

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**SISMITOS PERMOTRIÁSSICOS DA BORDA LESTE
DA BACIA DO PARANÁ**

Bruno Boito Turra

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini
Co-Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2005/03)

SÃO PAULO
2005

TF
T958
BB.s

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Sismitos Permotriássicos da Borda Leste da Bacia
do Paraná**

Bruno Boito Turra



Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Claudio Riccomini

Prof. Dr. Antônio Romalino S. Fragoso César

Prof. Dr. Ginaldo Ademar da Cruz Campanha

São Paulo

2005

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SISMITOS PERMOTRIÁSSICOS DA BORDA LESTE DA BACIA DO PARANÁ

Bruno Boito Turra



Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

Co-Orientador: Prof. Dr. Renato Paes de Almeida

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2005/03)

DEDALUS - Acervo - IGC



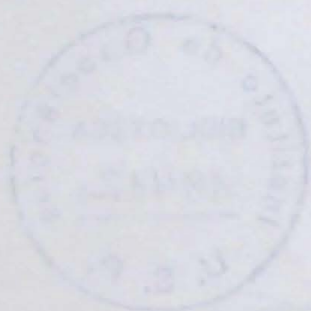
30900018039

SÃO PAULO
2005

TF
T958
BB.1

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SISMITOS PERMOTRÁSSICOS DA BORDA LESTE
DA BACIA DO PARANÁ



Bruno Bollo Tuma

Orientador: Prof. Dr. Claudio Rissotto

Co-Orientador: Prof. Dr. Renato Pires de Almeida

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-200503)

SÃO PAULO

2005

Resumo

Diques clásticos e outras estruturas de liquefação interpretadas como sismitos são conhecidos em depósitos permotriássicos das formações Corumbataí e Pirambóia na parte leste da Bacia do Paraná. Trabalhos anteriores consideraram uma relação entre a origem de tais estruturas e a reativação da Zona de Cisalhamento de Jacutinga (ZCJ) do embasamento da bacia.

O presente trabalho constitui uma avaliação dessa hipótese, baseada em novas descrições das ocorrências de Jacarezinho e Ribeirão Claro, PR, e Angatuba, Limeira e Batovi, SP, na identificação das posições estratigráficas e análise da distribuição geográfica. Efetuou-se a determinação dos paleocampos de tensão vigentes durante a colocação dos diques clásticos mediante coleta e tratamento estatístico das suas atitudes.

Analisando-se as ocorrências estudadas neste trabalho e aquelas anteriormente relatadas, verifica-se o alinhamento ENE que acompanha a projeção do traçado da ZCJ sob a Bacia do Paraná. O reconhecimento de gradação na intensidade de liquefação entre os afloramentos levou a definição da ocorrência de Limeira, portadora dos diques clásticos de maiores espessuras, como provável região paleoepicentral.

A identificação de sismitos em diferentes níveis estratigráficos, abrangendo a parte média a superior da Formação Corumbataí e a parte basal da Formação Pirambóia, leva à interpretação de pulsos tectônicos recorrentes entre o final do Permiano e início do Triássico. A caracterização de uma superfície de extrusão de sedimentos fluidificados na Formação Corumbataí corrobora a hipótese de recorrência de eventos sísmicos.

Análise de paleotensões dos diques clásticos indica direções de esforço horizontal máximo entre NNW a NE, causando deslocamentos sinistrais no lineamento identificado.

Abstract

Clastic dikes and other liquefaction structures, interpreted as seismites, are recognized in Permian deposits of the Corumbataí and Pirambóia formations, eastern Paraná Basin. In previous works these features were interpreted as a response to tectonic reactivation of the Precambrian Jacutinga Shear Zone (JSZ) in the basement of the sedimentary basin.

This work evaluates that hypothesis based on descriptions of new occurrences of seismites in Jacarezinho and Ribeirão Claro (Paraná State), and Angatuba, Limeira and Batovi (São Paulo State), including the identification of their stratigraphic position and geographical distribution. The paleostress fields active during the emplacement of the clastic dikes were also determined using structural analysis.

The geographical distribution of the studied and reported structures confirms the existence of an ENE alignment compatible with the projection of the JSZ below the eastern part of the Paraná Basin. Recognition of an increasing liquefaction intensity among the studied occurrences of Batovi, Santa Luzia and Limeira allowed us to consider the latter, bearing the thicker clastic dikes, as the probable paleoepicentral region.

Identification of seismites in different stratigraphic levels, from the middle part of the Corumbataí Formation to the lower part of Pirambóia Formation, suggests the recurrence of tectonic pulses from Late Permian to Early Triassic. The characterization of a fluidized sediment extrusion surface in the Corumbataí Formation supports the hypothesis of recurring seismic events.

The paleostress field analysis of the clastic dikes indicates a maximum horizontal stress between NNW and NE that would result in a left lateral displacement on the identified alignment.

Agradecimentos

Aqui expresso minha gratidão às pessoas merecedoras dela.

À meus pais bolcheviques, Júlio Turra e Misa Boito, que apesar da árdua luta diária pela Revolução, me possibilitaram todas as condições para escolher o meu caminho. Aqui expresso minha grande admiração à meus progenitores e incansáveis militantes revolucionários. Ela virá! E quanto chegar, estaremos lado a lado.

Aos meus mestres, Professores Claudio Riccomini e Renato Paes de Almeida, pela excelente orientação durante o proceder do trabalho e inestimável contribuição na construção de meu conhecimento científico.

Ao Professor Romalino, responsável indireto pela escolha do tema do presente estudo, pelas diversas idéias trocadas durante o curso e pelas reflexões filosóficas sobre o que nos dizem as pedras.

À todos bons Professores de nossa escola.

À todos e todas grandes camaradas da Geologia, que não listarei para não esquecer ninguém. Todos que fizeram parte dessa história, a Seleta Coletiva, o GeoSamba, CEPEGE, ENEGEO, ENEGE, os vagabundos iluminados, o campo de Camaquã, a Panapia, o Covil, o Chilli, a Ilha Quadrada, o 610, Jáchal, Grupo Cabassaco, a Rede, as risadas, por aí vai.

Às mulheres Geólogas e futuras Geólogas pela sua preciosa existência, principalmente Aquelas que sabem bem quem são.

ÍNDICE

I-	INTRODUÇÃO	1
	I.1- Objetivos	2
	I.2- Métodos de Estudo	2
II-	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	3
	II.1- Paleossimologia	3
	II.2- Estruturas de liquefação: abalo sísmico como gatilho do processo	6
	II.3- Critérios para identificação de sismitos	11
III-	SISMITOS NA BACIA DO PARANÁ	14
	III.1- Trabalhos anteriores	14
	III.2- Ocorrências descritas	18
	III.2a- Ribeirão Claro, PR	19
	III.2b- Jacarezinho, PR	19
	III.2c- Angatuba, SP	22
	III.2d- Limeira, SP	22
	III.2e- Batovi, SP	29
IV-	DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA E ESTRATIGRÁFICA DAS OCORRÊNCIAS E RELAÇÃO COM ESTRUTURAS TECTÔNICAS DO EMBASAMENTO	34
V-	CONCLUSÕES	36
VI-	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	38

I - INTRODUÇÃO

O conhecimento científico acerca do fenômeno de liquefação sísmicamente induzida em sedimentos encharcados e inconsolidados possui uma vasta base bibliográfica (v.g. Obermeier, 1996a, Obermeier *et al.* 2002). O termo sismo (Seilacher, 1969) passou a ser aplicado para designar feições condicionadas pelos tremores, resultantes do abalo sísmico, que modificam as estruturas sedimentares primárias e deixam seus registros geológicos.

Diques clásticos são umas das mais constantes e importantes feições desse tipo. Desenvolvem-se quando uma camada arenosa está capeada por uma camada impermeável, pelítica. Com o efeito do terremoto a areia inconsolidada e saturada em água líquifica-se. No pelito sobreposto podem ocorrer fraturas, e o sedimento arenoso, com alta pressão de fluido, fluidifica-se injetando a camada impermeável (Obermeier *et al.* 2002). Teoricamente as fraturas seguidas da injeção dispõem-se preferencialmente de maneira ortogonal ao eixo de menor esforço (Jolly & Lonergan, 2002). Sendo essas estruturas evidências de atividade sísmica penecontemporânea à sedimentação, tornam-se fonte de dados para estudos tectônicos por meio da análise dos campos de tensão vigentes durante o evento registrado.

Os sismos possuem relação genética com estruturas tectônicas, correspondentes às falhas ativadas durante o evento gerador da liquefação (v.g. Etensohn *et al.* 2002; Wheeler, 2002). Também constata-se a existência de variações na intensidade do processo, sendo que quanto mais perto do epicentro maiores volumes de sedimentos susceptíveis a liquefação podem ser remobilizados pela fluidificação (Obermeier, 1996 b).

Estruturas de liquefação, interpretadas como sismos, foram descritas em depósitos permotriássicos das formações Corumbataí e Pirambóia, na parte leste da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo (Riccomini *et al.*, 1992, Chamani *et al.*, 1992). Na Formação Corumbataí as principais estruturas descritas são diques clásticos de areia fina injetados em siltitos intercalados com arenitos. Nos arenitos eólicos da Formação Pirambóia, são principalmente laminações convolutas e falhas sinsedimentares.

A descoberta de novas ocorrências (Fernandes & Coimbra, 1993; Riccomini *et al.*, 2005), a reinterpretação de estruturas descritas em trabalhos anteriores como sismos (Landim, 1970), bem como a inserção dos geiseritos de Anhembi (Matos, 1995; Yamamoto *et al.*, 2003) num contexto de paleocampo geotermal associado à atividade de falha, permitiram a elaboração de ensaios de correlação regional (Riccomini 1995; Riccomini *et al.*, 2005). Neste último trabalho, em função do alinhamento geográfico das

ocorrências, os sismitos foram relacionados à reativação de uma falha pré-cambriana do embasamento, a Zona de Cisalhamento de Jacutinga. As deformações tem sido consideradas do Permiano terminal a início do Triássico, em função das suas posições estratigráficas (Riccomini *et al.* 1992, 2005; Chamani *et al.* 1992). Entretanto, essas considerações necessitam de marcos cronológicos mais refinados, pelo fato dos diques clásticos ocorrerem em mais de um nível estratigráfico (Riccomini, 1995), nem sempre ser possível observar a passagem superior para os arenitos da Formação Pirambóia e, ainda, por não terem sido reconhecidas superfícies estratigráficas que permitissem uma correlação regional mais segura.

I.1-Objetivos

Tendo em mente as questões em aberto acima mencionadas, este trabalho teve como objetivos:

- 1) descrição das novas ocorrências de sismitos de Jacarezinho e Ribeirão Claro, PR, e Angatuba, Limeira, e Batovi SP, e definição das suas respectivas posições estratigráficas;
- 2) análise comparada e tentativa de correlação com feições de mesma origem previamente descritas no intervalo permotriássico da borda leste da Bacia do Paraná;
- 3) análise da distribuição geográfica das ocorrências para verificação da existência de relação com estruturas do embasamento;
- 4) determinação de paleotensões vigentes durante o evento registrado, através de coleta e tratamento estatístico das atitudes de diques clásticos.

I.2- Métodos de estudo

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

Nos levantamentos de campo foram descritas as ocorrências de sismitos com relação aos tipos de estruturas presentes, formas, dimensões e posição estratigráfica, com confecção de seção estratigráfica para a ocorrência de Limeira. As exposições foram documentadas fotograficamente com câmera digital. Para os afloramentos de Jacarezinho e Ribeirão Claro, foram coletadas amostras de rochas para análise de microscopia petrográfica. Nos afloramentos com ocorrência de diques clásticos foram tomadas as

atitudes das estruturas do maior número possível de corpos, visando a determinação de orientações preferenciais para a definição de campos paleotensões.

O trabalho em gabinete iniciou-se com revisão bibliográfica para o embasamento teórico da pesquisa. Em seguida foram tratados os dados obtidos em campo, com a elaboração de figuras, seções, relatório de progresso e a presente monografia final. Os dados estruturais foram tratados através do programa Stereonett versão 2.46. Para a determinação de paleotensões foram empregados os critérios estabelecidos por Dunne & Hancock (1993).

II- FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

II.1- Paleossimologia

Das últimas décadas do século XIX que datam as primeiras observações registradas sobre o efeito de terremotos na cobertura sedimentar superficial e inconsolidada, causando perturbações nos sedimentos. Concomitantemente, escorando-se no paradigma do atualismo, cientistas começaram a identificar estruturas de deformações semelhantes no registro sedimentar, interpretando-as como produtos de abalos sísmicos. Como exemplo desses trabalhos pioneiros podemos citar Dutton (1889), Hay (1890), McGee (1892), Fuller (1912). Apesar das observações dessa natureza virem de longa data, só com o advento da paleossimologia é que as informações foram sendo sistematizadas, ampliando assim o conhecimento científico sobre esse fenômeno natural e seus registros.

A paleossimologia é uma especialização relativamente recente da geologia que estuda os registros de eventos sísmicos, buscando obter informações sobre idade, locação e magnitude de antigos terremotos. É uma disciplina que se desenvolveu da necessidade prática de estudos sobre riscos sísmicos em centros populacionais sujeitos a tais fenômenos. Devido ao viés prático dessa disciplina, os especialistas concentram-se no estudo de registros de ocorrências pré-históricas (McCalpin, 1996). Nos cálculos sobre risco sísmico, os terremotos pré-quadernários não são considerados devido a pequena probabilidade de recorrência em tempos atuais (Wheeler, 2002).

McCalpin (1996) elaborou uma classificação para as denominadas evidências paleossísmicas, baseada em suas 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 resultando em deslocamentos de falhas. As secundárias são produto do tremor do terremoto. Dentro dessa classificação, para o

presente estudo, tem relevância apenas as evidências ditas secundárias, que envolvem a deformação de depósitos sedimentares e possuem potencial de preservação no registro geológico (figura 1A).

O termo *sismo*, para se referir a feições de deformação em sedimentos causadas por abalos sísmicos, foi proposto por Seilacher (1969). As feições descritas ocorrem confinadas estratigraficamente, em folhelhos miocênicos da Califórnia, e foram subdivididas em níveis, sendo o basal afetado por pequenas falhas escalonadas e o superior homogeneizado, onde todas as estruturas deposicionais prévias foram destruídas por liquefação.

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, se aproximando mais da definição original de Seilacher (1969).

