compõem pares quase ortogonais, pode ser uma evidência a favor do fraturamento hidráulico, considerando que fraturas geradas por efeitos de ondas sísmicas distensionais/compressionais tenderiam a se dispor paralelamente à frente de propagação.

A arquitetura dos depósitos da Formação Corumbataí é composta por estratos tabulares horizontais com grande continuidade lateral. Na sedimentação predomina deposição pelítica por decantação, e, subordinadamente, episódios de deposição de carga trativa arenosa. Essa situação indica uma sedimentação em ampla superfície, sem desníveis topográficos e sem canalização. Por conseguinte, são descartadas as hipóteses de processos de escorregamentos ou de espalhamento lateral (*lateral spreading*), como mecanismos de fraturamento para a formação dos diques.

O arranjo arquitetural das camadas de areia fonte não parecem exercer um papel importante na locação dos diques, visto a grande continuidade lateral e homogeneidade dos depósitos. Em contrapartida, a espessura das camadas fonte parece ter relação direta com a espessura dos diques gerados, como o exemplo da ocorrência de Batovi, pela simples razão de que em camadas mais espessas existem maiores volumes de areia disponíveis para a remobilização e intrusão dos diques durante os terremotos.

Provavelmente a distribuição espacial dos diques está condicionada pela relação de proximidade com os paleoepicentros dos sismos indutores. Os afloramentos de Santa Luzia e de Limeira estão mais próximos do lineamento da Zona de Cisalhamento de Jacutinga, provável antiga região epicentral, e possuem diques de maiores espessuras, enquanto os diques de Batovi, mais distantes, apresentam espessuras menores.

A significativa dispersão nas atitudes dos diques pode ser explicada pela existência de baixos valores de *stress* diferencial durante a intrusão, situação comum e esperada em

casos de fraturamento em estratos superficiais ou em baixas profundidades (Cosgrove, 1995). De fato, esse parece ser o caso na Formação Corumbataí. Foi possível estimar a profundidade de intrusão mediante a identificação das camadas fonte e do horizonte que limita o topo dos diques. Na seção de Limeira, para o primeiro nível de diques, a profundidade está em torno de 5 m. Em Batovi, também em relação primeiro nível identificado, a profundidade é de aproximadamente 3 m. Segundo os exemplos estudados por Obermeier (1996) nos EUA, em média 4 metros e no máximo 10 metros, são as profundidades mais comuns de intrusão dos diques sismicamente induzidos, situação portanto análoga aos diques da Formação Corumbataí.

Entre os afloramentos analisados existem diferenças bem marcadas nas dispersões, e orientações dos diques. Em Santa Luzia ocorrem as atitudes mais consistentes, com corpos preferencialmente dispostos na direção NE-SW. Em Batovi há contrastes entre os dois níveis levantados, com o primeiro nível com maior dispersão que o segundo. Em Limeira ocorre a maior dispersão entre os locais estudados.

A situação observada pode indicar que o estado de *stress* (notadamente o *stress* diferencial), não é homogêneo em toda bacia, devido, por exemplo, à influência de anisotropias do embasamento, ou à variações na pressão de fluido. O estágio de compactação/litificação da camada encaixante e a profundidade de intrusão dos diques também podem ser outros fatores que influenciam a consistência das orientações. Por exemplo, na ocorrência de Batovi, entre o primeiro e segundo horizonte portador de diques, ocorre mudança na dispersão das atitudes. Os diques mais retilíneos, do segundo nível, têm famílias bem definidas de orientações, enquanto os diques do primeiro nível, que possuem geometrias mais sinuosas, apresentam maior dispersão. O contraste na forma dos diques indica diferentes graus de compactação posteriores à sua formação, os quais guardam relação direta com a profundidade de intrusão do sedimento fluidificado. Nesse sentido, para os diques ptigmáticos a camada encaixante esta em níveis superficiais, com acentuada compactação posterior à intrusão; para os diques retilíneos as camadas encaixantes são mais profundas, com pouca compactação posterior à intrusão.

Não obstante a dispersão constatada, foi possível o reconhecimento de atitudes preferenciais nos diques, que dispõem-se principalmente entre as direções NNW-SSE a

NE-SW, como ilustrado nas rosáceas, o que indica esforços horizontais máximos paralelos a essa direção, e distensão no plano vertical com orientação perpendicular a essas.

Os trabalhos de Cosgrove (1995) e Jolly & Lonergan (2002) utilizam bacias intracratônicas “relaxadas tectonicamente” como exemplo hipotético para ilustrar a teoria de fraturamento hidráulico em camadas sedimentares. Nesse contexto, segundo os autores, diques clásticos verticais podem ser formados quando a pressão de fluido ultrapassa os valores do esforço horizontal mínimo e a resistência à tração da camada. Geram-se assim diques verticais, perpendiculares à direção do esforço principal mínimo (σ_3), e paralelos ao esforço principal máximo (σ_1), considerado nesse modelo como vertical e relacionado à pressão litostática decorrente do acúmulo das camadas sedimentares. O enxame da Formação Corumbataí, com diques verticais em bacia intracratônica, é compatível com o modelo de Cosgrove (1995) e Jolly & Lonergan (2002). Se esse for o caso, o esforço horizontal máximo para os diques estudados seria o esforço principal intermediário (σ_2).

Por outro lado, a direção preferencial de distensão obtida, WSW-ENE a NW-SE, é compatível com o campo de esforços, com σ_1 horizontal aproximadamente na direção NNE-SSW, que estaria relacionado à reativação sinistral permotriássica dos lineamentos NE-SW a ENE-WSW da Zona de Cisalhamento de Jacutinga (Rostirolla et al., 2003; Riccomini et al., 2005). Por sua vez, a tectônica responsável por essas reativações e a atividade sísmica sin-sedimentar estariam condicionadas pela compressão permotriássica, aproximadamente N-S, que ocorreu ao longo da borda sul do Gondwana e gerou os cinturões de dobramentos do Cabo, na África do Sul, e na Sierra de La Ventana, na Argentina. A grande distância, de mais de 2000km, dos afloramentos estudados com as rochas na Argentina dobradas pela compressão permotriássica, também ocorre de maneira análoga entre as deformações em camadas sedimentares do interior africano, no Zaire, e a frente de deformação do Cinturão do Cabo, na África do Sul, como estudado no trabalho de Daly et al. (1991).

Falhas de empurrão com direções WNW na Formação Corumbataí, identificadas por outros trabalhos (Strugale et al., 2003; Christofolletti et al. 2006), também são compatíveis com os esforços tectônicos da compressão permotriássica. Como são cronocorrelatas aos eventos de atividade sísmica sin-sedimentar estudados, podem ser evidências de que o esforço horizontal máximo registrado pelos diques trata-se do esforço

compressivo máximo (σ_1). A questão de qual a direção correspondente ao esforço horizontal máximo, se σ_1 ou σ_2 , está ainda em aberto. Entretanto, para as duas hipóteses, a direção de distensão obtida é a mesma.

