UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TECTONISMO GERADOR E DEFORMADOR DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES PÓS-GONDVÂNICOS DA PORÇÃO CENTRO-ORIENTAL DO ESTADO DE SÃO PAULO E ÁREAS VIZINHAS

Claudio Riccomini

Concurso para obtenção do Título de Livre-Docente junto ao Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Área de Conhecimento: Bacias Sedimentares Brasileiras

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

NÃO CIRCULA

TECTONISMO GERADOR E DEFORMADOR DOS DEPÓSITOS SEDIMENTARES PÓS-GONDVÂNICOS DA PORÇÃO CENTRO-ORIENTAL DO ESTADO DE SÃO PAULO E ÁREAS VIZINHAS

Claudio Riccomini

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005476

Concurso para obtenção do Título de Livre-Docente junto ao Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Área de Conhecimento: Bacias Sedimentares Brasileiras

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T2098
U. S. P.

São Paulo
1995

ERRATA

Página	linha	onde se lê	leia-se
8	12	da Formação Irati	do Subgrupo Irati
27	25	(113)	(113 Ma)
45	22	σ3 de direção NW-SE	σ3 de direção NE-SW
45	27	por deslocamentos enquanto	por deslocamentos normais, enquanto
48	12	dextral ao longo	dextral de direção WNW ao longo
73	22	como o modelo de colapso extensional, defendido por FERNANDES (1993), ou de tectônica distensiva oblíqua, aventada por HASUI (1990)	como o modelo de tectônica distensiva oblíqua, aventada por HASUI (1990), ou de colapso extensional, defendido por FERNANDES (1993)
74	13	direção E-W (RICCOMINI & RODRIGUES FRANCISCO 1992).	direção E-W (RICCOMINI & RODRIGUES FRANCISCO 1992) ou, alternativamente, para a extensão inicial de direção NNW-SSE.
74	19	NNW-ESE	WNW-ESE
75	1	e estrias (pontos)	e estrias (pontos com setas)
75	2	Taubaté, SP. As setas exteriores	Taubaté, SP. Os círculos vazios representam pólos de falhas onde não foram observadas estrias. As setas exteriores
79	5	São relatadas cinco	A seguir, são relatadas cinco
85	17	carta gravimétrica Bougue	carta gravimétrica Bouguer
86	22	tectonismo recorrente	tectonismo ressurgente
87	12	em função desse soerguimento	em função da continuidade do soerguimento
87	17	há acerca de	há cerca de
88	19	por esforços de direção	por esforços trativos de direção
89	2	Formação Pindamonhangaba e correlatas	Formação Pindamonhangaba e unidades correlatas

ÍNDICE GERAL

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 Generalidades 1
1.2 Objetivos 2
1.3 Justificativas 3
1.4 As fontes de informação e os métodos empregados 3
1.5 Agradecimentos 6

2 O TECTONISMO PRECURSOR 8
2.1 Considerações gerais 8
2.2 Evidências diretas 9
2.2.1 Formação Corumbataí 11
2.2.2 Formação Teresina 14
2.2.3 Formação Rio do Rasto 15
2.2.4 Formação Pirambóia 15
2.3 Considerações sobre a paleossismicidade do permo-triássico na Bacia do Paraná 16

3 O MAGMATISMO E O CAMPO DE ESFORÇOS DO CRETÁCEO INFERIOR 18
3.1 Relações estratigráficas do magmatismo Serra Geral 18
3.2 O campo de esforços do Cretáceo Inferior 25
3.3 Contexto regional 27

4 O TECTONISMO DO CRETÁCEO SUPERIOR 29
4.1 Considerações iniciais 29
4.2 O cenário posterior ao magmatismo Serra Geral 30
4.3 Bacia Bauru 32
4.3.1 Tectonismo gerador da Bacia Bauru 35
4.3.2 Tectonismo deformador da Bacia Bauru 38
4.4 Considerações sobre a origem dos altos estruturais 43
4.4.1 Estrutura de Pitanga 44
4.4.2 Outros altos estruturais 48
4.5 Direções dos esforços no Maciço Alcalino de Cananéia 48
4.5.1 Aspectos geológicos 50
4.5.2 Estruturas no maciço 53
4.5.3 Análise do padrão de fraturamento 56
4.5.4 Relações com a tectônica regional 59
4.6 Síntese do tectonismo do Cretáceo Superior 60

5 O TECTONISMO CENOZÓICO 61

5.1 Generalidades 61
5.2 Formação Itaqueri 62
5.2.1 Considerações sobre a gênese e a idade da Formação Itaqueri .63
5.2.2 Tectonismo deformador da Formação Itaqueri 65
5.3 *Rift* Continental do Sudeste do Brasil 69
5.4 Ocorrências isoladas de sedimentos de provável idade quaternária....79
5.5 Síntese do tectonismo cenozóico 83

6 INTEGRAÇÃO DE DADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS.....85

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....90

ÍNDICE DE FIGURAS

Pág.