Como resultado do tremor sísmico, a liquefação é o principal mecanismo de deformação em sedimentos e será tratada com mais detalhe neste trabalho. Observações dos efeitos de terremotos mostraram que tal fenômeno ocorre apenas em tremores de média à alta magnitude ($m_b > 5.5$), fazendo dessas estruturas registros de intensa atividade sísmica (figura 1B).

Estruturas tipo *slump* em sedimentos pleistocênicos na Espanha são interpretadas como originadas através de gatilho sísmico por Gilbert *et al.* (2005). Segundo os autores as estruturas foram formadas a partir de escorregamento em depósitos deltaicos lacustres subaquáticos com declividade da superfície sedimentar muito baixa, menor do que 1 grau. A baixa declividade, assim como a associação com outras estruturas interpretadas como *sismos*, serve como argumento para descartar o mecanismo gravitacional como principal causa para o escorregamento gerador das feições observadas.

A possibilidade de observação direta do fenômeno e o caráter aplicado da paleossismologia, fazem com que os estudos nessa área concentrem-se em ambientes continentais atuais de sedimentação, fluviais, lacustres e costeiros. Assim, os estudos de paleossismologia têm sido focados no Recente. Entretanto, estruturas em rochas sedimentares mais antigas que foram geneticamente associadas a terremotos, por exemplo no Mesoproterozóico (Pratt 1994), Ordoviciano (Pope *et al.* 1997) e Siluriano (Onash & Kahle 2002) dos Estados Unidos, no Triássico da Alemanha (Knaust 2002), e no Cretáceo do Brasil (Rossetti 1999, Fernandes 2004), em depósitos eólicos e

Figura 1

Gênese		Secundária		
Localção		Sobre a falha		Fora da falha
Tempo de formação	Instantâneo (co-sísmico)	Resposta tardia (pós-sísmico)	Instantâneo (co-sísmico)	Resposta tardia (pós-sísmico)
Expressão geomórfica	>Extrusão de areia >Escorregamentos >Árvores deslocadas	>Escorregamentos retrogressivos	>Extrusão de areia >Escorregamentos >Fissuras >Subsidência por compactação de sedimento	>Escorregamentos retrogressivos
Expressão estratigráfica	>Diques clásticos	>Rápida deposição de sedimentos lacustres ou estuarinos	>Diques clásticos >Crateras preenchidas >Deformações sin-sedimentares >Turbiditos	>Rápida deposição de sedimentos lacustres ou estuarinos
Abundância de feições similares não sísmicas	Alguma	Muito comum	Alguma	Muito comum

Figura A: Quadro com os tipos de estruturas classificadas como evidências secundárias em paleossimologia (causadas pelo tremor do terremoto). Traduzido de McCalpin (1996).

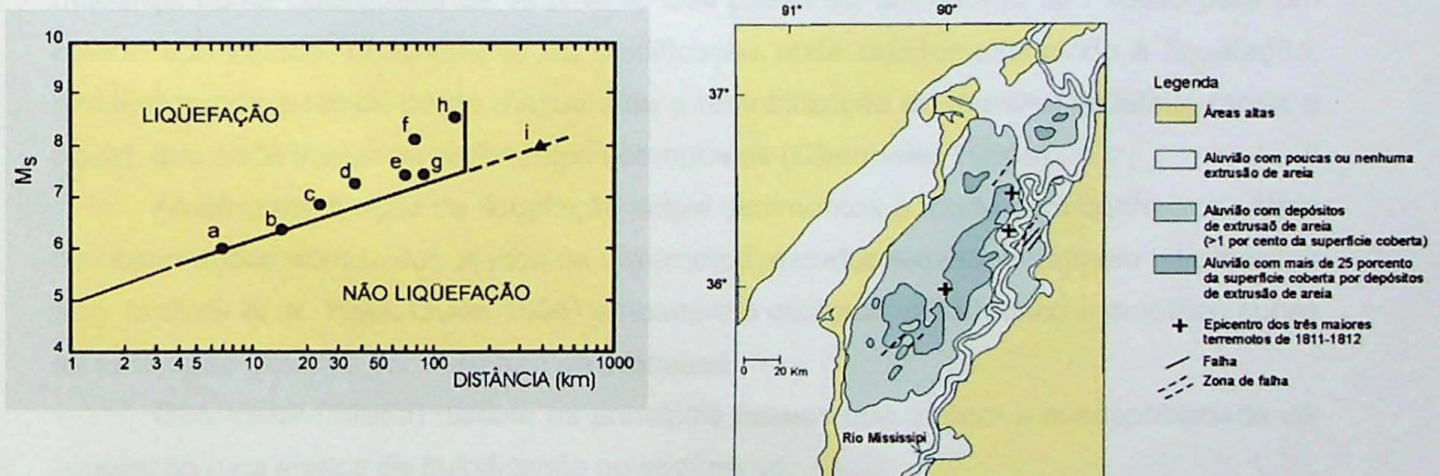


Figura B (acima a esquerda): Gráfico relacionando magnitude do terremoto com a distância máxima de liquefação associada. As letras representam observações em terremotos históricos. Para magnitudes menores que 5,5 - 6, não ocorre liquefação. Modificado de Vittori *et al.* (1991).

Figura C (acima a direita): Mapa ilustrando a variação na intensidade de liquefação conforme a proximidade com o epicentro, na planície aluvial do rio Mississippi, EUA. A extrusão de areia pode ser a expressão em superfície de diques clásticos. Modificada de Obermeier (1996b)

marinhos, evidenciam o caráter abrangente da ocorrência de sismitos tanto ao longo do tempo como em relação à variados sistemas deposicionais.

O estudo de sismitos mais antigos, por não estar vinculado a cálculos de riscos sísmicos, não possui a necessidade do rigor técnico empregado por especialistas para estimativas de magnitude, idade e localização dos paleo-terremotos. Porém estas estruturas adquirem um significado geológico diferencial, podendo ser usados como níveis de correlação estratigráfica local (Chamani *et al.* 1992), e como dados para estudos paleotectônicos, mediante a análise de estruturas direcionais como diques clásticos e falhas sin-sedimentares (Riccomini 1995, Riccomini *et al.* 2005).

II.2- Estruturas de liquefação: abalo sísmico como gatilho do processo

O principal mecanismo, sismicamente induzido, de deformação em sedimentos corresponde à liquefação de depósitos arenosos saturados em água, sob influência do lençol freático (Obermeier 1996a). A liquefação ocorre quando grãos de areia metaestáveis, frouxamente compactados, são separados uns dos outros em decorrência da ação de tensões, estabelecendo-se assim uma matriz sustentada por fluído (Mills 1983). No caso dos sismitos, essas tensões são decorrentes da propagação de ondas relacionadas aos eventos de tremores sísmicos. Allen (1986) define liquefação como a mudança numa quantidade de sedimento que passa de um estado tipo sólido para um estado tipo líquido. O fenômeno da fluidificação pode ocorrer associado à liquefação, resultando numa rápida perda d'água e/ou a remobilização do material liqüefeito (areia e água), que pode injetar os sedimentos sobrepostos (Obermeier 1996a).

Atualmente a ação da liquefação sobre sedimentos é muito bem conhecida. Além de observações diretas dos efeitos de terremotos, estudos experimentais em laboratórios (e.g. Nichols *et al.* 1994, Owen 1996) embasam o conhecimento teórico e empírico sobre as estruturas geradas por esse tipo de processo.

Obermeier (1996a) discute os principais fatores que afetam a susceptibilidade de liquefação e os efeitos da fluidificação no sedimento:

Granulação: a fração mais propensa à liquefação é areia. Sedimentos argilosos são impermeáveis e formam camadas que se comportam passivamente em relação à deformação. Silte e areia muito fina são as menores frações na maioria das feições de liquefação sismicamente induzidas vistas no campo. Depósitos de areia e seixo contendo mais do que 30-50% de seixos podem liqüefazer, mas feições de liquefação induzida nesses depósitos são escassas em comparação com essas feições na areia. Isso ocorre

principalmente porque a resistência interna de fricção da camada aumenta com a proporção e tamanho dos clastos.

Densidade relativa: refere-se ao empacotamento e grau de compactação da petrotrama. Quanto menos denso o empacotamento, maior a presença de poros onde a água se aloja. A susceptibilidade de uma mesma areia pode mudar de muito alta a não-susceptível simplesmente por uma mudança no empacotamento. A densidade relativa de um depósito se dá principalmente em função de seu respectivo processo de sedimentação. A compactação gerada pelo acúmulo de sedimentos sobrepostos também é um fator que influencia na densidade relativa do depósito.

Profundidade da coluna de água: para que ocorra a deformação o sedimento deve estar encharcado, com os poros saturados em água. A profundidade da coluna da água influencia a susceptibilidade de liquefação dos sedimentos, sendo que quanto maior a primeira menor a segunda.

Profundidade e espessura da camada propícia a liquefação: as profundidades mais comuns onde ocorre o fenômeno estão situadas entre poucos metros até 10 m. A profundidade ótima se dá em torno de 2 a 4 m na maioria das situações de campo, onde o nível da água ocorre a poucos metros da superfície. Geralmente uma camada de areia de 1 m é suficiente para a geração de diques e *sills* em abundância.

Efeito e natureza do tremor sísmico: a duração e magnitude do terremoto também influenciam as características das estruturas geradas. O fraturamento das camadas impermeáveis acima dos níveis liqüefeitos, em função dos abalos oscilatórios gerados na superfície pelo sismo, é um processo determinante das feições observadas.

Características das camadas impermeáveis sobrepostas: as características dos níveis que não sofrem liquefação (principalmente lutitos), como mineralogia, presença de bioturbações, fraturas preexistentes, também influenciam as formas e tipos das feições sismicamente induzidas.

Líquêfações prévias: observações de campo mostram que a liquefação tem uma forte tendência de recorrer no mesmo local; até um mesmo dique pode ser usado como conduto para mais de uma extrusão de sedimento liqüefeito.

Idade e mineralogia dos sedimentos: essas características dos materiais que são liqüefeitos também são fatores determinantes das estruturas produzidas, devido principalmente à influência exercida no tipo de poros do depósito e na presença de cimentação, que pode tornar a susceptibilidade à liqüefação nula.

A quase totalidade dos trabalhos tem reportado feições de liquefação de origem sísmica em sedimentos arenosos, pois a fração areia é a mais susceptível à ocorrência de tal fenômeno. Entretanto, dependendo da magnitude do tremor, sedimentos de diferentes granulometrias podem ser liqüefeitos. Seilacher (1969) responsabiliza algum tipo de processo de liquefação pela perda da estrutura interna observada em níveis argilosos. No outro extremo, Bezerra *et al.* (2005) descrevem deformações relacionadas a sismos em depósitos seixosos, resultantes da liquefação de areia e elutriação dos clastos maiores.

Existem várias estruturas relacionadas à liquefação: brechas, laminações dobradas e convolutas, diques clásticos e *sills*, extrusão de areia, estruturas de sobrecarga, estruturas tipo bolas-e-almofadas, tipo chama, horizontes maciços ou homogêneos, estruturas de escape d'água (tipo taça de conhaque). Essas feições podem ocorrer no registro sedimentar associadas ou individualmente.

Diques clásticos são um tipo específico de sismo cujo significado possui grande importância, devido essencialmente a dois fatores. Em estudos de paleossimologia são potenciais identificadores do epicentro de tremores antigos. Considera-se a zona de ocorrências de diques com maiores espessuras como a provável região para a locação do paleo-epicentro (Obermeier 1996b); em outras palavras o critério pode ser expresso como o volume de material remobilizado (figura 1C). O segundo fator decorre de serem os diques estruturas direcionais, servindo como dado para análise das paleotensões relacionadas ao evento sísmico, se desenvolvendo paralelamente ao eixo de tensão horizontal máxima e perpendicularmente ao eixo de tensão horizontal mínima (Riccomini 1995; Boehm & Moore 2002; Jolly & Lonergan, 2002).

Segundo Obermeier *et al.* (2002), as estruturas de intrusão de areia, diques e *sills*, se formam mais prontamente 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. A granulometria mais propícia para liqüefazer e fluidificar, gerando os diques e *sills*, abrange da areia siltosa à areia conglomerática.

Estruturas tipo bolas-e-almofadas (*balls-and-pillows*) são comumente descritas na literatura, associadas a processos com gatilho sísmico (Mariotti *et al.* 2002, Moretti *et al.* 2002, Pope *et al.* 1997, Davenport & Ringrose 1987 e Weaver 1976). São interpretadas como produto da liquefação sísmicamente induzida de sedimentos arenosos que afundam em camadas sotopostas de granulação mais fina, também liqüefeita. Nota-se que no processo associado à gênese dessas estruturas não ocorre a fluidificação do material, como no caso dos diques clásticos, e as feições se desenvolvem como evolução de um

processo de sobrecarga. Geralmente ocorre associada à outras estruturas de carga como *flames* e *dishes*.

Knaust (2002) descreve estruturas tipo *pinch-and-swell* em depósitos triássicos da Alemanha, sendo estas similares às bolas-e-almofadas, porém sem uma significativa sobrecarga nos sedimentos sotopostos, e com geometrias mais alongadas. Interpreta essas feições como resultado de compressão e extensão laterais, causada pelas ondas de choque do terremoto agindo sobre o sedimento liqüefeito.

Onasch & Kahle (2002) discutem os contrastes sobre o processo de liquefação entre sedimentos carbonáticos e siliciclásticos. Enquanto que nos depósitos siliciclásticos as feições registradas ocorrem principalmente em sedimentos arenosos, nos depósitos carbonáticos são comumente relatadas estruturas de liquefação e fluidificação desenvolvidas em silte ou sedimentos mais finos. As estruturas resultantes também parecem ter diferenças. Os autores citam o exemplo de estruturas de sobrecarga, como bolas-e-almofadas, que são mais comuns em sedimentos siliciclásticos, e na situação contrária destacam as brechas, mais comuns em carbonáticos. Ainda apontam contrastes entre esses dois tipos de sedimento no que se refere a relação entre o epicentro do tremor e a locação da mais distante liquefação, sendo que nos depósitos carbonáticos a liquefação pode atingir distâncias maiores.