É difícil precisar o número exato de terremotos indutores das intrusões clásticas. Não foi identificado um marco estratigráfico seguro para a correlação entre as seções estudadas. Uma dedução plausível é a de que cada horizonte estratigráfico portador de diques corresponda a um evento de sísmico indutor. Nesse sentido, 4 episódios nos afloramentos de Santa Luzia e de Limeira, e 5 em Batovi, sendo 3 representado por diques clásticos e dois por *plugs* de areia.

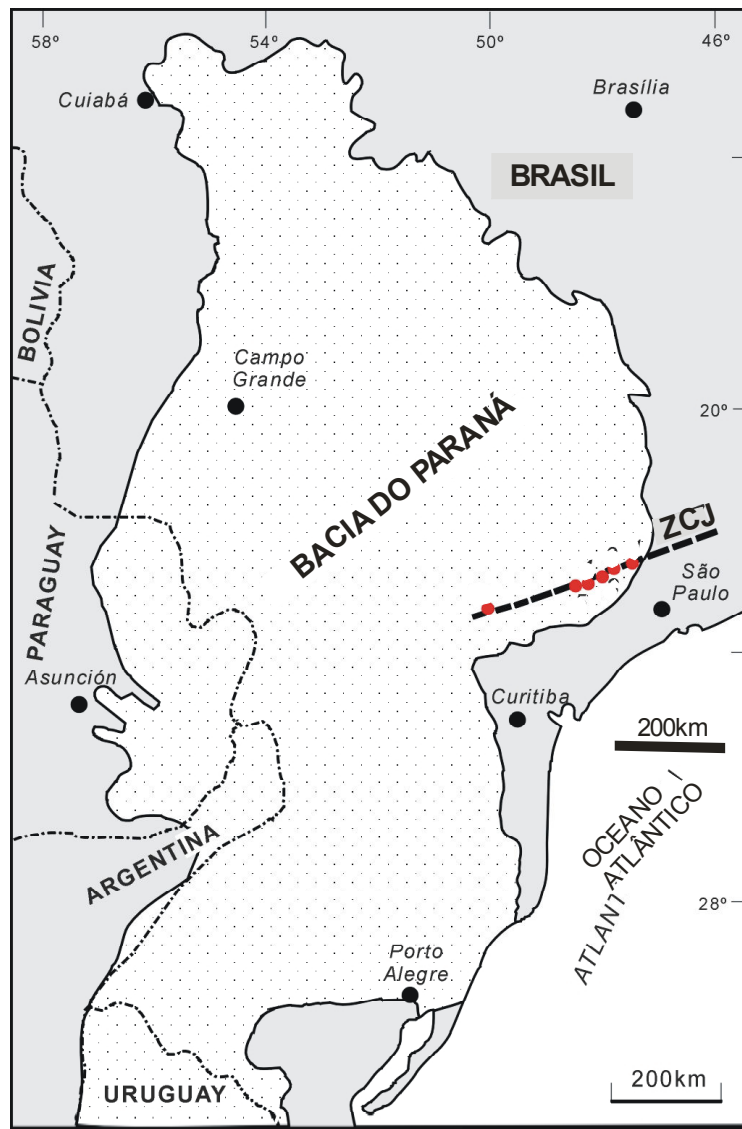
A superfície de extrusão de areia, identificada no afloramento de Limeira, serve como elemento seguro para a definição de pelo menos dois eventos de geração. Um mais antigo que alimenta as *vent-fractures*, e outro posterior alojado nas camadas sobrepostas ou que cortam a superfície. Em Batovi, a variação nas atitudes preferenciais dos diques entre o primeiro e segundo horizonte com intrusões, pode significar que eles foram gerados em campos de esforços distintos e separadas no tempo.

Porém não se descarta a hipótese de que um único evento sísmico possa gerar diques clásticos e fluidificações em mais de um horizonte estratigráfico. A relação entre os diques do segundo e terceiro horizontes da seção de Batovi servem para ilustrar tal ilação. Os diques presentes no segundo nível são tabulares, enquanto que os do terceiro nível são bastante ptigmáticos. Como anteriormente discutido, isso sugere profundidades diferentes de intrusão. A espessura atual que separa esses dois níveis portadores é de aproximadamente 3 m. Se considerarmos a compactação sofrida posteriormente, expressa nos diques ptigmáticos do terceiro patamar, embora não estimada, a espessura original que separava os dois níveis era maior. A situação estratigráfica encontrada seria compatível com a situação de um mesmo sismo induzindo intrusões em profundidade, em camadas já mais compactadas, resultando em diques retilíneos, e também em camadas superficiais, pouco compactadas, gerando diques que se tornariam ptigmáticos após a compactação.

Um importante elemento nesse trabalho foi a identificação, no afloramento de Limeira, de estruturas geradas por extrusão alimentada pelos diques. Essas estruturas ocorrem conjuntamente num horizonte estratigráfico bem definido, que marca a antiga superfície sedimentar da bacia, e que foi chamado de superfície de extrusão. Observa-se no

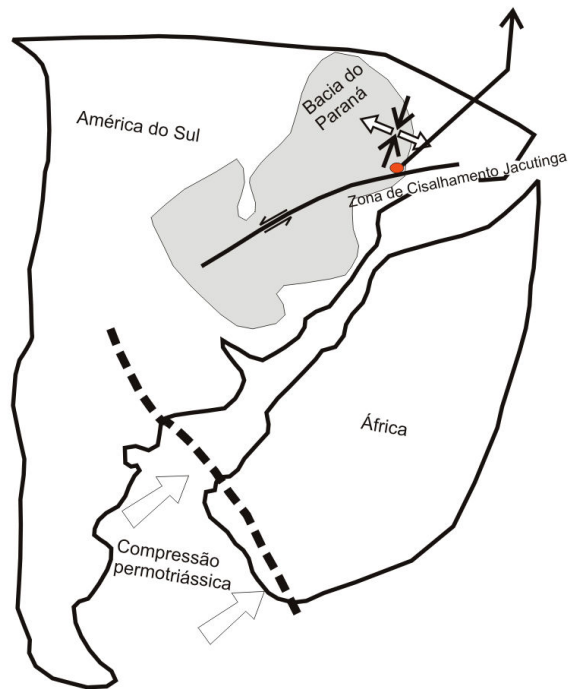
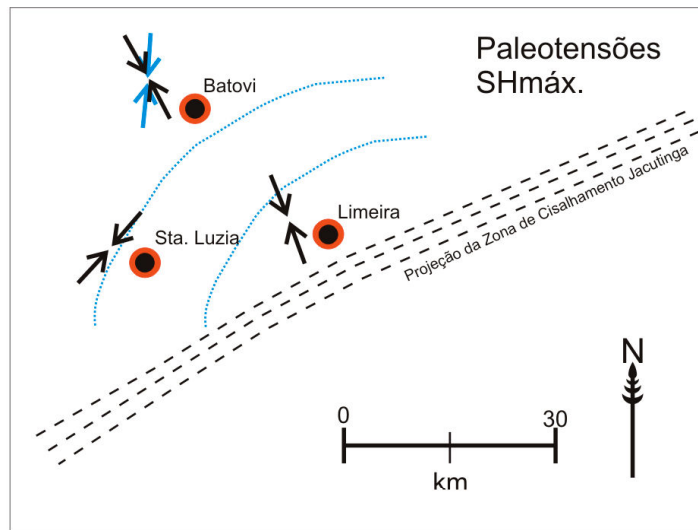
afloramento, como já descrito, que o pacote de sedimentos diretamente sobreposto à essa superfície é composto unicamente por pelitos depositados por decantação. O pacote no qual alojam-se os diques apresenta intercalações de lâminas de areia no silte, o que indica a participação de fluxos trativos na deposição. A relação estratigráfica e a diferença de fácies sugerem uma mudança na dinâmica deposicional na sedimentação, nos momentos anterior e posterior ao abalo sísmico. Uma primeira hipótese aventada é de que a sismicidade estaria relacionada com um episódio de maior subsidência na bacia, o que teria desfavorecido o aporte trativo para esta seção então momentaneamente mais profunda. Entretanto a superfície de extrusão não foi identificada nas outras seções estudadas, e em relação ao afloramento de Limeira, num contexto mais amplo, o padrão sedimentar se mantém, com a volta de intercalações de arenito em níveis estratigráficos superiores ao horizonte em questão. Por conseguinte, a mudança na sedimentação ocorrida após o sismo foi de caráter local, e não condicionada por mudanças na taxa de subsidência, o que teria afetado toda a bacia. É mais provável que a feição observada seja resultado de rearranjos locais de elementos do sistema deposicional, em decorrência de perturbações geradas pelos tremores.