Figura 1. A área de estudo e o quadro geológico e tectônico regional 4

Figura 2. Vista geral da discordância entre as formações Assistência e Corumbataí 10

Figura 3. Continuação da figura 2 10

Figura 4. Seção colunar de afloramento da Formação Corumbataí 12

Figura 5. Diques clásticos da Formação Corumbataí 13

Figura 6. Pólos das orientações e diagrama de isofreqüência para diques clásticos das figuras 4 e 5 13

Figura 7. Pólos das orientações de diques clásticos 14

Figura 8. Contato dos arenitos da Formação Botucatu sobre o primeiro conjunto de derrames da Formação Serra Geral 19

Figura 9. Evolução do vulcanismo Serra Geral - Etendeka 21

Figura 10. Mapa de resíduo de anomalia gravimétrica 23

Figura 11. Relações de contato entre as formações Pirambóia, Serra Geral e Botucatu na região de Pirajuí - Fartura, SP 25

Figura 12. Modelo de abertura do Atlântico Sul durante o Neo-Aptiano ... 28

Figura 13. Principais alinhamentos estruturais da área geográfica da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo 31

Figura 14. Distribuição das unidades na Bacia Bauru 34

Figura 15. Síntese das características das unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru 36

Figura 16. Relação entre as unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru ... 37

Figura 17. Estruturas da Formação Marília 40

Figura 18. Dados de superfície de falhas com estrias de atrito obtidas em sedimentos da Formação Marília.....42

Figura 19. Seção geológica transversal ao Vale do Rio Passa Cinco 46

Figura 20. Pólos de planos de fraturas com crescimento mineral na Formação Corumbataí 47

Figura 21. Estrutura-em-flor na Formação Tatuí, associada a falhamentos transcorrentes 47

Figura 22. Esboço estrutural do Anticlinal de Pitanga.....49

Figura 23. O Maciço Alcalino de Cananéia no contexto geológico regional.....51

Figura 24. Mapa geológico do Maciço Alcalino de Cananéia 52

Figura 25. Falhas e estrias no Maciço Alcalino de Cananéia.....54

Figura 26. Pólos de atitudes de diques de traquito, lamprófiro e de fraturas em diques de traquito no Maciço Alcalino de Cananéia..55

Figura 27. Pólos de fraturas no Maciço Alcalino de Cananéia.....56

Figura 28. Resultado da aplicação do método de ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas da figura 25 58

Figura 29. Modelo tectônico proposto para o Maciço Alcalino de Cananéia 59

Figura 30. Estruturas da Formação Itaqueri 66

Figura 31. Exemplos de estruturas rúpteis na Formação Itaqueri.....67

Figura 32. Falhas de componentes reversas em sedimentos da Formação Itaqueri no topo da Serra do Mirante 70

Figura 33. Famílias de juntas em sedimentos da Formação Itaqueri no topo da Serra do Mirante.....70

Figura 34. Relações entre a estratigrafia e a tectônica no *Rift* Continental do Sudeste do Brasil 72

Figura 35. Falhas normais e estrias do Vale do Rio Barreiro 75

Figura 36. Direção dos esforços relacionados ao binário transcorrente dextral E-W na área da Soleira de Queluz 76

Figura 37. Direção dos esforços relacionados à extensão de direção WNW-ESE na área da Soleira de Queluz 77

Figura 38. Direção dos esforços relacionados à compressão final de direção E-W (WNW-ESE) na área da Soleira de Queluz.....78

Figura 39. Falhas com direções NNW-NW de componentes transcorrentes dextrais e NE de componentes sinistrais 80

Figura 40. Falhas de componentes normais e fraturas da região de Águas da Prata 81

Figura 41. Falhas inversas truncando os siltitos da Formação Tatuí e conglomerados de baixos terraços do Rio Passa Cinco 82

Figura 42. Falhas normais e reversas em conglomerados de baixo terraço do Rio Passa Cinco 83

1 INTRODUÇÃO

1.1 Generalidades

Após atravessar longo período de relativa estabilidade, cujo apogeu, no Permiano, é marcado pela deposição dos sedimentos do Subgrupo Irati (no sentido de HACHIRO *et al.* 1993a), na Bacia do Paraná, e de seu equivalente, Formação Whitehill, nas bacias do Grande Karoo, Kalahari e Warmbad (VISSER 1987, OELOFSEN & ARAUJO 1987, LAVINA & ARAUJO-BARBERENA 1994), a porção sudoeste do paleocontinente Gondvana começa a registrar os primeiros sinais dos intensos processos tectônicos que culminariam, no início do Cretáceo, com o extravasamento de monumental volume de lavas basálticas. Este episódio, que corresponde à Formação Serra Geral, na Bacia do Paraná, no Brasil, e às rochas vulcânicas de Etendeka, na Namíbia, precedeu e acompanhou a ruptura do paleocontinente (TURNER *et al.* 1994), e prosseguiu com o início do espalhamento do assoalho oceânico e a deriva continental, que acarretaram a separação entre a América do Sul e a África e a geração do Oceano Atlântico.

Algumas hipóteses vêm sendo lançadas para explicar a causa desses fenômenos. Entre as mais recentes, a de RENNE *et al.* (1992) postula que a pluma de Tristão da Cunha teria exercido o papel central nesta ruptura, através do soerguimento e enfraquecimento da litosfera continental, precipitando o intenso episódio vulcânico básico, há cerca de 133 Ma, e levando, poucos milhões de anos após, provavelmente por volta de 128 Ma, ao início quase que simultâneo do espalhamento oceânico ao longo do braço sul da Cadeia Meso-Atlântica. Alternativamente, TURNER *et al.* (1994), em modelo que parece melhor explicar a extensão em área dos derrames Serra Geral-Etendeka e os valores de β, consideram que o magmatismo teria

ocorrido continuamente entre 137 e 128 Ma, com início da formação de crosta oceânica do proto-Atlântico há cerca de 132 Ma, na borda sul do continente africano, e migrando para norte, há cerca de 126 Ma, nas latitudes da Bacia do Paraná. Neste último trabalho, os autores argumentam que o magma seria inicialmente derivado do manto litosférico, enquanto que as manifestações tardias mostrariam maior contribuição astenosférica.