Em arenitos eólicos jurássicos dos E.U.A., Horowitz (1982) descreve deformações de grande porte, estendendo-se lateralmente por dezenas de metros, relacionadas à liquefação sísmicamente induzida. A liquefação da areia sob o lençol freático acarreta no colapso da superfície mais inclinada da duna que desmorona, deslocando lateralmente os depósitos arenosos subsuperficiais. Divide as zonas deformadas em três porções: (a) proximal, marcada por feições de colapso de frente da duna; (b) intermediária, caracterizada por uma rampa de empurrão ou uma grande dobra recumbente; (c) distal, definida por uma zona de cisalhamento plana com pequenas dobras recumbentes e *drags*, e possíveis falhas com cisalhamento horizontal.

Huuse *et al.* (2005) descrevem estruturas de liquefação de grande porte (*basin-scale*) em Utah, EUA. As estruturas são compostas por uma série de intrusões de arenito com geometria cilíndrica (*giant sandstone pipes*), resultantes de fluidificação sísmicamente induzida de depósitos eólicos jurássicos. Alguns corpos atingem diâmetros decamétricos e cortam mais de 100 metros de espessura de depósitos continentais sobrepostos, como evidencia a presença de intraclastos das encaixantes englobadas nos corpos de arenito. Os autores ressaltam que a grande profundidade de liqüefação (mais

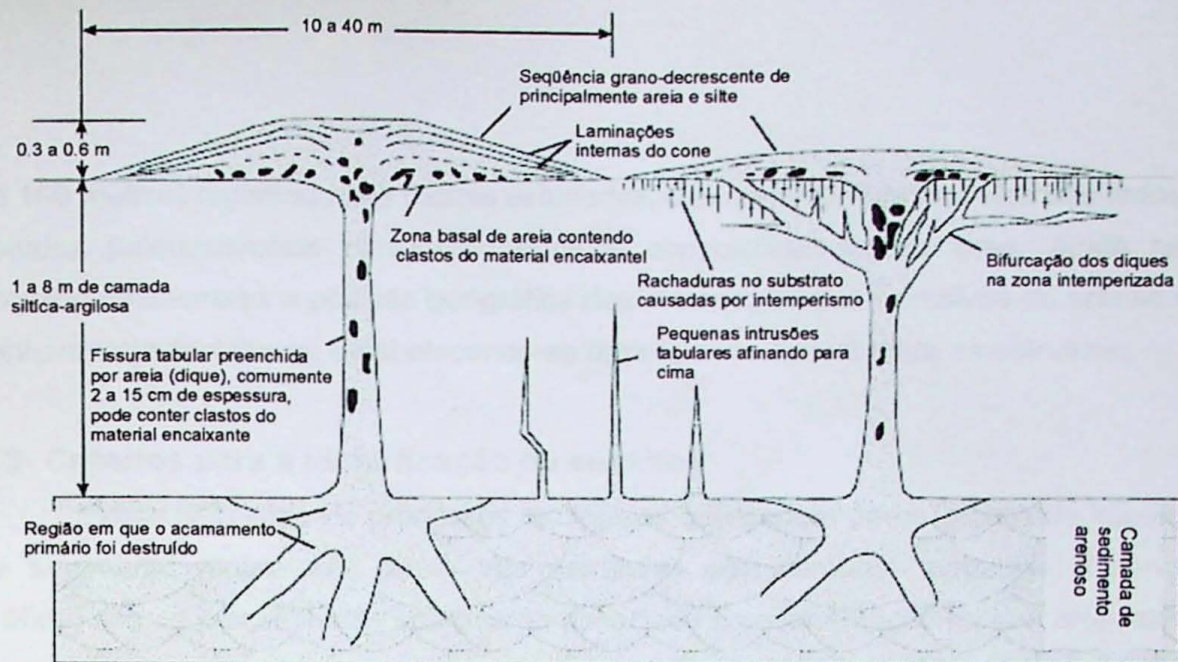


Figura A: esquema mostrando as características dos diques clásticos associados a vulcões de areia de extrusão subaérea. O modelo foi baseado em ocorrências observadas em ambientes continentais de sedimentação, em sistemas fluviais. Traduzido de Obermeier (1998).

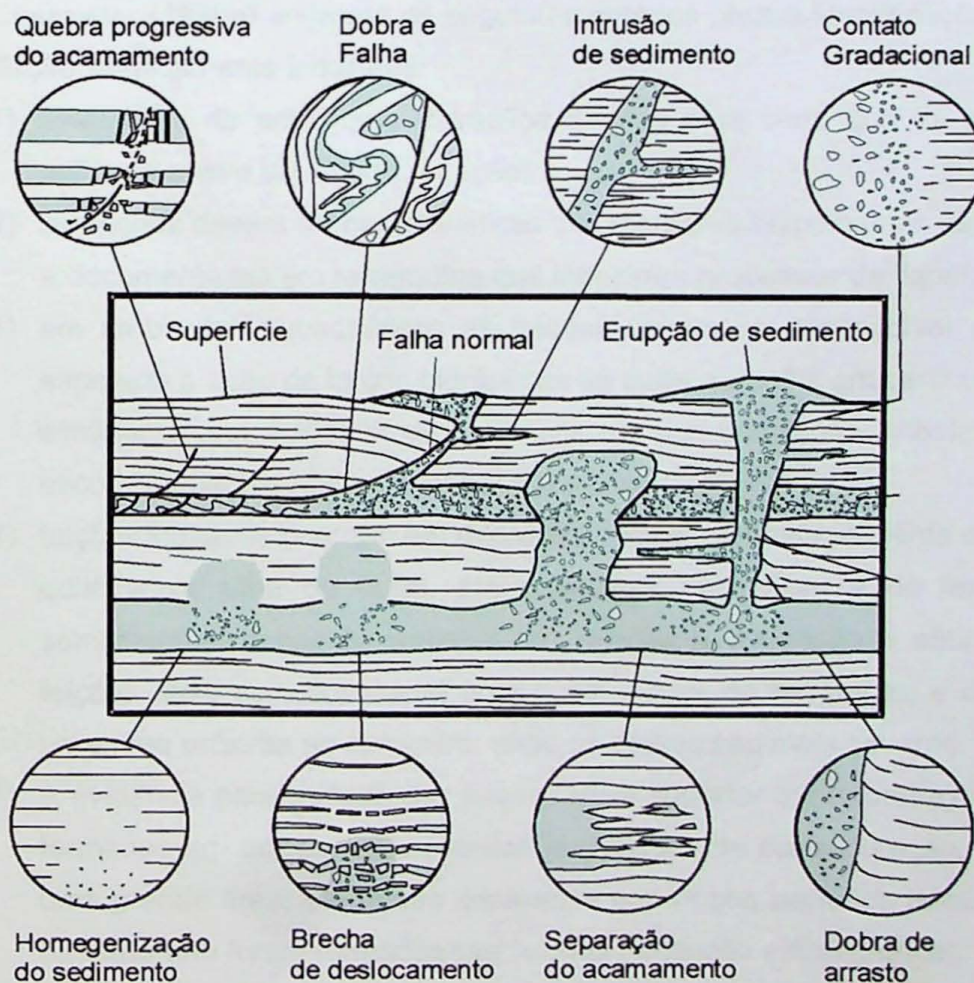


Figura B: Diagrama ilustrando os tipos de feições e suas relações espaciais em carbonatos silurianos nos E.U.A. Modificado de Onasch & Kahle (2002).

de 100 metros) registrada nas rochas estudadas, contrasta com os modelos baseados em estudos paleossísmicos considerados pelos especialistas nessa área. Ainda nesse trabalho relaciona-se a posição geográfica dos diversos corpos intrusivos de arenito com alinhamentos tectônicos, estabelecendo-se uma relação causal entre as estruturas.

III3- Critérios para a identificação de sismitos

Existe uma série de processos geológicos que podem gerar feições de liquefação no sedimento (figura 3A). Além das estruturas sísmicamente induzidas, Obermeier (1996a) cita os processos de sobrecarga associada à sedimentação rápida, artesianismo e escorregamentos. Somados à esses, Onash & Kahle (2002) ainda apontam a ação de ondas e força de arraste de corrente. Em decorrência desse fato, especialistas buscaram estabelecer critérios para diferenciar no registro geológico as ocorrências ligadas a eventos sísmicos daquelas relacionadas a processos não sísmicos. Os autores que se propuseram tal tarefa atingiram resultados muito similares.

Obermeier (1996a) enumera os seguintes critérios para a identificação de feições de liquefação sísmicamente induzidas:

- 1) evidências de uma força hidráulica dirigida para cima que foi bruscamente aplicada e teve uma curta duração;
- 2) as feições devem ter características sedimentares semelhantes às observadas e documentadas em terremotos que induziram processos de liquefação;
- 3) em ambientes subaquáticos as feições devem se desenvolver onde não é esperada a ação de forças hidráulicas de curta duração; em particular, deve-se eliminar a possibilidade de uma origem por condições artesianas ou por escorregamentos não relacionados a sismos;
- 4) feições similares ocorrem em diferentes locais, preferencialmente entre poucos quilômetros uma da outra, em condições geológicas e de lençol d'água semelhantes; o padrão regional em relação à dimensão e abundância das feições deve ser consistente com a magnitude do terremoto, e deve ocorrer uma área próxima ao epicentro, onde os efeitos são mais severos;
- 5) A evidência para a idade das feições deve suportar a interpretação que foram formadas em um ou mais eventos localizados de curta duração, que afetam uma grande área, e que são separados por longos períodos relativos durante os quais não foram formados tais feições (limitação estratigráfica).

Wheeler (2002) propõe uma série de testes para verificação da natureza sísmica de deformações sin-sedimentares, denominadas como "*small, soft-sediment structures*", compreendendo estruturas de sobrecarga, escape de água e camadas com falhas escalonadas. O autor elenca seis testes subdivididos em dois grupos: características das estruturas e parâmetros ambientais. O procedimento sugerido consiste em submeter as ocorrências estudadas aos testes e possuindo as estruturas todas as características apontadas, d etêm e las grande p robabilidade de serem s ismitos. A probabilidade decai conforme o número de testes não confirmados. Os critérios estabelecidos são:

A) Características das estruturas

Teste 1 – Formação repentina: as estruturas devem possuir evidências de uma formação abrupta, de curta duração.

Teste 2 – Sincronismo: refere-se à limitação estratigráfica e expressão geográfica que as ocorrências devem possuir, e possíveis associações de diferentes feições sugerindo formação simultânea.

Teste 3 – Distribuição zonada: deve ocorrer variação na intensidade das deformações, sendo que esta aumenta de acordo com a aproximação do epicentro.

Teste 4 – Tamanho: as estruturas estudadas devem possuir dimensões semelhantes às das ocorrências do mesmo tipo que tiveram sua formação observada em terremotos históricos.

B) Parâmetros ambientais:

Teste 5 – Ambiente tectônico: diz respeito à configuração tectônica em que o depósito está inserido na época de formação das estruturas de deformação sin-sedimentar, que deve ser compatível com a ocorrência de sismos, estando relacionado a zonas de falhas.

Teste 6 – Ambiente deposicional: refere-se às propriedades dos sedimentos (granulometria, empacotamento, estruturas etc) determinadas pelos processos de sedimentação que definem a susceptibilidade do depósito aos efeitos dos tremores, buscando análogos modernos onde deformações dessa natureza foram observadas.

Estudando sedimentos lacustres pleistocênicos no Japão, Jones & Omoto (2000) também buscaram estabelecer critérios para a identificação de gatilho sísmico como agente das deformações sin-sedimentares. Como critérios relevantes para o diagnóstico

enumeram: (i) parâmetros ambientais, situação tectônica; (ii) extensão das unidades deformadas; (iii) ausência de evidência relativa à outros potenciais mecanismos indutores; (iv) evidências relativas à outros potenciais mecanismos indutores estão presentes mas podem ser observadas em outros níveis estratigráficos associadas com sedimentos indeformados. Os autores ainda apontam critérios que não possuem relevância para a identificação do mecanismo indutor: (i) composição do sedimento; (ii) estruturas de deformação restritas a um único intervalo estratigráfico, menor que um metro de espessura, mas sem correlação em grandes áreas; (iii) similaridade com estruturas descritas na literatura.

III- SISMITOS NA BACIA DO PARANÁ

III.1- Trabalhos anteriores

Riccomini *et al.* (1992) foram os primeiros a relacionar estruturas de liquefação no registro sedimentar da Bacia do Paraná a uma gênese sísmica. Nesse trabalho foi descrito enxame de diques clásticos, na porção superior da Formação Corumbataí em silitos e argilitos interpretados como depósitos de planície de maré. Essas ocorrências localizam-se nos arredores de Santa Luzia, Município de Charqueada, interior de São Paulo. Os diques são de areia fina com espessuras variando entre 15 e 40 cm, sendo que em alguns casos ocorre ramificações em direção ao topo. O mecanismo de injeção forçada, de baixo para cima, é evidenciado pela presença de dobras de arrasto nos sedimentos encaixantes.

Riccomini (1995), através da análise da orientação preferencial de pouco mais de 70 diques da ocorrência descrita acima, constatou a existência de duas famílias ortogonais entre si, com franco predomínio de uma delas na direção NE-SW, indicando que, durante suas colocações, o eixo de tensão horizontal máximo encontrava-se nesta direção principal (Figura 5).

Chamani *et al.* (1992) identificaram feições de deformações sísmicamente induzidas em arenitos de dunas eólicas na porção inferior da Formação Pirambóia, na região compreendida entre Charqueada e Rio Claro, SP. Descreveram dois níveis perturbados, o inferior de espessura decimétrica e o superior de espessura métrica. As camadas deformadas estão intercaladas com níveis de estratificação cruzada de grande porte não deformados, e apresentam grande persistência lateral, com as ocorrências abrangendo distância de 8 km. As feições observadas configuram: 1) laminações

contorcidas desenhando dobras irregulares, de amplitude centimétrica a decimétrica, e camadas freqüentemente rompidas; as dobras não possuem padrão definido, com caimento de superfícies axiais em diferentes rumos; 2) falhas com arranjo em dominó e rejeitos decimétricos, situadas na porção superior da camada deformada, exibindo mergulhos em rumos opostos ao desta; 3) falhas transcorrentes dextrais de rejeitos centimétricos e estruturas-em-flôr negativas associadas, cujas terminações superiores coincidem por vezes com a base dos níveis perturbados; 4) injeções de areia de espessura centimétrica e extensão decimétrica, às quais associam-se estruturas de colapso de porte decimétrico. Tais feições sugerem origem por liquificação sísmicamente induzida de areias eólicas encharcadas, com expulsão ascendente de água, acompanhadas de possível injeção de areia nas camadas sobrepostas e colapso destas por perda de sustentação. O colapso de dunas, decorrente da liquefação, seria o responsável pelas pequenas falhas em dominó, causando cisalhamento rotacional nos sedimentos.