Como antes referido, abundantes veios carbonáticos e zonas de cimentação pronunciada ocorrem associados aos diques do afloramento de Limeira. Provavelmente o horizonte portador do enxame de diques, por possuir alta permeabilidade, torna-se caminho preferencial para a migração de fluidos hidrotermais, com os diques, arenosos e permeáveis, formando canais verticais preferenciais de percolação. Na Formação Corumbataí, campos de geiseritos no Município de Anhembi, SP, foram descritos nos trabalhos de Matos (1995) e Yamamoto *et al.* (2005), e registram um importante episódio de hidrotermalismo durante a sedimentação permotriássica na bacia. Riccomini *et al.* (2005) relacionaram essas ocorrências aos eventos de sismicidade sin-sedimentar. É provável que as feições de cimentação carbonática associadas aos diques do afloramento de Limeira estejam relacionadas com os efeitos em profundidade do hidrotermalismo formador dos geiseritos de Anhembi.



Ocorrências de sismitos permotriássicos, nas formações Pirambóia e Corumbataí, com disposição geográfica que corresponde ao traçado da Zona de Cisalhamento Jacutinga, agrupadas por Riccomini et al. (2005).

Figura 17: Alinhamento geográfico dos sismitos permotriássicos com a Zona de Cisalhamento Jacutinga



No quadro acima, localização dos afloramentos em relação ao traçado da Zona de Cisalhamento Jacutinga (ZCJ). As espessuras dos diques são maiores em Limeira e decrescem Santa Luzia e Batovi, conforme ilustrado pelas curvas pontilhadas. No esquema abaixo, situação tectônica regional da reativação sinistral da ZCJ, com campo de esforços médio obtido pela orientação dos diques. Dados na figura 7.

Figura 18: Paleotensões dos diques clásticos e reativação da Zona de Cisalhamento Jacutinga.

5.1 Conclusões

Os diques clásticos da Formação Corumbataí foram formados por fraturamento hidráulico de camadas pelíticas, com injeção de areia fluidificada dirigida para cima, durante eventos de atividade sísmica penecomtemporâneos à sedimentação.

As orientações preferenciais dos diques marcam os planos perpendiculares ao eixo de esforço principal mínimo (σ_3) durante as intrusões. As direções das atitudes dominantes variam entre os afloramentos estudados, de NNW a NE, com predomínio de NNE, e definem uma direção de distensão média aproximadamente E-W. As variações e dispersões nas atitudes são explicadas pela existência de baixos valores de *stress* diferencial durante a colocação dos diques, situação teoricamente esperada em intrusões geradas por fraturamento hidráulico em profundidades rasas. A profundidade de intrusão dos diques estudados foi estimada em torno de 5 m.

A direção média de distensão, E-W, é compatível com o campo de esforços com compressão de direção geral N-S, associado aos eventos tectônicos permotriássicos de deformação na borda sul do Gondwana, que geraram os cinturões de dobramentos das *Sierras La Ventana*, na Argentina, e do Cinturão do Cabo na África do Sul. A propagação e dissipação desses esforços continente adentro, acarretou na reativação transcorrente sinistral de zonas de fraquezas do embasamento, definidas por falhas de direção NE-SW a ENE-WSW, como nas Zonas de Cisalhamento de Jacutinga e Perimbó nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina.

Reativações de estruturas do embasamento condicionaram a ocorrência da sismicidade sin-sedimentar. Os afloramentos geograficamente mais próximos ao alinhamento tectônico da Zona de Cisalhamento de Jacutinga possuem diques mais espessos, produtos de maiores volumes de sedimentos remobilizados, em função da maior proximidade com os antigos epicentros dos terremotos indutores das intrusões.

Os abalos sísmicos podem afetar elementos do sistema deposicional e causar reorganizações e mudanças na dinâmica sedimentar do ambiente.

Enxame de diques podem servir de dutos preferenciais para migração de fluidos na bacia, formando horizontes de altas permeabilidades. As venulações e cimentação observadas no afloramento de Limeira podem representar a expressão em profundidade do