Nesse novo quadro tectônico, a porção sudeste do Brasil passa a responder, sucessivamente, aos efeitos da carga representada pelas rochas basálticas - até 1.7 km de espessura (ALMEIDA 1986), pelo menos 1,6 X 10^6 km^2 de área, a julgar pela extensão atualmente preservada (*v.g.* RENNE *et al.* 1992), e volume da ordem de 7,9 X 10^5 km^3 (EYLES & EYLES 1993) - à subsidência termal e, posteriormente, ao deslocamento da Placa Sul Americana e sua interação com a Placa de Nazca a oeste.

O contexto então existente, de bacia intracratônica (Bacia do Paraná), é cambiado, cedendo lugar para novos tipos de acumulações sedimentares, por vezes extensas, mas de durações relativamente mais efêmeras, em resposta ao novo quadro tectônico.

1.2 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo a caracterização, em linhas gerais, dos processos tectônicos geradores e deformadores dos depósitos sedimentares de idade pós-gondvânica da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas adjacentes. A área de estudo, representada na figura 1 em relação ao quadro geológico regional, pode ser definida aproximadamente por um polígono delimitado pelas cidades de Cananéia, Ourinhos, Marília, Cafelândia, SP, Poços de Caldas, MG, e Niterói, RJ.

O estudo restringe-se à área continental emersa. Foram selecionados alguns depósitos para análise quanto ao seu arcabouço, tectonismo gerador e tectonismo deformador, sem perder de vista o seu arranjo espacial, a evolução do embaciamento e o seu preenchimento sedimentar (por vezes vulcano-sedimentar). A seleção foi efetuada principalmente em função da idade, de modo a se tentar obter registros suficientemente contínuos para a adequada caracterização da evolução dos campos de esforços, procurando-se, na medida do possível, oferecer interpretações quanto aos mecanismos que os originaram, e sua relação com a geração-deformação das acumulações sedimentares.

1.3 Justificativas

A escolha deste tema está diretamente relacionada com a linha de pesquisa na qual o autor vem desenvolvendo seus projetos, já há mais de uma década. O tema e sua abrangência geográfica, além de permitirem a integração dos estudos realizados pelo autor, favorecem seu confronto, discussão e complementação com o já considerável acervo bibliográfico existente. Adicionalmente, traduz sua preocupação em oferecer subsídios geológicos para áreas com atividade humana intensa e diversificada.

1.4 As fontes de informações e os métodos empregados

O trabalho está alicerçado basicamente em quatro fontes de informações, compreendendo: a) as publicações do autor; b) um considerável volume de dados ainda inéditos, coligidos durante projetos individuais ou com a colaboração de outros pesquisadores, alunos estagiários, bolsistas de iniciação científica e pós-graduandos; c) a documentação bibliográfica e