No Estado do Paraná, na região de Jacarezinho e Santo Antônio da Platina, Fernandes & Coimbra (1993) identificaram sismitos em sedimentos do Membro Serrinha, porção superior da Formação Rio do Rastro. Foi descrita uma camada de espessura decimétrica exibindo estratificação contorcida, semelhante a parte superior de “taças de conhaque”, separadas por dutos verticais, interpretados como zona de ascensão de fluídos. A camada deformada está intercalada em estratos subhorizontais sem deformações. Os autores atribuem causas sísmicas para níveis de coquinas e lentes arenosas e oolíticas ali presentes.

Fernandes & Coimbra (1993) também sugerem origem sísmica para depósitos de da Formação Teresina tidos como tempestitos: níveis centimétricos de coquinas do trevo de Fartura, SP (Rodovia Engenheiro Tomás Magalhães), estrato lenticular de calcário oolítico com *hummocky c.s.*, de até 3 m de espessura da Pedra Velha de Taguaí, SP, além de vários níveis decimétricos de coquinas observados na rodovia que liga a BR-153 a Joaquim Távora, PR.

Riccomini *et al.* (1996) descrevem estruturas de liquefação e arenitos eólicos relacionados à Formação Botucatu, na Gruta do Fazendão, Município de Ipeúna. As feições são caracterizadas por dobras convolutas de escala métrica, com caráter recumbente quando próximas a falhas de empurrão, formando dobras de arrasto. Lateralmente essas estruturas passam para porções não deformadas, e estão confinadas entre camadas indeformadas. Os autores classificam essa ocorrência como referente a

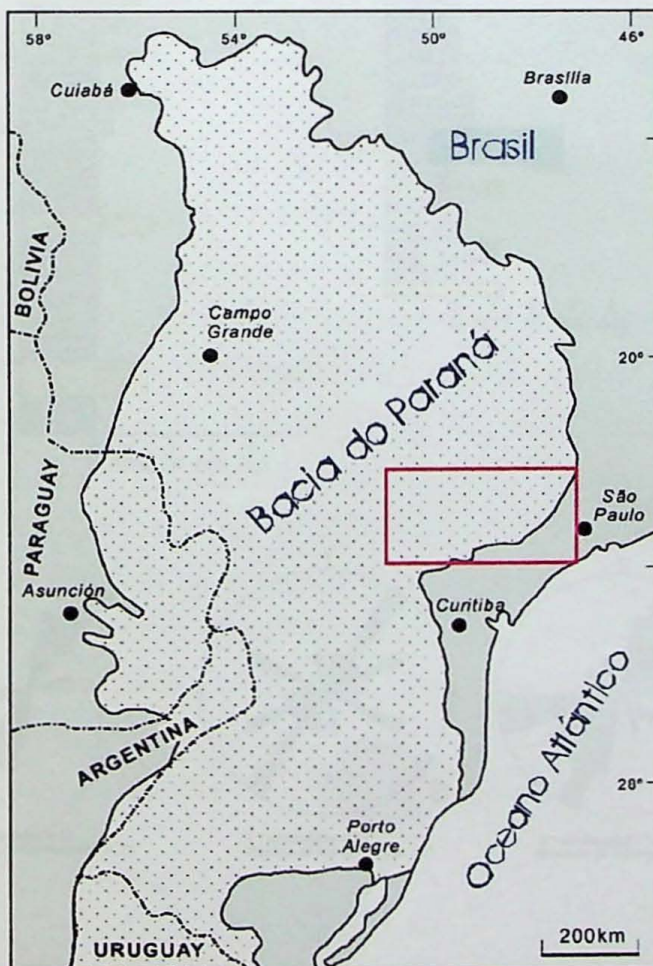
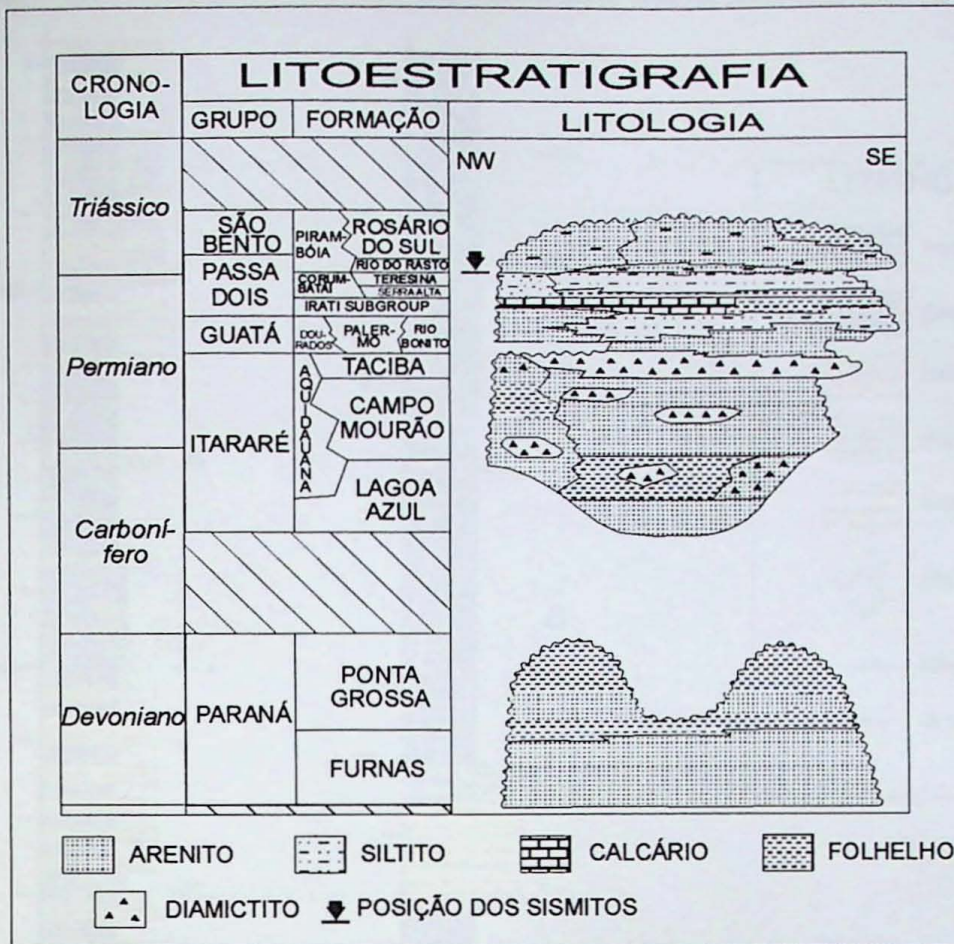
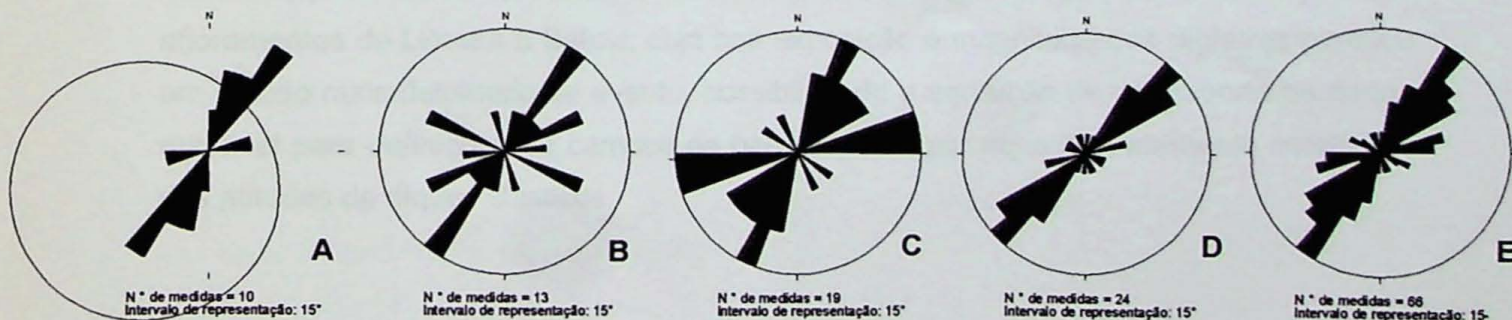
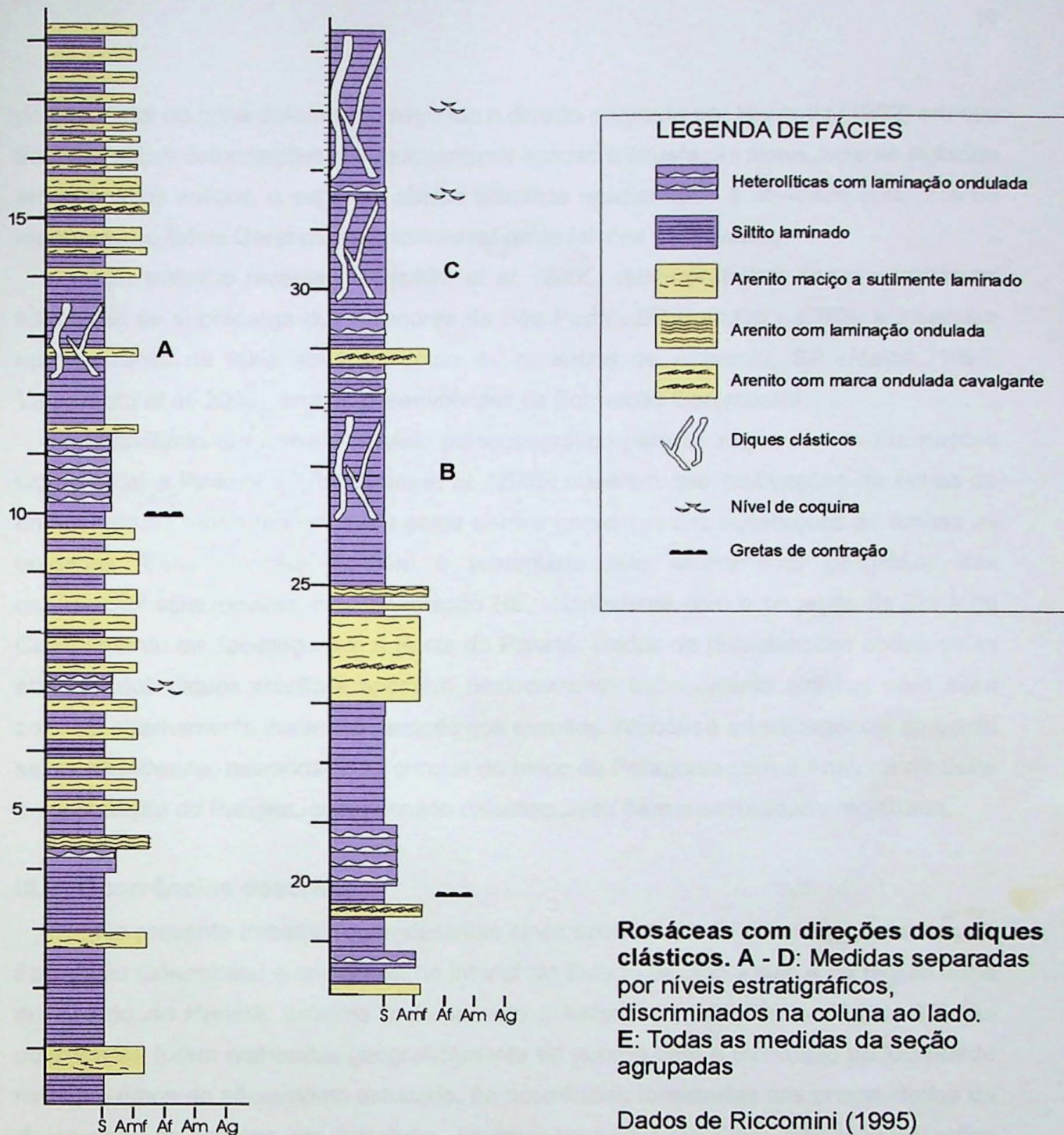


Figura A (acima): Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná com o posicionamento dos sismitos

Figura B (ao lado): Mapa regional da Bacia do Paraná com a área de ocorrência dos sismitos destacada.



porção distal da zona deformada, segundo a divisão proposta por Horowitz (1982) em seu trabalho sobre deformações sin-sedimentares ligadas à liquefação sísmicamente induzida em depósitos eólicos, e sugerem abalos sísmicos relacionados à atividade vulcânica do magmatismo Serra Geral como responsável pelas feições observadas.

Em trabalho recente, Riccomini *et al.* (2005) reinterpretaram como sismitos as estruturas de sobrecarga dos arredores de São Pedro, SP (Landim, 1970), e inseriram num contexto de falha ativa o campo de geiseritos de Anhembi, SP (Matos, 1995; Yamamoto *et al.* 2003), ambos desenvolvidos na Formação Corumbataí.

Admitindo um mesmo cenário paleogeográfico para os registros das Formações Corumbataí e Pirambóia, Riccomini *et al.* (2005) sugerem que reativações de falhas do embasamento foram responsáveis pelos sismos geradores das liquefações de ambas as unidades. Essa hipótese também é sustentada pelo alinhamento geográfico das ocorrências selecionadas, com orientação NE, coincidente com a projeção da Zona de Cizalhamento de Jacutinga sob a Bacia do Paraná. Dados de paleotensões obtido pelas atitudes dos diques clásticos apontam deslocamento transcorrente sinistral para essa zona de cizalhamento durante a geração dos sismitos. Atribui-se a convergência da borda sul do Gondwana, relacionada ao choque do bloco da Patagônia com a América do Sul e a constituição do Pangea, como cenário paleotectônico para a sismicidade registrada.

III.2- Ocorrências descritas

No presente trabalho foram descritas cinco ocorrências de sismitos nas rochas da Formação Corumbataí e correlatas, no interior do Estado de São Paulo e na região norte do Estado do Paraná, próxima à divisa com o Estado de São Paulo (Figura 13). As ocorrências foram nomeadas geograficamente de acordo com o município ou localidade mais próximos ao afloramento estudado. As ocorrências localizadas nas proximidades da divisa entre os estados, em Angatuba, Jacarezinho e Ribeirão Claro, são manifestações menos expressivas e serão descritas em primeiro lugar. Segue-se a descrição dos afloramentos de Limeira e Batovi, cuja boa exposição e magnitude dos registros permitiu um estudo mais detalhado do evento, possibilitando a aquisição de um suporte de dados razoável para definições de campos de paleotensões por meio do tratamento estatístico das atitudes de diques clásticos.