hidrotermalismo responsável pela geração de geiseritos, como os que ocorrem na região de Anhembi, SP.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADIE, R.J. (1952) The position of the Falkland Islands in a reconstruction of Gondwanaland. *Geological Magazine*, 89: 401-410.
- ALDISS, D.T. & EDWARDS, E.J. (1998) The geology of Falkland Islands. Geological Map 1:250.000. British Survey for the Falkland Islands Government.
- ALLEN, J.R.L. (1984) Sedimentary structures: their character and physical basis. *Developments in Sedimentology*, Elsevier, 30B, 663p.
- ALLEN, J. R. L. (1986) Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 46: 67-75.
- ALLEN, P.A.; HOMEWOOD, P.; WILLIAMS, G.D. (1986) Foreland basins: an introduction. *International Association of Sedimentologists Special Publication*, 8: 3-14.
- ARCHER J.B. (1984) Clastic intrusion in deep-sea fan deposits of the Rosroe Formation, Lower Ordovician, Western Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54 (4): 1197-1205.
- ASPLER, L.B. & DONALDSON, J.A. (1986) Penecontemporaneous sandstone dykes, Nonacho Basin (early Proterozoic, Northwest Territories): horizontal injection in vertical, tabular fissures. *Canadian Journal of Earth Science*, 23: 827-838.
- AUDEMARD, F.; BELTRÁN, C.; DE SANTIS, F.; LUGO, M. (1990) Liquefaction on the eastern coastlands of Falcon State (Northwestern Venezuela), induced by moderate shallow earthquakes. *Bulletin of the INQUA Neotectonics Commission*, 13: 47-50.
- BARRET, P.J. (1966) Effects of the 1964 Alaskan earthquake on some shallow-water sediments, in Prince William Sound, southeast Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 992-1006.
- BEZERRA, F.H.R.; FONSECA, V.P.; VITA-FINZI, C.; LIMA-FILHO, F.P.; SAADI, A. (2005) Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. *Engineering Geology*, 76:191-208.
- BOEHM, A. & MOORE, J.C. (2002) Fluidized sandstone intrusions as an indicator of Paleostress orientation, Santa Cruz, California. *Geofluids*, 2:147-161.

- BROQUET, C.A.M. (1992) The sedimentary record of Cape Supergroup. In: DE WIT, M., RANSOME, I.G.D. (eds) *Inversion tectonics of the Cape fold belt, Karoo and cretaceous basin of southern Africa*, 159-184p.
- BUGGISCH, W. (1987) Stratigraphy and very low grade metamorphism in the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. *Zentralb Geolische Paläontologische*, 1: 819-837.
- BUMBY, A.J. & GUIRAUD, R. (2005) The geodynamic setting of the Phanerozoic basins of Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43:1-12.
- CATUNEANU, O.; WOPFNER, H.; ERIKSSON, B. (2005) The Karoo basins of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43:211-253.
- CHAMANI, M.A.C.; MARTIN, M.A.B.; RICCOMINI, C. (1992) Estruturas de liquêfação induzidas por abalos sísmicos no permo-triássico da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG, v.2, p.508-510.
- CHRISTOFOLETTI, S.R.; MORENO, M.M.T.; BATEZELLI, A. (2006) Análise de fácies da Formação Corumbataí (Grupo Passa Dois, Bacia do Paraná, Neopermiano) com vista ao emprego na indústria de revestimento cerâmico. *Revista Brasileira de Geociências*, 36: 488-198.
- COBBOLD P.; MASSABIE A.C.; ROSSELLO E.A. (1986) Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt. *Hercynica*, 2: 135-148.
- COBBOLD, P.R.; GAPAIS D.; ROSSELLO, E. A. (1991) Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13: 743-758.
- COBBOLD, P.R.; GAPAIS D.; ROSSELLO, E. A.; MILANI, E.J.; SZATMARI, P. (1992) Permo-Triassic intracontinental deformation. In: DE WIT, M. & RANSOME, I.G.D. (eds) *Inversion tectonics of the Cape fold belt, Karoo and cretaceous basin of southern Africa*, 23-26p.
- COLE, D.I. (1992) Evolution and development of the Karoo Basin. In: DE WIT, M., RANSOME, I.G.D. (eds) *Inversion tectonics of the Cape fold belt, Karoo and cretaceous basin of southern Africa*, 87-100p.

- COSGROVE, J.W. (1995) The expression of hydraulic fracturing in rocks and sediments. In: AMEEN, M.S. (ed) *Fractography: Fracture Topography as a Tool in Fracture Mechanics and Stress Analysis*. Geological Society, London, Special Publications, 92: 187-196.
- COULTER, H.W. & MIGLIACCIO, R.R. (1966) Effects of the earthquake of march 27, 1964, at Valdez Alaska. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 542C, 36p.
- COUTINHO, J.M.V.; HACHIRO, J.; COIMBRA, A.M.; COIMBRA, A.M.; SANTOS, P.R. (1991) Ashfall derived vitroclastic tuffaceous sediment in the Permian of the Paraná basin na their provenance. In: ULBRICH, H. & ROCHA-CAMPOS, A.C. (eds) *Gondwana Seven*, 147-160p.
- CROSS, W. (1894) Intrusive sandstone dykes in granite. *Geological Society of America Bulletin*, 5: 225-230.
- CURTIS, M.L. (1997) Gondwanian age dextral transpression and spatial kinematics partitioning within teh Henritage Range, Ellsworth Mountains, West Antartica. *Tectonics*, 16: 172-181.
- CURTIS, M.L. & HYAM, D.M. (1998) Late Paleozoic to Mesozoic structural evolution of the Falkland Islands: a displaced segment of the Cape fold belt. *Journal of the Geological Society*, 155: 115-129.
- CURTIS, M.L. & STOREY, B.C. (2003) Early Palaeozoic near-surface deformation in the Neptune Range, Antarctica: implications for the Ross and Gondwanian orogenies. *Journal of the Geological Society*, 160: 629-642.
- DALLA SALDA, L.H., VARELA, R., CINGOLANI, C. (1994) The Rio Chico Paleozoic crystalline complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal of South America Earth Sciences*, 7: 377-386.
- DALY, M.C, CHOROWICZ, J., FAIRHEAD, J.D. (1989) Rift basin evolution in Africa: the influence of reactivated shear zones. In: *Inversion tectonics*, Geological Society of London Special Publication, 44: 309-334.
- DALY, M.C., LAWRENCE, S.R., KIMUN'A, D., BINGA, A.M. (1991) Late Paleozoic deformation in central Africa: a result of distant collision? *Nature*, 350: 605-07.
- DE BEER, C.H. (1992) Structural evolution of the Cape Fold Belt syntaxis and its influence on sintectonic sedimentation in the SW Karoo basin. In: DE WIT, M.,

- RANSOME, I.G.D. (eds) *Inversion tectonics of the Cape fold belt, Karoo and cretaceous basin of southern Africa*, 197-206p.
- DE BEER, C.H. (1995) Fold interference form simultaneous shortening in different direction: the Cape Fold Belt syntaxis. *Journal of African Earth Sciences*, 21: 157-169.
- DEMOULINS, A. (1996) Clastic dykes in east Belgium: evidence for upper Pleistocene strong earthquakes west of the Lower Rhine rift segment. *Journal of the Geological Society*, 153: 803-810.
- DE WIT, M., RANSOME, I.G.D (1992) Regional inversion tectonics along the southern Margin of Gondwana. In: DE WIT, M., RANSOME, I.G.D (eds.) *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basin of Southern Africa*. Balkema, Rotterdam, 269p.
- DIONNE, J.C. (1976) Miniature mud volcanoes and other injection features in tidal flats, James Bay, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13: 422-428.
- DIXON, R.J.; SCHOEFIELD, K.; ANDERTON, R.; REYNOLDS, A.D. ALEXANDER, R.W.S. (1995) Sandstone diapirism and clastic intrusion in the Tertiary submarine fans of the Burce-Beryl embayment, Quad 9, UKCS. In: HARTLEY, A.J. & PROSSER, D.J. (eds) *Characterization of deep marine clastic systems*. Geological Society, London, Special Publication, 94: 77-94..
- DU TOIT, A.L. (1927) *Geological comparision of South America with South Africa*. Carnegie Institute, Washington Publications, 381p.
- DU TOIT, A.L. (1937) *Our wandering continents: an hypothesis of continental drift*. Edinburgh and London, Oliver and Boyd, 366p.
- DUTTON, C.E. (1889) The Charleston earthquake of August 31(1886). *U.S Geological Survey Nineth Annual Report 1887-88*, 203-528.
- FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. (1993) Registros de episódios sísmicos na parte superior da Formação Rio do Rasto no Paraná, Brasil. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 3, Rio de Janeiro. *Atas*. Rio de Janeiro, SBG/UERJ, p.271-275.
- FORSHYTE, R. (1982) The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of Southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal of Geological Society*, 139: 671-682.