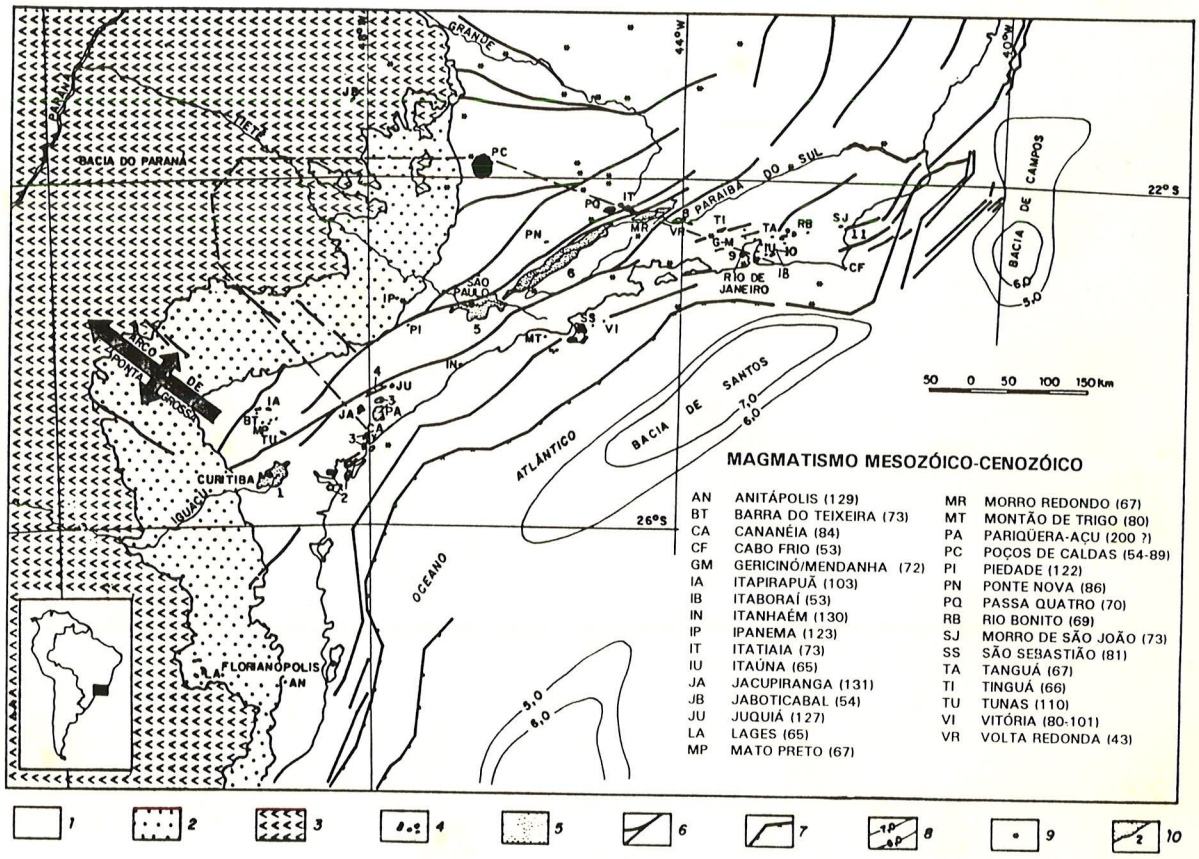

Figura 1. A área de estudo (polígono tracejado) e o quadro geológico e tectônico regional. Ilustração adaptada de MELO *et al.* (1985b), RICCOMINI (1989) e RICCOMINI & COIMBRA (1992). 1. substrato pré-cambriano; 2. sedimentos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná; 3. rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, em parte recobertas por sedimentos e, nesses últimos, algumas intercalações de lavas alcalinas; 4. maciços de rochas alcalinas mesozóico-cenozóicas (ver quadro no interior da figura; idades em Ma entre parênteses); 5. sedimentos terciários; 6. zonas de cisalhamento relacionadas ao Ciclo Brasiliano/Pan-Africano, em parte reativadas pelo menos durante o Mesozóico e Cenozóico; 7. zonas de flexura; 8. isópacas, em quilômetros, dos sedimentos das bacias costeiras; 9. epicentros de terremotos; 10. bacias terciárias integrantes do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (1-Bacia de Curitiba; 2-Formação Alexandra, e *Graben* de Guaraqueçaba; 3-Formação Pariquera-Açu; 4-*Graben* de Sete Barras; 5-Bacia de São Paulo; 6-Bacia de Taubaté; 7-Bacia de Resende; 8-Bacia de Volta Redonda e *Graben* de Casa de Pedra; 9-*Graben* da Guanabara; 10-Bacia de Itaboraí; 11-*Graben* de Barra de São João).

cartográfica existente; e d) os levantamentos geológicos de campo, em áreas selecionadas, realizados especificamente para o presente estudo.

Para a Bacia do Paraná foi adotada como referência a carta estratigráfica elaborada pela Petrobrás (FEIJÓ 1994), com pequenas modificações.

Os trabalhos em áreas selecionadas buscaram complementar o quadro obtido com a análise dos dados prévios existentes. Estiveram voltados ao levantamento de dados estruturais, com o constante cuidado de procurar separar as deformações de diferentes gerações, como também estabelecer suas relações com a sedimentação.

Dado o caráter descontínuo do registro sedimentar, tanto em termos geográficos como principalmente cronológicos, procurou-se cobrir as lacunas existentes com a análise das estruturas em rochas ígneas de diferentes naturezas, as quais, relativamente bem datadas, proporcionaram informações essenciais para a definição dos paleocampos de tensões e sua evolução durante o Cretáceo e Terciário. Assim, pode-se obter informações suficientemente contínuas no tempo, que permitiram estabelecer um modelo inicial, dentro do enfoque proposto.

Os dados estruturais obtidos foram tratados valendo-se dos programas computacionais ARTG50, desenvolvido pelo Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A., e QUICKPLOT, desenvolvido por VAN EVERDINGEN & VAN GOOL (1990). Todos os diagramas estruturais apresentados correspondem à rede de Schmidt-Lambert, tendo como referência a semi-esfera inferior.

Os levantamentos de campo foram complementados com a realização de análises sedimentológicas, mineralógicas, petrográficas e geocronológicas. Os métodos mais específicos estão descritos ao longo do texto.

As referências às localidades estudadas, em sua grande maioria, são efetuadas em coordenadas UTM, obtidas com auxílio de GPS (Ensigne, Trimble/Navigation).

1.5 Agradecimentos

Inicialmente, para não cometer o injusto ato do esquecimento, o autor expressa seus mais sinceros agradecimentos a todos aqueles que, de alguma maneira, contribuíram para a realização deste trabalho. Em particular, o autor agradece as seguintes pessoas: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra, pelo constante estímulo, possibilidade de desenvolvimento de pesquisas conjuntas e, sobretudo, a amizade que tem desfrutado há quase quinze anos; Profs. Drs. Gilberto Amaral e Setembrino Petri, orientadores, pela formação e estímulo oferecidos durante a fase inicial de sua vida acadêmica; geóloga Lucy Gomes Sant'Anna, pelo constante apoio e inestimável auxílio nas etapas conclusivas deste trabalho; Profs. Drs. Kenitiro Suguio e Thomas R. Fairchild, colegas de departamento, pelas discussões e oportunidade de trabalho conjunto no campo; orientados e ex-orientados, em particular os colegas Fernando Mancini, Elizete D. Salvador, Marlei A. C. Chamani e Alexandre P. Vassiliou, pelo grande auxílio recebido nos diferentes projetos que resultaram neste trabalho; Claudio L. Mello, Luiz Alberto Fernandes, Jorge Hachiro, Alcina M. F. Barreto e Sérgio K. Rodriguez pela decisiva contribuição na execução de partes desta empreitada; Profa. Dra. Marta S. M. Mantovani, pelo incentivo e discussões; Profs. Drs. Benjamin B. B. Neves e Jorge Kazuo Yamamoto pelo apoio e discussões; Profs. Drs. Vicente A. V. Girardi, Diretor, e Georg R. Sadowski, Vice-Diretor do IG-USP, pelo suporte institucional; Sra. Maria Lúcia B. Cicconi, pelo suporte administrativo, equipe da gráfica do IG-USP, chefiada pelo Sr. Dalton Machado de Souza, pela confecção dos volumes deste

trabalho; e Sr. Jaime de Souza Marcos, pelo apoio na execução dos serviços fotográficos.

Aos colegas A. M. Coimbra e L. A. Fernandes o autor externa seus agradecimentos pela cessão de figuras ainda inéditas.