III.2a- Ribeirão Claro, PR

O afloramento de Ribeirão Claro é um corte da estrada asfaltada que liga esta localidade a Jacarezinho, PR. Trata-se de uma pequena exposição de sedimentos siltico-arenosos relacionados à Formação Corumbataí, estratigraficamente posicionados a cerca de 4 metros abaixo do contato com os arenitos da Formação Pirambóia.

A feição observada consiste em uma camada decimétrica com laminação ondulada heterolítica perturbada, confinada entre níveis não deformados. A perturbação é bastante sutil (Figura 6E-F). A análise microscópica de amostras coletadas permitiu identificar estruturas que foram associadas à liquefação, correspondendo a pequenas injeções de areia, de espessuras milimétricas, cortando os níveis lamíticos (Figura 7E-F).

A granulometria da areia que compõe as injeções é muito fina e os grãos são angulosos. A matriz é siliciclástica, composta por argilominerais. Ocorrem fragmentos de ostracodes dispersos na matriz.

III.2b- Jacarezinho, PR

O afloramento de Jacarezinho localiza-se em corte da rodovia BR-153, na saída norte da cidade, rumo a Ourinhos, SP. Uma camada de aproximadamente 10 cm de espessura apresenta pequenos corpos centimétricos de areia fina a muito fina de cor arroxeada isolados em sedimentos argilo-siltosos esbranquiçados. Os corpos de areia possuem geometrias irregulares, os de maiores dimensões assumem formas tipo bolsões, por vezes com contornos angulosos. Os corpos menores tem formas lineares e sinuosas. A base da camada contém um nível brechado de ca. 2 cm que isola as estruturas de areia da camada sotoposta, composta por arenito fino a muito fino. No topo observa-se a ligação dos corpos de areia alojados no lutito com a camada sobreposta (Figura 6A-B).

Atribui-se um processo de liquefação para a gênese dessas estruturas. As observações feitas acima indicam que os corpos de areia foram englobados pelos sedimentos mais finos através de um mecanismo semelhante à sobrecarga. Os sedimentos arenosos liqüefeitos teriam afundado no nível pelítico, também liqüefeito, a partir de camadas arenosas sobrepostas. A camada pelítica deveria possuir uma reologia que permitisse a ocorrência de fraturas (corpos lineares, posteriormente compactados gerando o desenho sinuoso), ao mesmo tempo que possibilitasse a “captura” dos corpos de areia isolando-os em meio ao pelito.

O exame de lâminas petrográficas da rocha permitiu observar o contraste dos corpos de areia (areia muito fina, angulosa, bem selecionada) truncando as encaixantes,



Foto A



Foto B



Foto C



Foto D



Foto E



Foto F

Ocorrência de Jacarezinho - **Foto A:** Vista geral do afloramento, a camada branca contém as feições de liquefação. **Foto B:** Detalhe da camada, os corpos de areia são de cor arroxeada alojados no pelito de cor branca.

Ocorrência de Angatuba - **Foto C:** Dique clástico, de cor esverdeada (ao lado do martelo) cortando argilitos. **Foto D:** Bola de areia ocorre associada ao horizonte portador dos diques clásticos.

Ocorrência de Ribeirão Claro - **Foto E:** A camada na base da foto contém as feições descritas (cartão de escala). **Foto F:** Detalhe da laminação perturbada pela liquefação.



Foto A

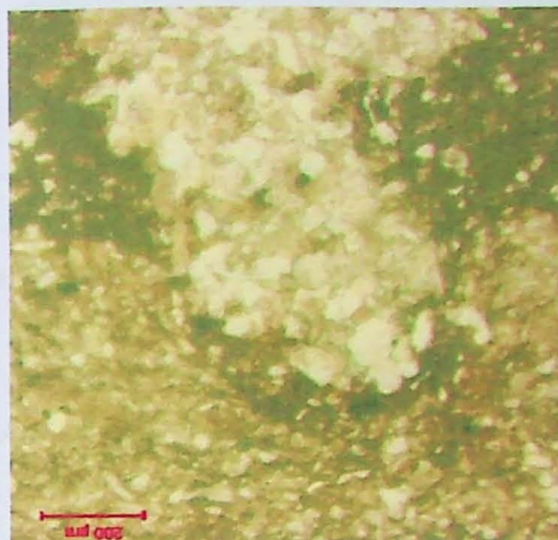


Foto B



Foto C



Foto D

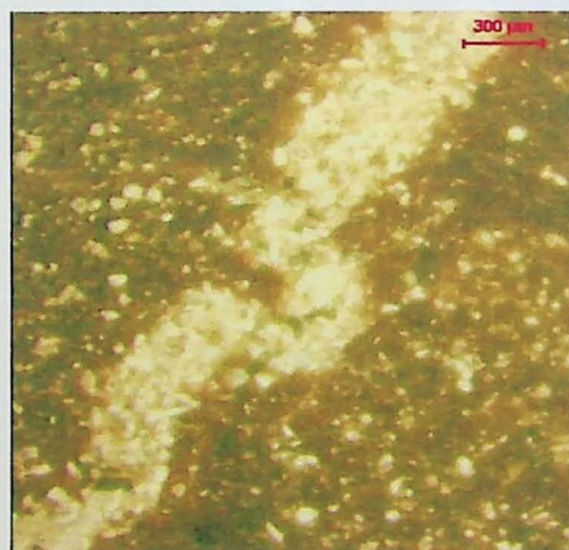


Foto E

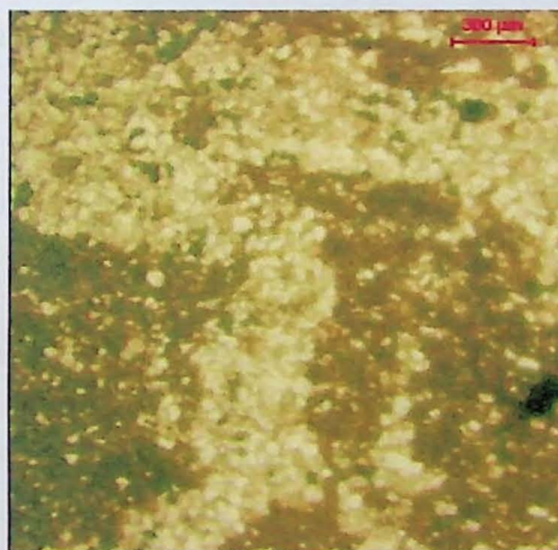


Foto F

Ocorrência de Jacarezinho - **Fotos A e B** notar o contraste dos corpos de areia com a encaixante cortando duas camadas distintas com o contato inflexionado para baixo, evidenciando a trajetória dos corpos de areia. **Foto C**: geometria vermiforme do dique desenvolve-se como resultado dos diferentes potenciais de compactação da areia e da argila. **Foto D**: bola de areia (nicóis cruzados).

Ocorrência de Ribeirão Claro - **Fotos E e F**: Pequenas injeções de areia muito fina cortando sedimentos mais finos encaixantes, truncando a laminação sedimentar.

de composição micrítica. No micrito ocorrem fragmentos de ostracodes e possíveis ossos de peixes. No contato entre duas camadas cortadas pelos corpos de areia observa-se a inflexão para baixo da laminação sedimentar, evidenciando o trajeto de cima para baixo dos corpos de areia (Figura 7A a D).

Embora a posição estratigráfica dessa ocorrência em relação ao contato com a Formação Pirambóia não tenha sido observada diretamente no campo, exposições vizinhas do Arenito Pirambóia permitem inferir que esteja localizada na porção superior da Formação Corumbataí.

III.2c- Angatuba, SP

Exposição no corte da Rodovia Raposo Tavares, próximo à entrada para Campina do Monte Alegre. Foi observado a ocorrência de quatro diques clásticos de espessuras centimétricas (~3 cm), com geometrias sinuosas devidas a diferenças de potencial de compactação entre a areia fina que compõe os diques e os sedimentos encaixantes argilosos. Associado a esse horizonte também ocorrem bolas de areia de diâmetro decimétrico, compostas pelo mesmo material dos diques (Figura 6C-D).

Os diques possuem coloração esverdeada compostos por areia fina a muito fina maciça e bem selecionada, e estão alojados numa camada de cerca de 3 metros de espessura de argilito roxo. Sobreposto a esse nível ocorre uma camada métrica com laminações onduladas heterolíticas. Foram extraídas as atitudes dos diques sendo que 3 deles possuem direção NE e 1 direção NW (106/87, 129/65, 154/70, 254/85, notação por rumo de mergulho - Clar).

III.2d- Limeira, SP

Descrição

O afloramento ocorre no corte da Rodovia dos Bandeirantes (km 161,5), em Limeira, SP, nas proximidades da divisa deste município com o de Cordeirópolis. É uma excelente exposição de siltitos e arenitos da Formação Corumbataí, com mais de 500 metros de extensão contínua e 30 metros de altura..

As principais estruturas interpretadas como sismitos são numerosos diques clásticos, que por vezes ocorrem associados a feições de extrusão de areia. A seção estratigráfica levantada nesse afloramento possui 33 metros de espessura com exposição contínua (Figura 8). Foram identificados quatro níveis portadores de diques clásticos, dois

mais próximos a base da seção e dois mais próximos do topo. Os dados obtidos concentram-se no primeiro patamar de ocorrência, com cerca de 5 metros de sedimentos cortados pelos diques clásticos.

No afloramento foi reconhecida uma importante superfície sobre a qual ocorrem feições de extrusão de areia. Esta superfície corresponde ao topo do pacote inferior, que contém a absoluta maioria dos diques analisados. Nota-se que o aporte de carga de tração desaparece na camada de composição pelítica diretamente sobreposta (Figura 9A), com cerca de 2 metros de espessura e limitada no topo por uma camada arenítica decimétrica com geometria tabular e grande persistência lateral. Nesse nível de arenito não foram observadas estruturas de liquefação.

As feições de extrusão de areia foram classificadas como *vent-fractures*. Foram descritas 19 estruturas desse tipo. Possuem, em perfil, geometria simétrica com base plana e topo em cúspide, afinando do centro para as bordas (Figura 9C). São compostos de areia fina a muito fina, maciça, bem selecionada. Em planta observa-se que a estrutura possui uma crista linear, configurando uma geometria tipo “telhado” (Figura 9D), o que levou sua interpretação como *vent-fractures*, descritas em observações diretas sobre fenômenos de liquefação sismicamente induzida (Figura 3B). Ocorrem sempre conectadas a diques clásticos alimentadores. Em perfil transversal essas estruturas possuem dimensões variadas, com larguras decimétricas a métricas. A maior estrutura desse tipo descrita possui largura em seção de cerca de 2,7 metros, altura da base para o topo no centro do vulcão de aproximadamente 70 centímetros, e dique clástico alimentador com cerca de 65 centímetros de espessura (Figura 9E-F).

Os diques clásticos são compostos por areia fina a muito fina, bem selecionada, maciça e de cor esbranquiçada. As espessuras médias variam de poucos centímetros a mais de meio metro entre os diques (Figura 8C), e variam também em relação ao mesmo dique geralmente afinando para baixo. Geometrias sinuosas também são observáveis, atribuídas a posterior compactação do sedimento. Algumas ocorrências possuem ramificações formando pares de diques aproximadamente ortogonais (Figura 9B). O contato com a encaixante é abrupto, truncando a laminação sedimentar. É possível observar inflexões na laminação, tanto para cima como para baixo, no contato do dique com a encaixante (Figura 10A). A maioria dos diques analisados estão contidos abaixo da superfície de extrusão, sendo que alguns deles terminam em *vent-fractures*. Poucos corpos cortam a dita superfície, ou mesmo iniciam-se a partir dela, intrudindo o pelito sobreposto, evidenciando evento posterior de injeção.

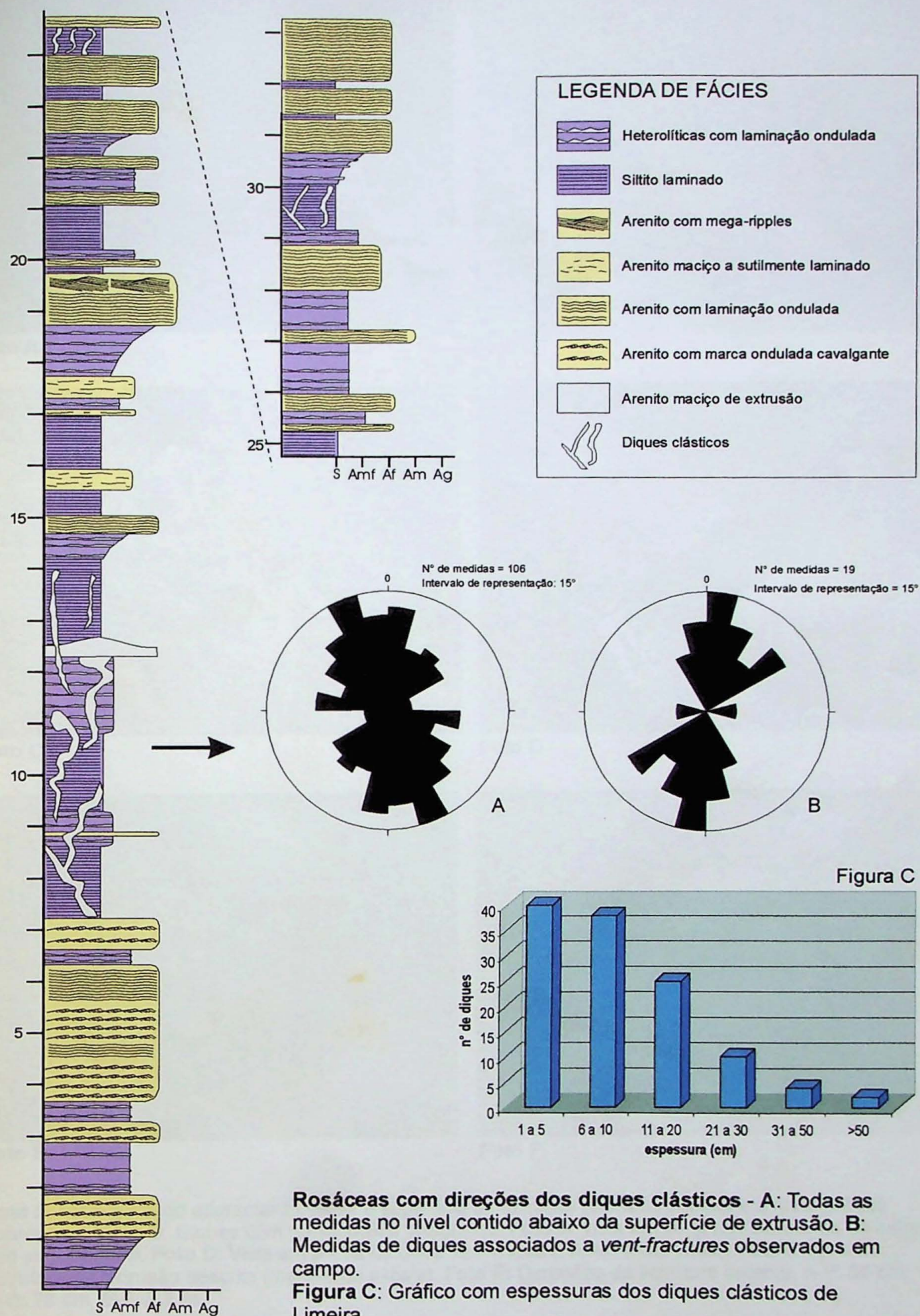
Outra feição marcante no afloramento é definida pela grande presença de fraturas preenchidas por material carbonático, ora encaixadas longitudinalmente nos diques clásticos (Figura 10B), ora injetadas diretamente nos sedimentos pelíticos e encaixantes (Figura 10E-F). Geralmente as fraturas ocorrem como pares conjugados com ângulos agudos entre os ramos. Associadas a essas feições (veios) ocorrem zonas de cimentação pronunciada, deixando a rocha mais dura e de cor amorronzada. A maioria das estruturas que cortam a camada pelítica sobreposta à superfície das extrusões são veios dessa natureza.