- FULFARO, V.J., SAAD, A.R., SANTOS, M.V., VIANNA, R.B. (1982) Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 12: 590-610.
- FULLER, M.L. (1912) The New Madrid earthquake. *Bulletin of United States Geological Survey*, 494, 119p.
- GALLO, F. & WOODS, A.W. (2004) On steady homogeneous sand-water flows in a vertical conduit. *Sedimentology*, 51: 195-210.
- GAMA JR., E. (1979) A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati): um modelo geomórfico. *Revista Brasileira de Geociências*, 9: 1-16.
- GHIGLIONE, M.C. (2002) Diques clásticos asociados a deformación transcurrente en depósitos sinorogénicos del Mioceno inferior a la Cuenca Austral. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57: 103-118.
- GOZDZIK, J. & VAN LOON, A.J. (2007) The origin of a giant downward directed clastic dyke in a kame (Belchatów mine, central Poland). *Sedimentary Geology*, 193: 71-79.
- HACHIRO, J. (1996) *O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná*. Tese de doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 196p.
- HÄLBICH, I.W. (1992) The Cape fold belt orogeny: state of art 1970-1980. In: DE WIT, M., RANSOME, I.G.D (eds.) *Inversion Tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and Cretaceous Basin of Southern Africa*. Balkema, Rotterdam, 141-158p.
- HANSEN, W.R. (1965) Effects of the earthquake of march 27, 1964, at Anchorage, Alaska. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 542A, 68p.
- HANSEN, W.R., ECKEL, E.B., SCHAEFER, W.E., LYLE, R.E., GEORGE, N., CHANGE, G. (1966) The Alaska earthquake, march 27, 1964: field investigations and reconstruction effort. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 541: 111p.
- HARDIE, J.K. (1999) Clastic dikes intruding cretaceous coals of western colorado. *Bulletin of the Colorado Geological Survey*, 53.
- HARMS, J.C. (1965) Sandstone Dikes in Relation to Laramide Faults and Stress Distribution in the Southern Front Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 76: 981-1002.
- HARRINGTON, H.J. (1972) Sierras Australes de Buenos Aires. *Geologica Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencia, 385-406p.

- HAYASHI, T. (1966): Clastic Dykes in Japan. *Japanese Journal of Geology and Geography*, 37:1-20.
- HERVÉ, F. (1988) Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes*, 11: 183-188.
- HILLIS, R.R. (2003) Pore pressure/stress coupling and its implications for rock failure. In.: VAN RENSBERGEN, P.; HILLS, R.R.; MALTMAN, A.J.; MORLEY, C.K. (eds). *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society, London, Special Publication, 216: 350-368.
- HISCOTT, R.N. (1979) Clastic sills and dikes associated with deep-water sandstones, tourelle formation, Ordovician, Quebec. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49: 1-10.
- HUANG, Q (1988) Geometry and tectonic significance of Albian sedimentary dykes in the Sisteron area, SE France. *Journal of Structural Geology*, 10: 453-462.
- HUNTER, M.A. & LOMAS, S.A. (2003) Reconstructing the Siluro-Devonian coastline of Gondwana: insights from the sedimentology of the Port Stephens Formation, Falkland Islands. *Journal of the Geological Society*, 17: 13-26.
- HURST, A., CARTWRIGHT, J., DURANTI, D. (2003) Fluidization structures produced by upward injection of sand through a sealing lithology In.: VAN RENSBERGEN, P.; HILLS, R.R.; MALTMAN, A.J.; MORLEY, C.K. (eds). *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society, London, Special Publication, 216: 350-368.
- 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*, 17-1: 80-85.
- HYAM, D.M., MARSHALL, J.E., BULL, J.M., SANDERSON, D.J. (2000) The structural boundary between East and West Falkland: new evidence for movement history and lateral extent. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 13-26.
- JENKINS, O.P. (1925) Clastic dykes of eastern Washington and their geological significance. *American Journal of Sciences*, fifth series, vol. X, 57: 234-246.
- JOHNSON, H.D. (1977) Sediment and water escape structures in some late Precambrian shallow marine sandstone from Finnmark, North Norway, *Sedimentology*, 24: 389-411.

- JOHNSON, M.R. (1991) Sandstone petrography, provenance and plate tectonics setting in Gondwanan context of southeastern Cape-Karoo basin. *South Africa Journal of Geology*, 94: 137-154.
- JOHNSTON, S.T. (2000) The Cape Fold Belt and Syntaxis and the rotated Falkland Islands: dextral transpressional tectonics along the southwest margin of Gondwana. *Journal of African Earth Sciences*, 31: 51-63.
- JOLLY, J. H.; LONERGAN, L. (2002) Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society, London*, 159: 605-617.
- JONES, A. P. & OMOTO, K. (2000) Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan. *Sedimentology*, 47:1211-1226.
- JONK, R.; DURANTI, D.; PARNELL, J.; HURST, A.; FALLICK, A.E (2003) The structural and diagenetic evolution of injected sandstones: examples from the Kimmeridgian of NE Scotland. *Journal of the Geological Society*, 160: 881 - 894.
- JONK, R.; KELLY, J.; PARNELL, J. (2004) The origin and tectonic significance of Lewisian- and Torridonian-hosted clastic dykes near Gairloch, NW. *Scottish Journal of Geology* 40: 123-130.
- JORDAN, T.E. (1995) Retroarc foreland basin and related basins. In: BUBSY, C.J. & INGERSOLL, R.V. (eds) *Tectonic of sedimentary basins*, Blackwell, Oxford, 331-362p.
- KNAUST, O. (2002) Pinch-and-swell structures of the Middle/Upper Muschelkalk boundary (Triassic): evidence of earthquake effects (seismites) in the Germanic Basin. *International Journal of Earth Science*, 91: 291-303.
- LAVINA, E.L. (1991) *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico da Bacia do Paraná*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 322 p.
- LAVINA, E.L. & FACCINI, U.F. (1993) Formações Pirambóia e Sanga do Cabral: um episódio de desertificação da Bacia do Paraná ao final do Permiano? In: Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Rio Claro, *Resumos*: 94-95.