Finalmente, o autor manifesta seus agradecimentos à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de auxílios que viabilizaram a execução do presente trabalho.

2 O TECTONISMO PRECURSOR

2.1 Considerações gerais

Embora ZALÁN *et al.* (1991) considerem o Permiano Superior como uma época de quiescência tectônica e apontem os reflexos do primeiro soerguimento do Arco de Ponta Grossa, atribuídos ao Triássico Superior a Jurássico Inferior, como os movimentos iniciais relacionados à ruptura do Gondvana, vem sendo crescente o número de referências sobre a existência de tectonismo sinsedimentar de idade permo-triássica na Bacia do Paraná (*v.g.* BISCHOFF 1957, FULFARO 1970, SOARES 1991), considerados como prováveis indícios precursores desta fragmentação.

O vestígio mais antigo talvez possa ser remontado ao final da sedimentação da Formação Irati. A mudança abrupta de folhelhos pretos desta formação, para arenitos e siltitos basais da Formação Serra Alta, caracteriza a existência de disconformidade entre essas unidades, sendo bem reconhecida na porção nordeste da Bacia do Paraná (SOARES & LANDIM 1973, SOARES 1991).

Na região do Domo de Pitanga, nos arredores de Ipeúna, SP, as pedreiras onde são lavrados os calcários da Formação Assistência do Subgrupo Irati (HACHIRO *et al.* 1993a) permitem a observação de conspícua descontinuidade entre esta unidade e os siltitos da Formação Corumbataí sobreposta. Em uma dessas extrações, pode-se verificar que a erosão pré-Corumbataí promoveu a remoção local de pelo menos 10 pares rítmicos folhelhos-carbonatos (Figs. 2 e 3).

Segundo HACHIRO & COIMBRA (1993), o caráter rítmico dos calcários e folhelhos das parasseqüências da Formação Assistência estaria relacionado à sedimentação cíclica, com influência astronômica. Por

correlação com os Ciclos de Milankovitch, estabeleceram um tempo mínimo de 2 Ma para a deposição desta unidade, sendo que cada par rítmico folhelho-carbonato teria sido acumulado em aproximadamente 21 Ka.

Dessa maneira, a erosão pré-Corumbataí teria removido um registro mínimo de 210 Ka do topo da Formação Assistência. O arranjo espacial desta discordância sugere que a erosão foi ocasionada pelo basculamento do pacote Assistência no rumo W-NW, compatível portanto com um soerguimento da atual porção leste-sudeste do Estado de São Paulo.

2.2 Evidências diretas

A primeira evidência direta de tectonismo sinsedimentar no Permiano Superior da Bacia do Paraná foi apresentada por RICCOMINI *et al.* (1992), ao descreverem diques clásticos presentes em sedimentos da Formação Corumbataí, considerados como resultantes de abalos sísmicos durante os estágios precursores da ruptura continental. Em estudos posteriores, CHAMANI *et al.* (1992) estenderam esta interpretação para deformações presentes em depósitos arenosos da Formação Pirambóia e FERNANDES & COIMBRA (1993) para sedimentos pelítico-psamíticos com estruturas convolucionadas da formação Rio do Rasto e, indiretamente, para tempestitos da FormaçãoTeresina.

Em todos esses casos, as feições foram relacionadas à liqüefação de sedimentos inconsolidados. Tal processo ocorre com o sedimento encharcado, sob a ação direta do lençol freático, sendo um fenômeno comumente descrito em terremotos de média a grande intensidade ($m_b > 5.0$). Um exemplo clássico é aquele da série de abalos sísmicos ocorridos no início do século XIX em New Madrid, Missouri, EUA (*v.g.* OBERMEIER *et al.* 1990).

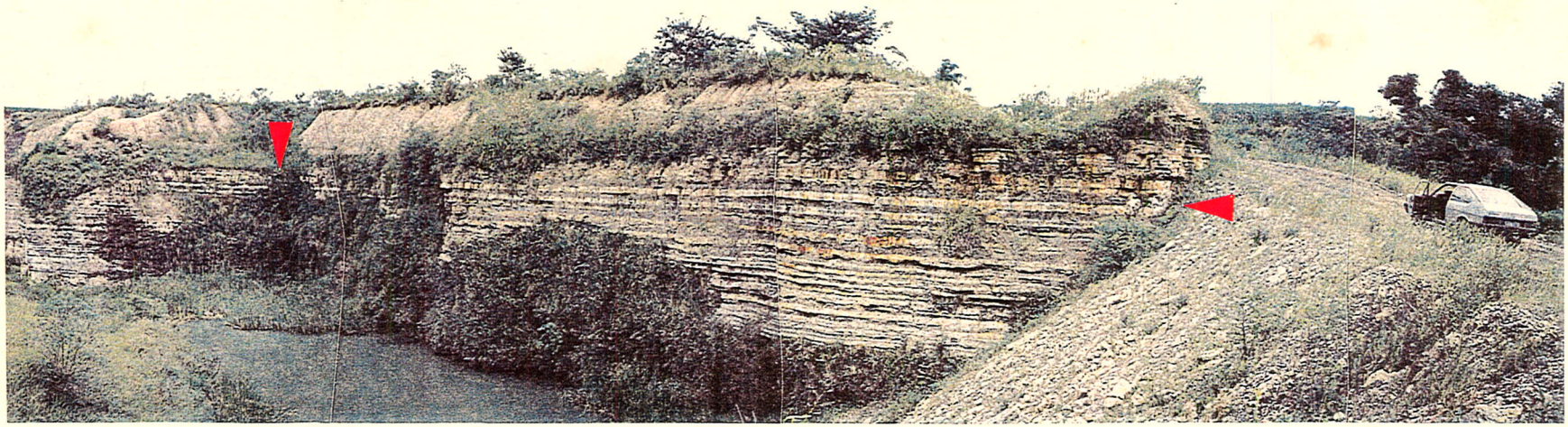

Figura 2 (acima). Vista geral da discordância entre as formações Assistência e Corumbataí exposta em pedreira nos arredores de Ipeúna, SP (coordenadas UTM 220,9 km E, 7.517,8 km N, visada para sul). A seta da esquerda assinala o contato entre os pares folhelho-carbonato da Formação Assistência, abaixo, e os siltitos da Formação Corumbataí, acima. Seguindo-se a mesma camada de calcário até a seta da direita, pode ser observada a subida da discordância e a existência de pelo menos dez pares poupados da erosão.