Outras estruturas de ocorrência mais restrita também foram consideradas como sismitos. Camadas segmentadas (Figura 10C) foram classificadas como estruturas tipo *pinch-and-swell*. Estruturas análogas são interpretadas como sismo na literatura (Knaust, 2002). Para a camada escalonada (Figura 10D), que ocorre em um nível arenoso, sotoposta à superfície de extrusão, sugere-se também uma origem sísmica. A forma desta feição sugere encurtamento apreciável em direção paralela ao acamamento, embora ainda não tenha sido bem compreendido o processo gerador dessa estrutura.

O enxame de diques clásticos permitiu uma coleta significativa de dados estruturais relativos a orientação das estruturas. Foram coletadas em campo um total de 120 medidas, concentradas no nível basal de ocorrência, abaixo da superfície de extrusão. Desse total, 106 medidas correspondem aos diques clásticos associados à extrusões ou contidos abaixo da superfície definida pelas últimas. Foram tratadas separadamente as atitudes dos diques alimentadores das extrusões observadas em campo.

Os dados relativos à orientação dos diques são apresentados em rosáceas contendo a direção das estruturas. Apesar da grande dispersão, as ocorrências de diques do nível basal definem uma tendência principal segundo a direção NNW-NW (Figura 8A). Os dezenove diques alimentadores das extrusões, distribuem-se com orientações de N até NE, com apenas uma medida de direção E-W, e tendência principal NNE.

Figura 8 - Dados do afloramento de Limeira



Rosáceas com direções dos diques clásticos - A: Todas as medidas no nível contido abaixo da superfície de extrusão. B: Medidas de diques associados a *vent-fractures* observados em campo.

Figura C: Gráfico com espessuras dos diques clásticos de Limeira

Figura 9 - Fotos de Afloramento: Ocorrência de Limeira



Foto A



Foto B

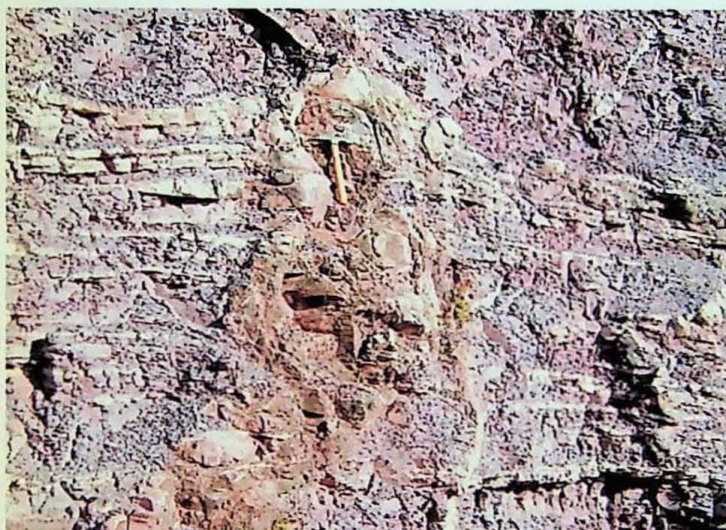


Foto C

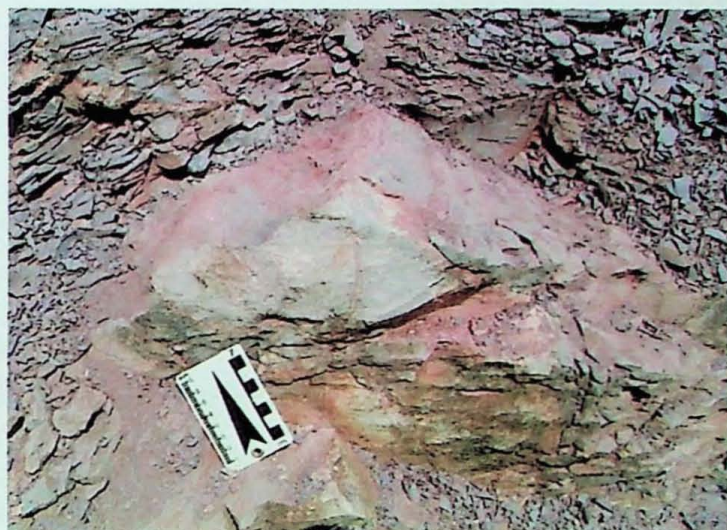


Foto D



Foto E

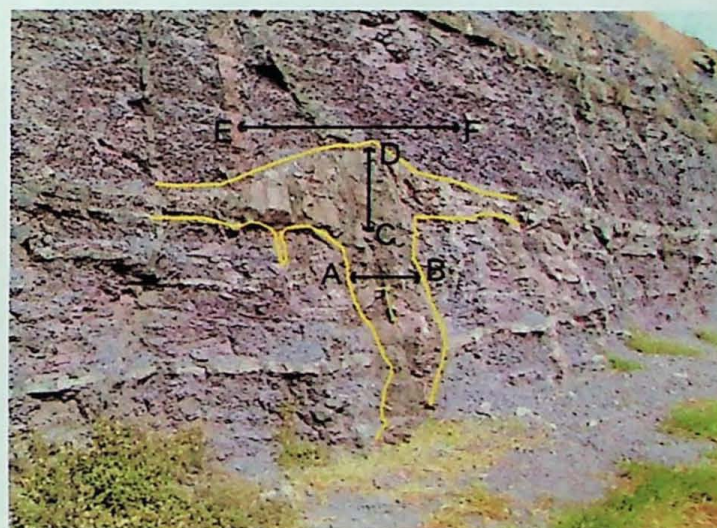


Foto F

Foto A: Vista geral do afloramento. Notar a superfície de extrusão (camada branca) e o nível pelítico sobreposto. **Foto B:** Diques com ramificações ortogonais. **Foto C:** vista em perfil das estruturas de extrusão tipo *vent-fracture*. **Foto D:** Vista em planta de outra *vent-fracture*, notar crista linear. **Foto E:** A maior estrutura de extrusão descrita (martelo de escala). **Foto F:** Dimensões da estrutura anterior, A-B: 65 cm, C-D: 70 cm, E-F: 2,7 m.

Figura 10 - Fotos de Afloramento: Ocorrência de Limeira

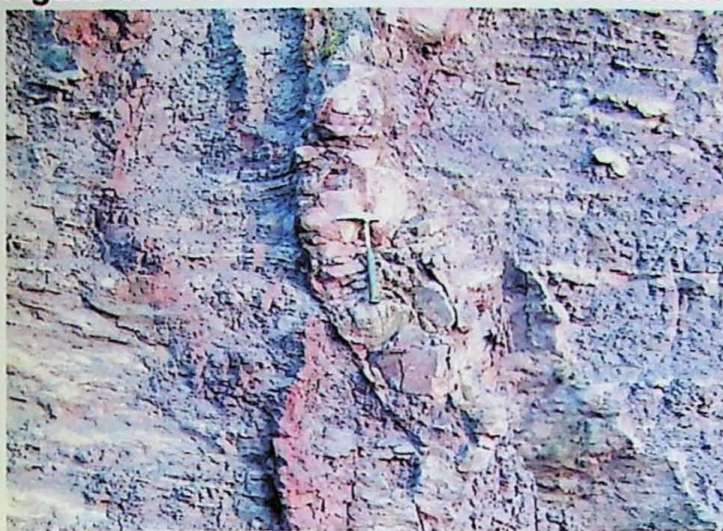


Foto A



Foto B



Foto C



Foto D



Foto E



Foto F

Foto A: Dupla inflexão, para cima e para baixo, da laminação da encaixante no contato com o dique clástico. **Foto B:** Dique com veio associado e cimentação pronunciada. **Foto C:** Estrutura tipo *pinch-and-swell* (acima do martelo). **Foto D:** Camadas escalonadas. **Foto E:** Zona de cimentação associada a venulações diretamente sobre os siltitos. **Foto F:** Detalhe da estrutura anterior mostrando o efeito sobre a laminação.

Discussão

O reconhecimento de uma superfície de extrusão funciona como um marco seguro para a definição de ao menos duas gerações de diques clásticos. Abaixo da superfície ocorre a mais antiga, relacionada aos diques alimentadores das extrusões. A geração posterior ou corta a superfície ou se inicia a partir dela. Na seção colunar dois outros níveis portadores de diques foram identificados, ambos com pequeno número de ocorrências, um 10 metros acima dos diques analisados, e outro a 15 metros, mas que carecem ainda de estudo específico.

Os diques clásticos dessa ocorrência apresentam as maiores espessuras registradas, chegando até 64 centímetros no mais espesso. Esse fato coloca o afloramento de Limeira, dentre os descritos, como o melhor candidato para a locação do paleoepicentro, ou relativamente mais próximo deste em relação às outras duas principais ocorrências, Santa Luzia e Batovi.

A dupla inflexão, para cima e para baixo, da laminação sedimentar das camadas encaixantes no contato com os diques clásticos, não é uma estrutura comum descrita na literatura, que reporta notadamente inflexões para cima associada a dobras de arrasto devido à injeção dos diques. Essa feição se desenvolve preferencialmente no contato com diques de maiores espessuras, e é aqui atribuída a um fenômeno tipo flambagem devido ao esforço lateral gerado pela intrusão dos diques, intensificado em porções de maior espessura do corpo intrusivo.

As feições de extrusão de areia fluidificada foram classificadas como *vent-fractures* em função da observação de sua geometria em planta e sua relação com os diques, que são estruturas planares. Apesar da semelhança dessa estrutura com as descritas em produtos de terremotos recentes, subsiste uma diferença importante. A estrutura eleita como análogo atual, desenvolveu-se como produto de extrusões subaéreas. As estruturas descritas nesse trabalho são interpretadas com extrusões subaquáticas. A camada de siltitos diretamente acima da superfície de extrusão não permite a interpretação de extrusão subárea para as feições descritas, pois nesse caso as estruturas seriam retrabalhadas pela chegada do corpo d'água, responsável pelos depósitos de decantação sobrejacentes, e não seriam preservadas. Também ressalta-se que não há existência de fácies relativas a depósitos subaéreos ao longo de toda a seção estratigráfica.

A ausência de depósitos de tração na camada diretamente sobreposta à superfície das extrusões, contrastando-a com as camadas mais antigas, indica uma importante mudança na dinâmica sedimentar do sistema deposicional. A associação da superfície

das extrusões, que limita o registro mais antigo de sismitos, com o subsequente desaparecimento de depósitos arenosos, sugere uma relação causal entre as feições. Supõe-se, portanto, que a sismicidade registrada desenvolveu-se como causa-efeito de um aumento abrupto na subsidência da bacia, resultando também no aumento do espaço de acomodação e na interrupção temporária (durante a deposição dos cerca de dois metros da camada puramente pelítica) do aporte de sedimentos arenosos.

O contato com os arenitos da Formação Pirambóia não foi observado neste local. A coluna levantada soma 33 metros de espessura. O primeiro nível de sismitos está a sete metros da base da seção. Portanto essa geração de diques se coloca, no mínimo, a 26 metros abaixo do contato com a Formação Pirambóia.

III.2e- Batovi, SP

Descrição

O afloramento de Batovi, SP, localiza-se no corte da ferrovia CPET, cerca de 2 km a leste do seu cruzamento com a Rodovia SP-191. É uma exposição extensa, porém bastante alterada e em grande parte coberta por vegetação. Os sismitos ocorrem em siltitos e arenitos da formação Corumbatái, há aproximadamente dois quilômetros rumo leste a partir da ponte da rodovia sobre a ferrovia. O contato com os arenitos da Formação Pirambóia aflora ao longo da seção exposta no corte.

Para a elaboração do presente trabalho não houve tempo hábil para a confecção da seção colunar e a medição de todos os diques existentes ao longo da exposição. Entretanto dados preliminares somam 90 medidas de diques clásticos.

Assim como a ocorrência de Limeira, as principais estruturas são diques clásticos e feições de extrusão de areia. O litotipo predominante é composto por siltitos laminados, arroxeados, intercalado com níveis arenosos subordinados.

Nessa exposição também foi reconhecida uma superfície de extrusão (Figura 11C) marcada pela rara ocorrência (apenas duas) de *vent-fractures*. Os diques são compostos por material semelhante às outras ocorrências, areia fina a muito fina, bem selecionada e maciça. Suas espessuras são relativamente pequenas, se concentrando no intervalo entre um e cinco centímetros, com espessuras máximas não ultrapassando 30 centímetros (Figura 12D). O efeito da dupla inflexão da laminação no contato da encaixante com o dique também foi observado (Figura 11F). Associado à camada das extrusões ocorrem bolas de areia (Figura 11D).