- LAWRENCE, D.A.; SANCAR, B.; MOLYNEAUX, S. (1999) Large-scale clastic intrusion in the Tertiary of Block 29/4, Norwegian North Sea: Origin, timing and implication for reservoir continuity. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83: 1324.
- LE HERON, D. P. & ETIENNE, J.L. (2005) A complex subglacial clastic dyke swarm, Sólheimajökull, southern Iceland. *Sedimentary Geology*, 181: 25-37.
- LEMKE, R.W. (1967) Effects of the earthquake of march 27, 1964, at Seward Alaska. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 542E, 66p.
- LEVI, T.; WEINBERGER, R.; AÍFA, T.; EYAL, Y.; MARCO, S. (2006) Earthquake-induced clastic dikes detected by anisotropy of magnetic susceptibility. *Geology*, 34: 60-72.
- LIMARINO, C.O. & SPALETTI, L.A. (2006) Paleogeography of upper Paleozoic basin of southern South America: an overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 134-155.
- LOCK, E. (1980) Flat-Plate subduction and the Cape Fold Belt of South Africa. *Geology*, 8: 35-39.
- LOCZY, L. (1966) Evolução paleogeográfica e geotectônica da Bacia Gondvânica do Paraná e seu embasamento. *Boletim da divisão de Geologia e Mineralogia*, 234: 53-56.
- LONERGAN, L. & CARTWRIGHT, J.A. (1999) Polygonal faults and their influence on deepwater sandstone reservoir geometries. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 83: 410-432.
- LOPEZ-GAMUNDI, O. R.; CONAGHAN, P. J.; ROSSELLO, E. A.; COBBOLD, P. R. (1995) The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes foldbelt, east central Argentina: evidence for syntectonic sedimentation in a foreland basin. *Journal of South American Earth Sciences*, 3: 129-142.
- LOPEZ-GAMUNDI, O.R. & ROSSELLO, E.A. (1998) Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline: the Sauce Grande foldbelt (Argentina) and Karoo basin-Cape foldbelt (South Africa) revisited. *Geologische Rundschau*, 86: 819-834.
- LOPEZ-GAMUNDI, O.R. (2006) Permian plate margin volcanism and tuffs in adjacent basins of west Gondwana: age constraints and common characteristics. *Journal of South American Earth Sciences*, 22: 227-238.

- MALTMANN, A. (ed) (1994) *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman And Hall, London, 320p.
- MARCO, S.; WEINBERGER, R.; AGNON, A. (2002) Radial Clastic dykes formed by a salt diapir in the Dead Sea Rift, Israel. *Terra Nova*, 14: 288-294.
- MARTEL, A.T. & GIBLING, M.R. (1993) Clastic dykes of the Devono-Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia: storm-related structures in shallow lakes. *Sedimentary Geology*, 87: 103-119.
- MARSCHALKO, R. (1978) Clastic dikes. In: FAIRBRIDGE, R.W. & BOURGEOIS, J. (eds) *The encyclopedia of sedimentology*. Stroudsburg, Hutchinson & Ross. 125-126p.
- MARSHALL, J.E.A. (1994) The Falkland Islands: a key element in Gondwana paleogeography. *Tectonics*, 13: 499-514.
- MARTILL, D.M. & HUDSON, J.D. (1989) Injection clastic dykes in the Lower Oxford Clay (Jurassic) of Central England: relationship to compactation and concretion formation. *Sedimentology*, 36: 1127-1133.
- MATOS, S.L.F. (1995) *O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo*. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 175p.
- McCALPIN, J.P. & NELSON, A.R. (1996) Introduction to Paleoseismology. In: McCALPIN J.P. (ed.) *Paleoseismology*, Academic Press: 1-28.
- MEEK, C.E. (1928) Genesis of a sandstone dyke as indicated by heave minerals. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 12: 271-277.
- MOLYNEAUX, S. (1999) Giant clastic dykes and sills os Santa Cruz, Coastal California. *Petroleum Exploration Society of Great Britain, January, 1999 Newsletter*, 118-125p.
- NEWSON, J.F. (1903) Clastic dykes. *Geological Society of America Bulletin*, 14: 227-268.
- MENDES, J.C. (1952) A Formação Corumbataí na região do Rio Corumbataí (Estratigrafia e descrição de lamelibrânquios). *Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*, 145: 1-114.
- MIALL, A.D. (2000) *Principles of sedimentary basin analysis*. Third edition, Springer-Verlag, New York, 616p.
- MILANI, E.J. (1997) *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Tese de

- doutoramento. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2v.
- MILANI, E.J. (2004) Considerações sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITONEVES, B.B (eds) *Geologia do continente sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 265-279p.
- MILANI, E.J. & RAMOS, V.A. (1998) Orogenias Paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 473-484.
- MILLS, P. C. (1983) Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures: a review. *Sedim. Geol.*, 35:83-104.
- MITCHELL, C., TAYLOR, G.K., COX, K.G., SHAW, J. (1986) Are the Falkland Islands a rotated microplate? *Nature*, 319: 131-134.
- MITROVICA, J.X., BEAUMONT, C., JARVIS, G.T. (1989) Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. *Tectonics*, 8: 1079-1094.
- MORETTI, M. & SABATO, L. (2007) Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of Sant-Arcangelo Basin (Southern Italy): Seismic shock vs. Overloading. *Sedimentary Geology*, 196: 31-45.
- NICHOLS, R.J.; SPARKS, R.S.J.; WILSON, C.J.N. (1994) Experimental studies of the fluidization of layered sediments and the formation of fluid escape structures. *Sedimentology*, 41:233-253.
- OBERMEIER, S. F. (1996) Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis – An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, 44: 1-76.
- OBERMEIER, S.F.; POND, E.C.; OLSON, S.C.; GREEN, R.A. (2002) Paleoliquefaction studies in continental settings. In: ETTENSOHN, F.R.; NICHOLAS, R.; BRETT, C. E. (eds.) *Ancient Seismites*, Geological Society of America Special Paper, 359: 13-28.
- OOMKENS, E. (1966) Environmental significance of sand dikes. *Sedimentology*, 7: 145-148.