Figura 3 (ao lado). Continuidade da mesma exposição, para o lado esquerdo da foto da figura 2. Da seta situada à esquerda da foto para a da direita pode ser observada a gradual remoção de três pares folhelho-carbonato.

Segundo ALLEN (1984), o mecanismo gerador da liqüefação é a ação repetida de uma carga, periodicamente reversível, induzida pela atividade de ondas sísmicas. As feições observadas com mais freqüência são diques e *sills* clásticos, *sand blows*, "vulcões de areia", e deformações em estratos e lâminas, para as quais vem sendo empregado o termo sismito (*v.g.* SEILACHER 1969, VITTORI *et al.* 1991).

2.2.1 Formação Corumbataí

Nas vizinhanças de Santa Luzia e Recreio, Município de Charqueada, SP, em siltitos e argilitos de ambiente de planície de maré da porção média a superior da Formação Corumbataí, Permiano Superior, RICCOMINI *et al.* (1992) descreveram enxame de diques clásticos de areia fina (Fig. 4), com espessuras variando entre 15 e 40 cm, ocorrendo ramificações de alguns diques rumo ao topo (Fig. 5). Dobras de arrasto presentes nos sedimentos encaixantes demonstram um mecanismo de injeção forçada, de baixo para cima. Ocorrem ainda massas irregulares de areia, com até 70 cm de diâmetro, interpretadas pelos autores como *vents* de vulcões de areia.

As características desses diques apontam a liqüefação induzida por abalos sísmicos como a hipótese mais plausível para a sua gênese.

A análise da orientação preferencial de pouco mais de 70 diques, distribuídos em diferentes níveis do afloramento da figura 4, permitiu constatar que eles constituem duas famílias ortogonais entre si, com franco predomínio de uma delas na direção NE-SW (Fig. 6), padrão este também verificado em outras localidades da região (Fig. 7). Tal distribuição indica uma direção de extensão segundo NW-SE, compatível com os primeiros esforços da ruptura do Gondvana, estando estes provavelmente relacionados à reativação de estruturas antigas do substrato da bacia.