A coleta de dados estruturais foi efetuada a partir de uma camada métrica (~1,5 m) de arenito fino com laminação ondulada sobreposto por um camada pelítica com cerca de dois metros de espessura, portadora das ocorrências mais antigas, limitada no topo por um nível decimétrico a centimétrico de arenito associado à extrusão de areia.

Três patamares distintos foram preliminarmente reconhecidos. O pacote inferior possui diques que terminam na superfície de extrusão. O pacote intermediário encerra os diques, mais retilíneos, diretamente acima ou que cortam a dita superfície (Figura 11E). O pacote superior, situado a cerca de 10 metros acima numa seção não contínua, apresenta quantidade expressiva de diques de geometria bem sinuosa (Figura 11A-B)

As medidas colhidas em campo restringem-se aos dois primeiros patamares descritos e são apresentadas como rosáceas contendo a direção das estruturas. Foram confeccionadas três rosáceas, uma geral com todas as medidas, e uma para cada um dos dois primeiros patamares.

Quando agrupados indiscriminadamente os diques apresentam orientações em três famílias. A principal, com direção NNE, seguida do conjunto NNW-NW, e a última com orientação NE (Figura 12A). Para o primeiro patamar, contido abaixo da superfície de extrusão, destaca-se o agrupamento segundo NW, seguido pelos de orientação NE e NNE, em ordem de importância (Figura 12B). Em relação ao segundo patamar predominam amplamente as estruturas de direção NNE, seguidas por conjunto ortogonal de direção NW-NE (Figura 12C).

Figura 11 - Fotos de afloramento: Ocorrência de Batovi

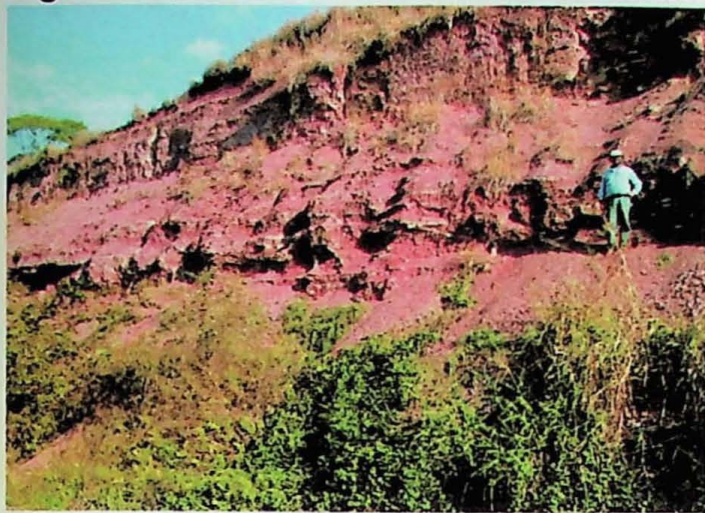


Foto A



Foto B



Foto C

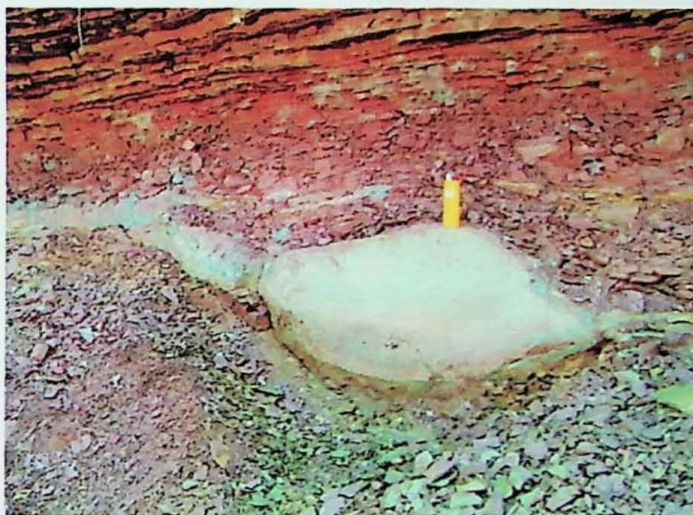


Foto D

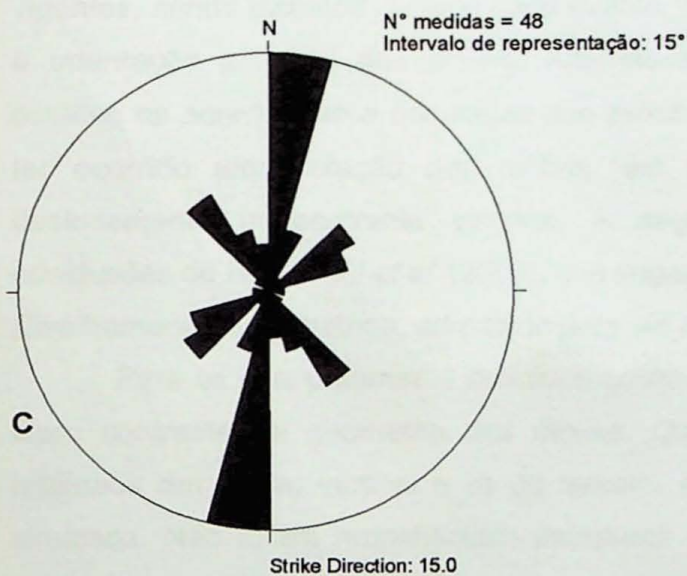
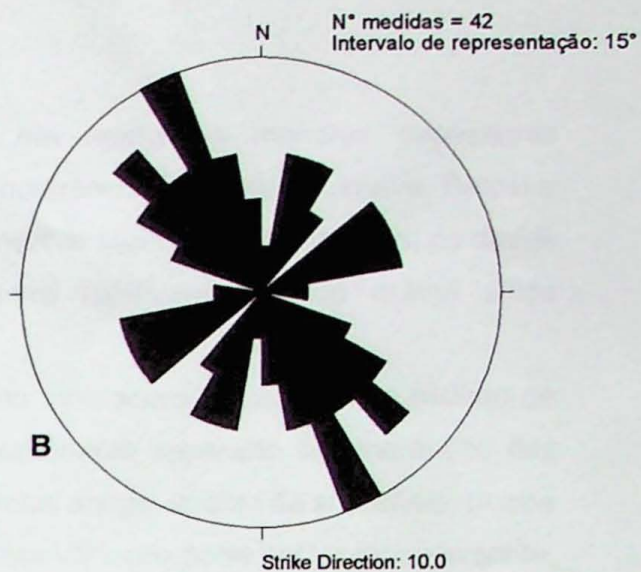
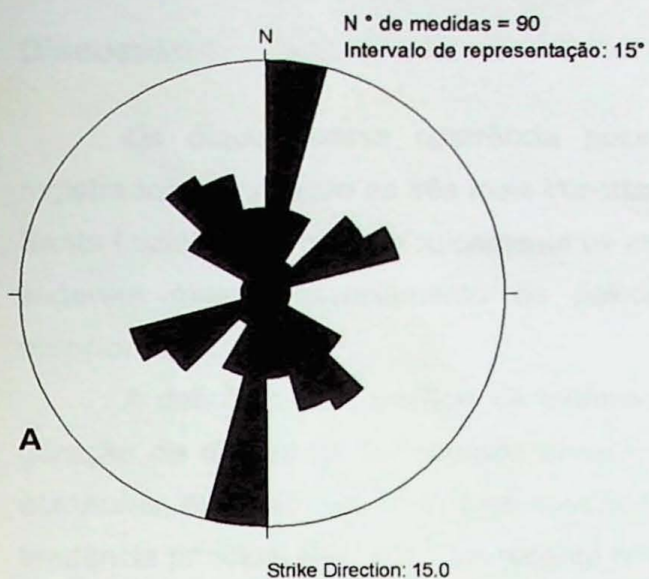


Foto E



Foto F

Foto A: Vista geral do afloramento, do nível superior de diques clásticos. **Foto B:** Detalhe de dique do nível superior, geometria sinuosa devido a compactação posterior. **Foto C:** *vent-fracture* (vista de baixo), definindo a supercie de extrusão que delimita o primeira geração de diques (martelo de escala no meio da foto). **Foto D:** Bola de areia associada a superfície de extrusão (isqueiro de escala). **Foto E:** Dique clástico com geometria retilínea, do segundo nível de ocorrência. **Foto F:** Dupla inflexão, pra cima e pra baixo, na laminação da encaixante.



Rosáceas com direção dos diques clásticos - A: todas as medidas colhidas no afloramento. **B:** medidas do primeiro nível de ocorrência. **C:** medidas do segundo nível

Figura D: Gráfico com espessuras

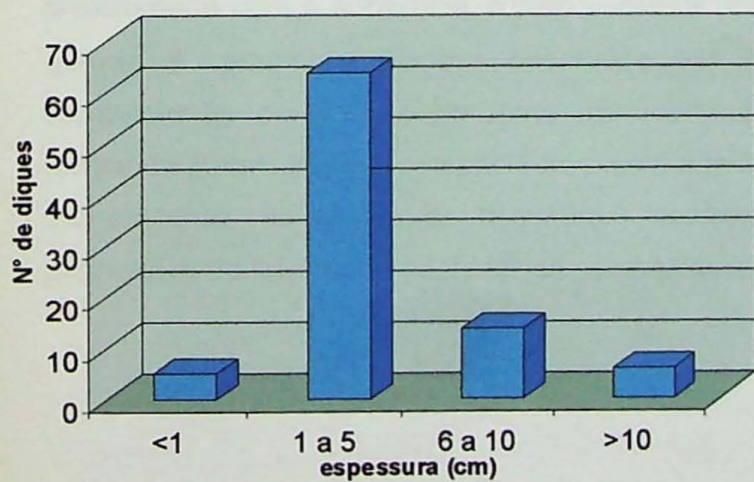


Figura D

Discussão

Os diques dessa ocorrência possuem em média as menores espessuras registradas, em relação às três mais importantes ocorrências da região (Limeira, Batovi e Santa Luzia). Visto que litologicamente os afloramentos são bastante similares, os dados sugerem maior distanciamento do paleoepicentro relativamente aos outros sítios mencionados.

A definição da superfície de extrusão como marcadora de um evento distinto de geração de diques foi corroborada através do tratamento separado da orientação das estruturas, exibindo contrastes bem marcados. A mais antiga, abaixo da superfície, possui tendência principal NW, e a mais recente NNE. Essa variação pode ser, preliminarmente, atribuída a duas causas. Pode-se admitir uma mudança no tempo dos campos de tensões vigentes, sendo distintos durante cada evento, com o esforço horizontal máximo paralelo à orientação principal dos diques. Alternativamente, supondo um campo de tensão estático de acordo com a orientação das estruturas mais recentes (σ_1 NNE-SSW), pode ter ocorrido uma rotação das rochas, em sentido anti-horário, relacionado a um deslocamento transcorrente sinistral. A segunda hipótese é compatível com as conclusões de Riccomini *et al.* (2005), que sugerem a relação dos sismitos com a Zona de Cisalhamento de Jacutinga, admitindo para ela deslocamento transcorrente sinistral.

Para os dois patamares definidos acima da superfície de extrusão observa-se um claro contraste na geometria dos diques. Os que definem o segundo patamar são retilíneos em seção vertical e os do terceiro apresentam desenhos pronunciadamente sinuosos. Não foram reconhecidas estruturas de extrusão entre esses níveis. A partir dessas observações, sugere-se que os eventos de ambos patamares sejam sincrônicos. O nível superior (terceiro patamar) estaria menos compactado, devido a maior proximidade com a superfície, e pelo posterior processo de compactação e litificação foi gerada a geometria sinuosa observada em função dos diferentes potenciais de compactação da areia e da lama. Em contrapartida, estando o nível mais inferior (segundo patamar) mais compactado, porém não litificado, devido a maior carga litostática sobrejacente, as estruturas assumiram conformações retílineas, sem a ocorrência expressiva do fenômeno posterior de compactação diferencial.

IV- DISTRIBUIÇÃO GEOGRÁFICA E ESTRATIGRÁFICA DAS OCORRÊNCIAS E RELAÇÃO COM ESTRUTURAS DO EMBASAMENTO

O alinhamento geográfico das ocorrências de sismos da porção leste da Bacia do Paraná foi usado como argumento por Riccomini *et al.* (2005) para definir uma relação genética entre esses registros e terremotos relacionados à reativações de falhas do embasamento. Na definição do alinhamento foram utilizados afloramentos da Formação Pirambóia e Corumbataí, considerando um mesmo cenário de paleossimicidade para as liquefações registradas em diferentes unidades

As ocorrências estudadas no presente trabalho, apenas nos registros da Formação Corumbataí e correlatas, distribuem-se em três regiões. No extremo oeste estão agrupados os afloramentos de Ribeirão Claro e Jacarezinho, no Paraná. No extremo leste agrupam-se as principais ocorrências, Limeira, Santa Luzia e Batovi. Angatuba situa-se num ponto intermediário.

No primeiro caso, as três ocorrências dispostas no mapa distribuem-se como vértices de um triângulo. Dois fatores são levantados para justificar essa situação. A dispersão pode ocorrer devido a grande proximidade com o paleoepicentro, considerado como próximo a ocorrência de Limeira. Diques clásticos como produtos de liquefação sismicamente induzida são estruturas que desenvolvem-se tanto sobre a falha como fora dela durante o terremoto (conforme classificação de McCalpin, 1996).

As três ocorrências citadas acima registram uma variação gradual no volume de sedimento fluidificado, expressa pela espessura máxima dos diques clásticos. As espessuras máximas registradas para cada afloramento são, Limeira (65 cm.), Santa Luzia (40 cm) e Batovi (25 cm). Essa situação é compatível com a disposição geográfica em relação a proximidade com a projeção da Zona de Cisalhamento de Jacutinga, sendo que as espessuras dos diques decaem conforme se afastam desta zona.

Analisando-se as ocorrências estudadas neste trabalho e aquelas anteriormente relatadas na literatura, verifica-se que de fato elas definem um alinhamento de direção ENE que acompanha a projeção do traçado da Zona de Cisalhamento de Jacutinga sob a Bacia do Paraná, conforme proposta de Riccomini *et al.* (2005). A ocorrência de Angatuba é a única que destoa do traçado. Porém o evento pouco expressivo de Angatuba é compatível com o grande distanciamento do traçado da projeção da ZCJ.