- OWEN, G (1987) Deformation processes in unconsolidated sands. In: JONES, M.E., & PRESTON, R.M.F. (eds) *Deformation of Sediment and Sedimentary Rocks*, Geological Society Special Publication, 29: 11-24.
- OWEN, G. (1996) Experimental softsediment deformation: structures formed by the liquiefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43:279-293.
- PANKHURST, R.J.; RAPELA, C.W.; LOSKE, W.P.; FANNING, C.M. MÁRQUES, M. (2003) Chronological study of the pre-Permian basement rocks of southern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 27-44.
- PANKHURST, R.J.; RAPELA, C.W.; FANNING, C.M.; MÁRQUES, M. (2006) Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-Science Reviews*, 76: 235-257.
- PATON, D.A.; MACDONALD, D.I.M.; UNDERHILL, J. (2006) Applicability of thin or thick skinned structural models of multiple inversion episodes: southern South Africa. *Journal of Structural Geology*, 28: 1933-1947.
- PARIZE, O. & FRIÈS, G. (2003) The Vocontian clastic dykes and sills: a geometric model. In: VAN RENSBURGEN, P.; HILLS, R.R.; MALTMAN, A.J.; MORLEY, C.K. (eds). *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society, London, Special Publication, 216: 350-368.
- PERINOTTO, J.A.J.; ESCHEBEHERE, M.L.C.; SIMÕES, L.S.; TEIXEIRA, G.R.; SILVA, M.V.V. (2006) Diques clásticos da Formação Corumbataí (P), NE da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Aracaju, *Anais*: 279p.
- PETERSON, G.L.(1966) Structural Interpretation of Sandstone Dikes, Northwest Sacramento Valley, California. *Geological Society of America Bulletin* ., 77: 833-842.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. (1983) Geologia do Brasil. São Paulo, EDUSP, 631p.
- PLINT, A.G. (1985) Possible earthquake soft-sediment faulting and remobilization in Pennsylvanian alluvial strata, southern New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 907-912.
- POPE, M.C.; READ, J.F.; BAMBACH, R.; FOFMANN, H.J. (1997) Late Middle to Late Ordovician seimites of Kentucky, southwest Ohio and Virginia: Sedimentary records of

- earthquakes in the Appalachian basin. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 489-503.
- POTTER, P.E. & PETITJOHN, F.J. (1977) *Paleocurrents and basin analysis*. Springer-Verlag, New York, 425p.
- PRATT, B. (1994) Seismites in the Mesoproterozoic Altyn Formation (Belt Supergroup), Montana: A test for tectonic control of peritidal carbonate cyclicity. *Geology*, 22: 1091-1094.
- PYSKLYWEC, R.N. & QUINTAS, M.C.L. (2000) A mantle flow mechanism for the late Paleozoic subsidence of the Paraná Basin. *Journal of Geophysical Research*, 105: 16,359:16,370
- RAMOS, V. (1984) Patagonia: un continente paleozoico a la deriva? In: Congreso Geológico Argentino, IX, Acta 2: 211-328.
- RAMOS, V. (2004) La plataforma patagónica y sus relaciones com la plataforma brasileira. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C.D.R., BRITO-NEVES, B.B (eds) *Geologia do continente sul-americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 371-380p.
- RAPALINI, A.E., TARLING, D.H., TURNER, P., FLINT, S., VILAS, J.F. (1994) Paleomagnetism of the Carboniferous Tepuel Group, Central Patagonia, Argentina, *Tectonics*, 13: 1277-1294.
- RAPALINI, A.E. (1998) Syntectonic magnetization of mid-Palaeozoic Sierra Grande Formation: further constrains on the tectonic evolution of Patagonia. *Journal of the Geological Society*, 155: 105-114.
- REIMNITZ, E. & MARSHALL, N.F. (1965) Effects of the Alaska earthquake and tsunami on recent deltaic sediments. *Journal of Geophysical Research*, 70: 2363-2376.
- RIBEIRO, C. & TERRINHA, P. (2007) Formation, deformation and chertification os systematic clastic dykes in a differentially lithified carbonate multilayer. SW Iberia, Algarve Basin, Lower Jurassic. *Sedimentary Geology*, 196: 201-215.
- RICCOMINI, C. (1995) *Tectonismo gerador e deformador do depósitos sedimentares Pós-Gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 100p.

- RICCOMINI, C.; CHAMANI, M.A.C.; AGENA, S.S.; FAMBRINI, G.L.; FAIRCHILD, T.R.; COIMBRA, A.M. (1992). Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 64:210.
- RICCOMINI, C.; GIMENEZ FILHO, A.; ALMEIDA, F.F.M. (1984) Considerações sobre a estratigrafia do Permotriássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, *Anais*: 754-764.
- RICCOMINI, C., SALLUN FILHO, W., FERREIRA, N.B., COIMBRA, A.M. (1996) Estruturas de liquefação em arenitos eólicos da Formação Pirambóia na Serra de Itaqueri, SP. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Anais*, 1: 151-153.
- 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 e IV International Symposium on Tectonics of the Brazilian Geological Society, Curitiba, PR. *Boletim de Resumos Expandidos*, Curitiba, PR, Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Paraná, p. 18-20.
- 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 sub-glacial hydrofracturing at Killiney Bay, eastern Ireland. *Sedimentary Geology*, 129: 111-126.
- ROSSETTI, D. F. (1999) Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidence for paleoseismicity. *Sedimentology*, 46: 1065-1081.
- ROSTIROLLA, S.P.; ASSINE, M.L.; FERNANDES, L.A.; ARTUR, P.C. (2000) Reativação de paleolinamentos durante a evolução da Bacia do Paraná – Exemplo do Alto Estrutural de Quatigá. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 639-648.
- ROSTIROLLA, S.P.; MANCINI, F.; RIGOTI, A.; KRAFT, R.P. (2003) Structural styles of the intracratonic reactivation of the Perimbó fault zone, Paraná basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 287-300.
- ROWE, C.A.; MUSTARD, P.S.; MAHONEY, J.B.; KATNICK, D.C. (2002) Oriented clastic dike swarms as indicators of paleoslope? Na example from the upper Cretaceous Nanaimo Group, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 72:192-200.

- ROY, C.J. (1946) Clastic dykes of Pikes Peak region. *Geological Society of America Bulletin*, 57: 1226.
- SCHLISCHE, R.W. & ACKERMANN, R.V. (1995) Kinematic significance of sediment-filled fissure in the North Mountain Basalt, Fundy rift basin, Canada. *Journal of Structural Geology*, 17: 987-996.
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGEUIRA, A.A. (1974) Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, *Anais*, 1: 41-65.
- SEILACHER, A. (1969) Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13:155-159.
- SHONE, R.W. & BOOT, P.W.K. (2005) The Cape Basin, South Africa: A review. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 196-210.
- SHROCK, R.R. (1948) *Sequence in layered rocks*. MacGraw-Hill, New York, 505p.
- SIBSON, R.H. (1996) Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, 18: 1031-1042,
- SMITH, A.J. & RAST, N. (1958) Sedimentary Dykes in the Dalradian of Scotland. *Geological Magazine*, 95: 235-440.
- SMYERS, N. B. & PETERSON, G.L. (1971) Sandstone Dikes and Sills in the Moreno Shale, Panoche Hills, California. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 3201-3208.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, V.J. (1978) Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geological Society of America Bulletin*. 89: 181-191.
- SOARES, P.C. (1991) *Tectônica sin-sedimentar cíclica na Bacia do Paraná*. Tese de professor titular. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 148 p.
- STOLLHOFEN, H. (1998) Facies architecture variations and seismogenic structures in the Carboniferous- Permian Saar-Nahe Basin (SW Germany): evidence for extension-related transfer fault activity. *Sedimentary Geology*, 119: 47-83.