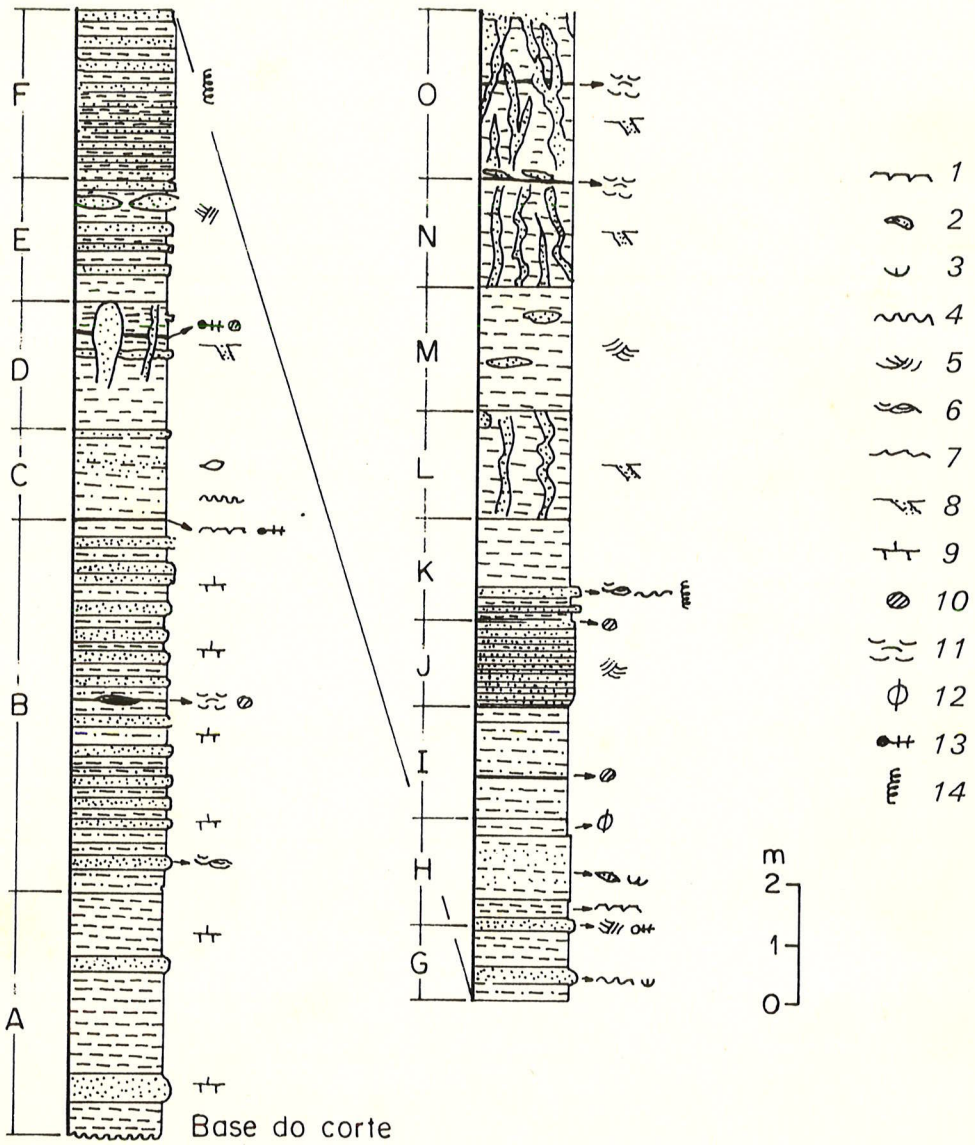

Figura 4. Seção colunar de afloramento da Formação Corumbataí, situado na Rodovia SP-308, arredores de Santa Luzia, Município de Charqueada (221,0 km E, 7.500,2 km N), com destaque para os diques clásticos presentes nos intervalos *D*, *L*, *N*, e *O*. Notar a presença de níveis de coquina nos intervalos superiores (*N* e *O*) com diques clásticos. As texturas tracejada, traço e ponto, e pontilhada representam, respectivamente, argilitos, siltitos e arenitos finos. 1. gretas de contração; 2. estrutura *linsen*; 3. estrutura *flaser*; 4. estrutura ondulada (*wavy*); 5. *climbing ripples*; 6. estratificação truncada por ondas; 7. marcas onduladas; 8. diques clásticos; 9. cimentação carbonática; 10. nódulos de sílex; 11. coquina; 12. impressões vegetais; 13. restos de animais (peixes, conchostráceos e bivalves); 14. icnofósseis.

Figura 5. Diques clásticos do intervalo *O* da figura 4. Notar o paralelismo entre os diques, as ramificações rumo ao topo, bem como a presença de lentes de areia (proximidade do martelo), prováveis alimentadoras dos diques.

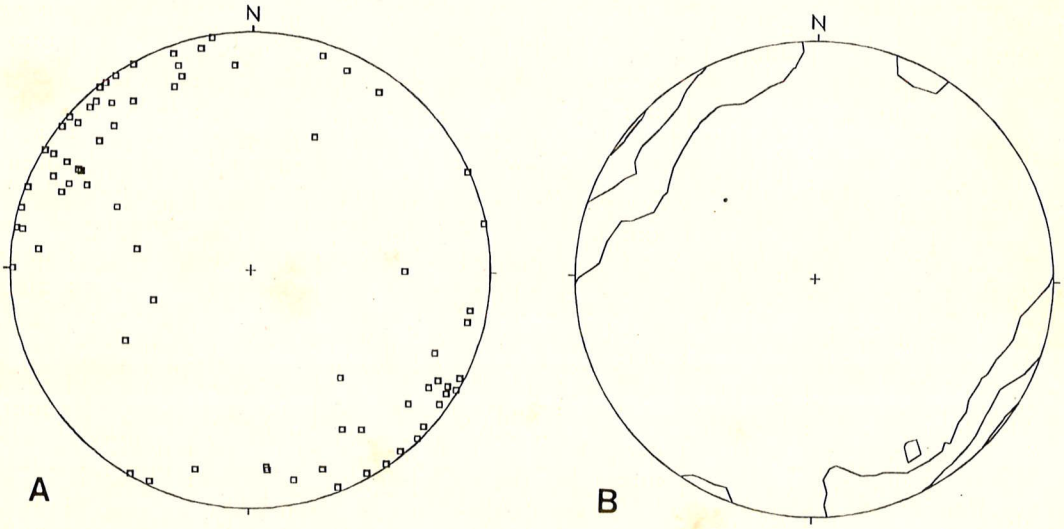

Figura 6. Pólos das orientações (A) e diagrama de isofreqüência (B) para os diques clásticos da localidade das figuras 4 e 5 (78 dados; curvas de isofreqüência, a partir do centro, de 2, 6 e 10%). Notar a predominância das orientações segundo NE.

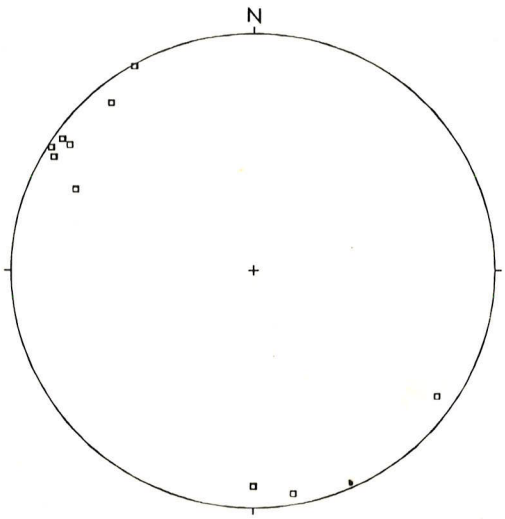

Figura 7. Pólos das orientações de diques clásticos (10 dados). Corte no antigo ramal ferroviário interligando Paraisolância e Recreio, cerca de 3,5 km ao norte de Recreio (222,2 km E, 7.503,4 km N).

Nota-se também a estreita associação entre níveis de sismitos e de coquina. Nos arredores de Rio Claro, SP, SIMÕES *et al.* (1994) interpretaram como tempestitos camadas de conchas ou coquinas da Formação Corumbataí. A relação verificada no afloramento da figura 4 demonstra a provável origem sísmica para as tempestades formadoras destes depósitos.