Se, por um lado, o reconhecimento de diques clásticos em vários níveis estratigráficos, alguns deles abaixo da transição entre as formações Pirambóia e Corumbataí (e crono-correlatas desta), coloca em dúvida o caráter síncrono das

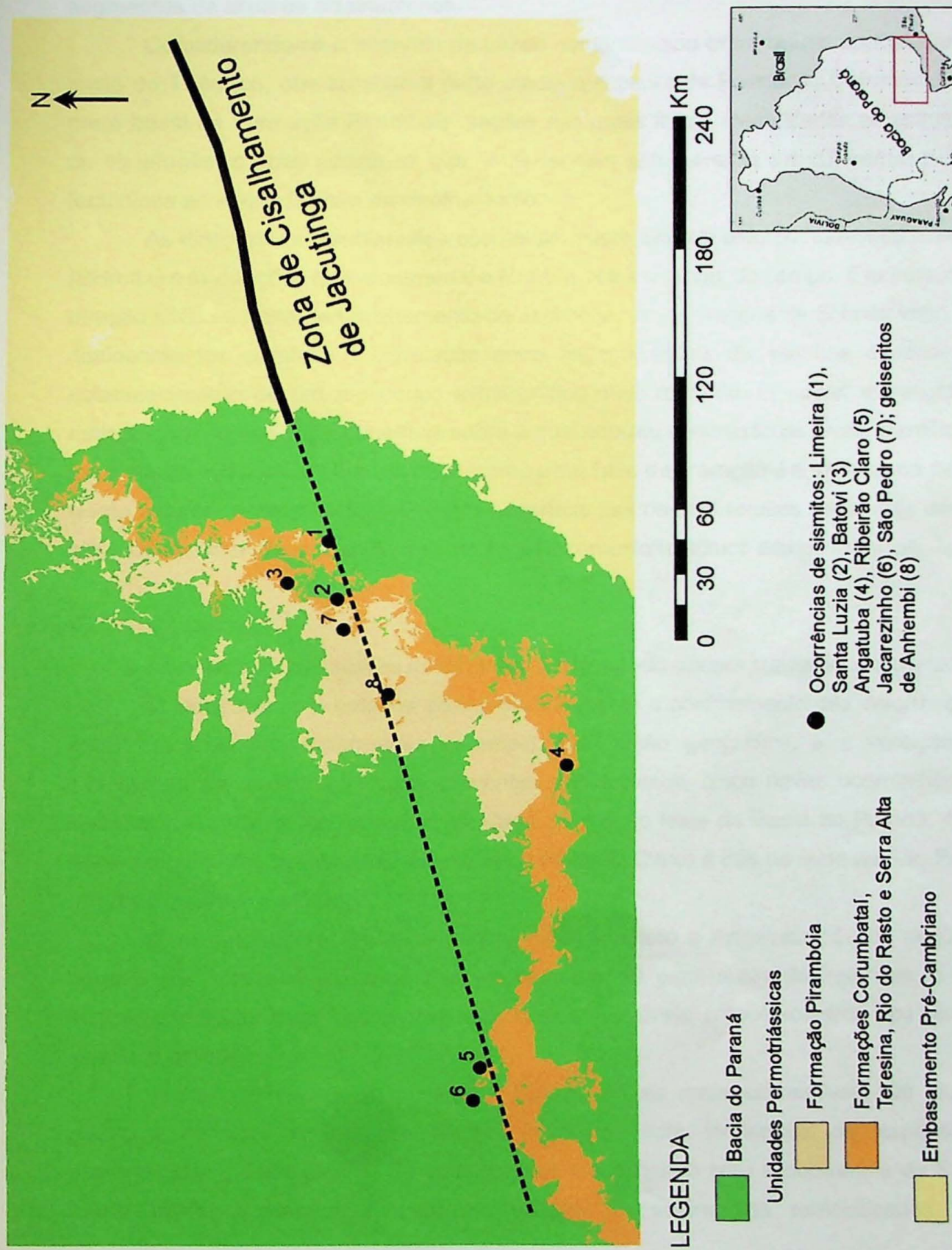


Figura 13: Mapa com localização geográfica das ocorrências e traçado da Zona de Cisalhamento de Jacutinga (Geologia baseada em CPRM 2003, folhas ao milionésimo, Parapanema (SF-22) e Rio de Janeiro (SF-23)).

ocorrências, por outro, o alinhamento de ocorrências de diferentes idades indica a atuação de eventos sísmicos recorrentes, distribuídos ao longo do tempo em diferentes segmentos da zona de cisalhamento.

Considerando-se o intervalo de tempo compreendido entre o final do Permiano e início do Triássico, que abrange a parte média a superior da Formação Çorumbataí e a parte basal da Formação Pirambóia, seções nas quais foram identificadas as estruturas de liquefação, é lícito admitir-se que estas tenham sido geradas em diferentes pulsos tectônicos ao longo da zona de cisalhamento.

As direções de paleotensões obtidas permitem situar o esforço horizontal máximo (SH_{máx}) em direções que variaram de NNW a NE ao longo do tempo. Em relação à direção ENE da Zona de Cisalhamento de Jacutinga, estas direções de SH_{máx} imporiam deslocamentos sinistrais. A correlação entre as ocorrências de sismitos depende do estabelecimento de um arcabouço estratigráfico mais refinado. O *datum* estratigráfico mais seguro parece ser a superfície sobre a qual ocorreu a extrusão de areia, identificada em Limeira e Batovi, sobre a qual ocorreu uma fase de geração de espaço na bacia. Neste sentido, o reconhecimento desta superfície nas demais regiões estudadas deverá permitir a melhor compreensão da cronologia e contexto tectônico das ocorrências.

V- CONCLUSÕES

As principais conclusões decorrentes deste estudo podem ser assim enumeradas:

1) Com base em critérios distintivos, tais como o confinamento das deformações entre camadas não deformadas, a ampla distribuição geográfica, e a variação da intensidade da deformação entre diferentes afloramentos, cinco novas ocorrências de sismitos foram descritas na seção aflorante da porção leste da Bacia do Paraná, duas delas no noroeste do Paraná (Jacarezinho e Ribeirão Claro) e três no leste de São Paulo (Angatuba, Limeira e Batovi);

2) As ocorrências de Jacarezinho, Ribeirão Claro e Angatuba são de pequeno porte e encontram-se desenvolvidas em camadas de espessuras decimétricas, o que sugere condições mais distais em relação aos prováveis paleoepicentros dos abalos sísmicos geradores.

3) As ocorrências de Limeira e Batovi são as mais expressivas. Os diques clásticos dessas localidades constituem enxames, com indivíduos de espessuras centimétricas a decimétricas. Se consideradas em conjunto com a ocorrência de Santa Luzia, mostram variação gradual no volume de sedimentos remobilizados pela

fluidificação e, conseqüentemente, na espessura dos diques. Os mais espessos encontram-se em Limeira, seguidos de Santa Luzia e Batovi. Tendo em vista o contexto estratigráfico semelhante desses afloramentos, esta distribuição sugere que o enxame de Limeira estava relativamente mais próximo ou até mesmo sobre a região paleoepicentral, enquanto que os de Santa Luzia e Batovi encontravam-se, nesta ordem, progressivamente mais afastados.

4) A distribuição geográfica das ocorrências estudadas e daquelas previamente descritas delineam um alinhamento de direção ENE, compatível com a projeção do traçado da Zona de Cisalhamento de Jacutinga sob a porção leste da Bacia do Paraná, o que sugere uma relação causal entre a atividade sísmica permotriássica com reativação desta falha do embasamento.

5) Determinações de paleotensões a partir da orientação preferencial dos diques clásticos mostram direções consistentes variando de NNW a NE, indicando que nesta direção encontrava-se o esforço horizontal máximo (Sh_{\max}). Se considerado o traçado ENE da Zona de Cisalhamento de Jacutinga, estas direções de Sh_{\max} imporiam deslocamento transcorrente sinistral para esta descontinuidade.

6) Os enxames de diques na Formação Corumbataí ocorrem em mais de um intervalo estratigráfico, o que demonstra que a atividade sísmica teria sido recorrente no intervalo permotriássico da Bacia do Paraná.

7) A análise estratigráfica permitiu o reconhecimento de superfície de extrusão de sedimentos fluidificados nas regiões de Limeira e Batovi, possivelmente de expressão regional. Esta superfície e outras que por ventura vierem a ser identificadas em levantamentos futuros deverão permitir o refinamento da cronologia relativa entre os diferentes eventos registrados.

VI- REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 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. *Bull. INQUA N.C.*, 13: 47-50.
- ALLEN, J. R. L. (1986) Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins. *Sedim. Geol.*, 46:67-75.
- 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.
- CHAMANI, M.A.C.; MARTIN, M.A.B.; RICCOMINI, C. (1992) Estruturas de liquefação induzidas por abalos sísmicos no permo-triássico da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG, v.2, p.508-510.
- DAVENPORT, C. A. & RINGROSE, P. S. (1987) Deformation of scottish Quaternary sedimentary sequences by strong earthquake motions. In: JONES, M. E. & PRESTON, R. M. (eds.), *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*, Geol. Soc. Spec. Publ., 29:299-314.
- DUTTON C.E. (1889) The Charleston earthquake of August 31 (1886). *US Geological Survey Ninth Annual Report 1887-1888* (1889), p.203-528.
- ETTENSohn, F.R.; MARK, A.K.; NICHOLAS, R. (2002) Interpreting ancient marine seismites and apparent epicentral areas for paleo-earthquakes, Middle Ordovician Lexington Limestone, central Kentucky. In: ETTENSohn, F.R.; NICHOLAS, R.; BRETT, C. E. (eds.) *Ancient Seismites*, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 359:177-190.
- FERNANDES, L. & CASTRO, A. B. (2004) Seismites on continental eolian deposits, Bauru Basin (Brazil). In: *International Geological Congress*, 32, Florence-Italy.
- 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.
- FULLER, M. L. (1912) The New Madrid Earthquake. *Bull. U. S. Geol. Survey*, 494, 119p.
- GILBERT, L., SANZ de GALDEANO, C., ALFARO, P., SCOTT, G., LÓPEZ GARRIDO, A.C. 2005. Seismic-induced slump in a Early Pleistocene deltaic deposits of the Baza Basin (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 179: 279-294.

- HAY, R. (1890) Sandstone dykes in northwestern Nebraska. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 3:50-55.
- HOROWITZ, D.H. (1982) Geometry and origin of large-scale deformation structures in some anciently wind-blown sand deposits. *Sedimentology*, 29:155-180.
- 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.
- 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.
- KNAUST, O. (2002) Pinch-and-swell structures of the Middle/Upper Muschelkalk boundary (Triassic): evidence of earth effects (seismites) in the Germanic Basin. *Int. Journal of Earth Science*, 91:291-303.
- LANDIM, P.M.B. (1970) O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbataí (SP). Rio de Janeiro, Boletim DNPM, DGM, 252:103p.
- MARIOTTI, G.; CORDA, L.; BRANDANO, M.; CIVITELLI, G. (2002) Indicators of paleoseismicity in the lower to middle Miocene Guadagnolo Formation, central Apennines, Italy. In: ETTENSOHN, F.R.; NICHOLAS, R.; BRETT, C. E. (eds.) *Ancient Seismites*, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 359:87-98.
- 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.
- McGEE, W.J. (1892) A fossil earthquake. *Bull. Geol. Soc. Am.* 4: 411-414.
- MILLS, P. C. (1983) Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures: a review. *Sedim. Geol.*, 35:83-104.
- MORETTI, M.; PIERI, P.; TROPEANO, M. (2002) Late Pleistocene soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in paralic deposits in the city of Bari (Apulian foreland, southern Italy). In: ETTENSOHN, F.R.; NICHOLAS, R.; BRETT, C. E. (eds.) *Ancient Seismites*, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 359:75-86.

- 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. (1996a) Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis – An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, 44:1-76.
- OBERMEIER, S.F. (1996b): Using Liquefaction Induced Features for Paleoseismic Analysis. In: McCALPIN J.P. (ed.) *Paleoseismology*, Academic Press: 331-396.
- OBERMEIER, S.F. (1998) Liquefaction evidence for strong earthquakes of Holocene and latest Pleistocene ages in the states of Indiana and Illinois, *Engineering Geology*, 50:227-254.
- 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*, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 359:13-28.
- ONASH, C.M. & KAHLE C.F. (2002) Seismically induced soft-sediment deformation in some Silurian carbonates, eastern U.S. Midcontinent. In: ETTENSOHN, F.R.; NICHOLAS, R.; BRETT, C. E. (eds.) *Ancient Seismites*, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 359:165-176.
- OWEN, G. (1996) Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43:279-293.
- POPE, M.C.; READ, J.F.; BAMBACH, R.; FOFMANN, H.J. (1997) Late Middle to Late Ordovician seismites of Kentucky, southwest Ohio and Virginia: Sedimentary records of earthquakes in the Appalachian basin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 109:489-503.
- 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.
- RICCOMINI, C. (1995) *Tectonismo gerador e deformador dos 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

DOAÇÃO

IGC-USP

Data: 24/03/05

- Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 64:210.
- RICCOMINI, C.; SALLUN FILHO, W.; FERREIRA, N.B.; COIMBRA, A.M. (1996): Estruturas de liquefação em arenitos eólicos da Formação Pirambóia (K10 na Serra de Itaqueri, SP. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador-Bahia.
- ROSSETTI D. F. (1999) Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity. *Sedimentology*, 46:1065-1081.
- SEILACHER, A. (1969) Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13:155-159.
- VITTORI, E.; LABINI, S. S. & SERVA, L. (1991) Paleoseismology: review of the state-of-the-art. *Tectonophysics*, 193:9-32.
- YAMAMOTO, J.K.; ARAÚJO, C.C.; MONTANHEIRO, T.J.; MATOS, S.L.F.; FAIRCHILD, T.R. (2003) Geiseritos permianos da formação Teresina, Estado de São Paulo, Brasil. *In*: Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, São Pedro. *Boletim de Resumos*. São Pedro, SBG Núcleos São Paulo e Rio de Janeiro/Espírito Santo, p.61.
- WEAVER, J.D. (1976) Seismically-induced load structures in the basal Coal Measures, South Wales. *Geol. Mag.* 113:535-543.
- 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*, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 359:1-11.