- SMART, P.L.; PALMER, R.J.; WHITAKER, F.; WRIGHT, V.P. (1988) Neptunian dikes and fissure fills: An overview and account of some modern examples. In: JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.W. (eds) *Paleokarst*. Springer-Verlag, New York, 149-163p.
- STEIFTMANN, R. & SCHMITT, J.G. (1988) Provenance and dispersal of tectogenic sediments in thin-skinned, thrust terrains. In: KLEINSPEHN, K.L. & PAOLA, C. (eds) *New Perspective in Basin Analysis*. Springer-Verlag, New York, 353-366p.
- STOREY, B.C.; CURTIS, M.L.; FERRIS, J.K.; HUNTER, M.A.; LIVERMORE, R.A. (1999) Reconstruction na break-out model for the Falkland Islands within Gondwanan. *Journal of African Earth Sciences*, 29: 153-163.
- STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S.P.; BARTOSZECK, M.K.; MANCINI F. (2003) Deformação penecontemporânea na Formação Rio do Rasto (Permiano Superior a Triássico Inferior da Bacia do Paraná) na Serra do cadeado, Paraná. In: IX Simpósio Nacional de Estudo Tectônicos (SNET) Búzios, Rio de Janeiro. Anais 1: 14.
- THOMAS, R.J.; JACOBS, J.; EGLINTON, B.M. (2000) Geochemistry and isotopic evolution of the Mesoproterozoic Cape Meredith Complex, West Falkland. *Geological Magazine*, 137: 537-553.
- TREWIN, N.H.; MACDONALD, D.I.M.; THOMAS, C.G.C. (2002) Stratigraphy and sedimentology of the Permian of the Falkland Islands: lithostratigraphic and palaeoenvironmental links with South Africa. *Journal of Geological Society*, 159: 5-19.
- TROUW, R.A.J. & DE WIT, M. J. (1999) Relation between the Gondwanide Orogen and contemporaneous intracratonic deformation. *Journal of African Earth Sciences*, 28: 203-213.
- TRUSWELL, J.F. (1972) Sandstone sheets and related intrusions from Coffe Bay, Transkei, South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42(3): 578-583.
- TURNER, B.R. (1999) Tectonostratigraphical development of the Upper Karoo foreland basin: orogenic unloading versus thermally induced Gondwana rifting. *Journal of African Earth Sciences*, 28: 215-238.
- TURRA, B.B.; RICCOMINI, C.; ALMEIDA, R.P. (2006) Significado tectônico dos sismitos permotriássicos da Bacia do Paraná. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Aracaju, *Anais*: 111p.

- VAN RENSBERGEN, P.; HILLS, R.R.; MALTMAN, A.J.; MORLEY, C.K. (2003) Subsurface Sediment mobilization: Introduction. In.: VAN RENSBERGEN, P.; HILLS, R.R.; MALTMAN, A.J., MORLEY, C.K. (eds). *Subsurface Sediment Mobilization*. Geological Society, London, Special Publication, 216: 350-368.
- VARELA, R.; DALLA SALDA, L.; CINGOLANI, C.A. (1985) Estructura y composición geológica de las Sierras Colorada, Chasico y Cortapie: Sierra Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40: 254-261.
- VARELA, R.; CINGOLANI, C.A.; SATO, A.; DALLA SALDA, L.; BRITO-NEVES, B.B.; BASEI, M.A.S.; SIGA JR, O.; TEIXEIRA, W. (1997) Proterozoic and Paleozoic evolution of Atlantic area of North Patagonian Massif Argentine. In: South American Symposium on Isotope Geology, São Paulo, *Extended Abstracts*: 326-329.
- VEEVERS, J.J., POWELL, C.M.A., COLLISON J.W, LÓPEZ-GARAMUNDI. (1994) Synthesis. In: VEEVERS, J.J., POWELL, C.M.A. (eds.) *Permian-Triassic basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland*. Memoir Of Geological Society of America, 184: 331-353.
- VISSER, J.N.J. (1987) The palaeogeography of part of southwestern Gondwana during Permo-carboniferous glaciation. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 61: 205-219.
- VISSER, J.N.J. (1993) Sea-level changes in a back-arc foreland transition: the late Carboniferous-Permian Karoo basin in South Africa. *Sedimentary Geology*, 83: 115-131.
- VITANAGE, P.W. (1954) Sandstone dikes in the South Platte area, Colorado. *Journal of Geology*, 62: 498-500.
- VITTORI, E.; LABINI, S. S. & SERVA, L. (1991) Paleoseismology: review of the state-of-the-art. *Tectonophysics*, 193:9-32.
- VON BRUNN, V. & TALBOT, C.J. (1986) Formation and deformation of subglacial intrusive clastic sheets in the Dwyka Formation of northern Natal, South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56:35-44.
- VON GÖSEN, W.; BUGGISCH, W.; KRUMM, S. (1991) Metamorphism and deformation in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires Province, Argentina). *Tectonophysics*, 185: 335-356.

- VON GOSEN, W. (2002) Polyphase structural evolution in the northeastern segment of the North Patagonian Massif (Southern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 591-623.
- WALTON, M.S. & O'SULLIVAN, R.B. (1950) Mechanics of intrusion of a clastic dyke. *American Journal of Science*, 248: 1-21.
- WARREN, L.V. (2006) *Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto na região centro-sul do estado de Santa Catarina*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 174p.
- WILLIAMS, D.M. (1976) Clastic dykes from the Precambrian Porsangerfjord Group, North Norway. *Geological Magazine*, 113:169-176.
- WINSLOW, M.A. (1983) Clastic dike swarms and the structural evolution of the foreland and thrust belt of the southern Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1073-1080.
- WHEELER, R.L. (2002) Distinguishing seismic from non-seismic soft-sediment structures: Criteria from seismic-hazard analysis. In: ETTENSOHN, F.R.; NICHOLAS, R.; BRETT, C. E. (eds.) *Ancient Seismites*. Geological Society of America Special Paper, 359: 1-11.
- YAMAMOTO, J.K.; FAIRCHILD, T.R.; BOGGIANI, P.C.; MONTANHEIRO, T.J.; ARAUJO, C.C.; KIYOHARA, P.K.; MATOS, S.L.F.; SOARES, P.C. (2005) A record of Permian subaqueous vent activity in southeastern Brazil. *Nature*, 438: 205-207.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; APPI, V.T.; NETO, E.V.S.; CERQUEIRA, J.R.; MARQUES, A. (1990) The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M.W.; KOLATA, D.F.; OLTZ, J. J.(eds.) *Interior cratonic Basins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 51: 681-708.
- ZERFASS, H., CHEMALE, F., SCHULTZ, C.L., LAVINA, E. (2004) Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology*, 166: 265-293.