2.2.2 Formação Teresina

FERNANDES & COIMBRA (1993) apontam origem sísmica para alguns depósitos de tempestitos da Formação Teresina, compreendendo o estrato lenticular de até 3 m de espessura de calcário oolítico com *hummocky c.s.* da Pedra Velha de Taguaí, SP, níveis centimétricos de coquinas do trevo de

Fartura, SP (Rodovia Engenheiro Tomás Magalhães), além de vários níveis decimétricos de coquinas observados na rodovia que liga a BR-153 a Joaquim Távora, PR.

2.2.3 Formação Rio do Rasto

Na região de Jacarezinho e Santo Antonio da Platina, PR, em sedimentos do Membro Serrinha, porção superior da Formação Rio do Rasto (Permiano Superior a Triássico), FERNANDES & COIMBRA (1993) descreveram camada de espessura decimétrica apresentando estratificação contorcida, semelhante a parte superior de "taças de conhaque", separada por condutos verticais, interpretados como zonas de ascensão de fluidos. A camada deformada está intercalada em estratos subhorizontais sem quaisquer deformações, tendo sido interpretada como sismito. Os autores atribuem ainda causas sísmicas para níveis de coquinas e lentes arenosas e oolíticas aí presentes.

Dignos de nota são ainda os diques clásticos observados na porção superior da Formação Rio do Rasto na região de Lages, SC (M. A. C. Chamani, comunicação pessoal).

2.2.4 Formação Pirambóia

Ainda na região compreendida entre Charqueada e Rio Claro, SP, CHAMANI *et al.* (1992) observaram exposições de arenitos de dunas eólicas da porção inferior da Formação Pirambóia, distantes 8 km entre si, mostrando pelo menos dois níveis, o inferior com espessura decimétrica e o superior com espessura métrica, com estratificação/laminação contorcida, desenhando dobras irregulares, de amplitude centimétrica a decimétrica, e camadas freqüentemente rompidas. Segundo os autores, os dobramentos não exibem

padrão definido, com caimentos de superfícies axiais em diferentes direções. As camadas deformadas, intercaladas em níveis com estratificações cruzadas de grande porte, apresentam grande persistência lateral nos afloramentos estudados.

Outras feições observadas pelos autores são: a) falhas com arranjo em dominó e rejeitos decimétricos, situadas na porção superior da camada deformada, exibindo mergulhos em rumos opostos ao desta; b) falhas transcorrentes dextrais com rejeitos centimétricos e estruturas-em-flor negativas associadas, cujas terminações superiores coincidem por vezes com a base dos níveis perturbados; e c) injeções de areia, presumivelmente tubulares, com diâmetro centimétrico e extensão decimétrica, às quais associam-se estruturas de colapso de porte decimétrico.

Segundo CHAMANI *et al.* (1992), as camadas deformadas da Formação Pirambóia sugerem para sua origem efeitos de liqüefação de areias eólicas encharcadas, com expulsão ascendente de água, acompanhada de possível injeção de areia nas camadas sobrepostas e colapso destas por perda de sustentação. As falhas em dominó de pequenas dimensões, geradas por cisalhamento rotacional, representariam estruturas ligadas a colapso de dunas, decorrente da liqüefação (HOROWITZ 1982). O volume de material envolvido, sua persistência lateral e distribuição em área sugerem um abalo sísmico como a hipótese mais provável para sua gênese (COJAN & THIRY 1992).

2.3 Considerações sobre a paleossismicidade do permo-triássico na Bacia do Paraná

Tendo em vista a distribuição geográfica dessas ocorrências de sismitos ao longo do flanco leste da Bacia do Paraná, desde São Paulo até

Santa Catarina, a posição estratigráfica definida, o relativo confinamento cronológico ao Permo-Triássico, bem como a existência de passagens transicionais entre as unidades Teresina, Rio do Rasto e Corumbataí para a Formação Pirambóia (*v.g.* VIEIRA 1973, VIEIRA & MAINGUÉ 1973, CPRM 1980, COIMBRA & RICCOMINI 1984, RICCOMINI *et al.* 1984, MATOS 1995), é provável que todas elas tenham coexistido em um mesmo cenário paleogeográfico, assinalando a existência de abalos sísmicos expressivos, relacionados aos esforços precursores da ruptura do Gondvana, no sudeste e sul do Brasil.

Como já apontado por CHAMANI *et al.* (1992) para o Estado de São Paulo e FERNANDES & COIMBRA (1993) para a região fronteiriça entre São Paulo e Paraná, os sismitos distribuem-se em níveis provavelmente correlacionáveis por dezenas de quilômetros, podendo ser utilizados como marcos cronoestratigráficos da passagem permo-triássica. A verificação da ocorrência destas feições em Santa Catarina abre a perspectiva de correlação em nível regional.

3 O MAGMATISMO E O CAMPO DE ESFORÇOS DO CRETÁCEO INFERIOR

3.1 Relações estratigráficas do magmatismo Serra Geral

Segundo MORAES REGO (1932, p. 86): *"em S. Paulo, durante a época da serie de S. Bento, as erupções se distribuem maiormente segundo três idades, as quais correspondem a três niveis, nos quais são particularmente abundantes os lençóes"*. Referindo-se aos conjuntos de *"lençóes"* como *trapp*, prossegue (p. 87): *"Em S. Paulo, o trapp mais antigo está colocado bastante acima do contácto entre as series Passa Dois e de S. Bento. Essa posição do trapp inferior cria divisão entre os arenitos que constituem a serie. Os que estão abaixo do trapp mais antigo, naturalmente acima da serie Passa Dois, recebem a denominação Piramboia. Os demais, superiores, que se intercalam aos trapps, têm o nome de arenitos de Botucatú"*.

De fato, em várias seções examinadas ao longo da borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo é nítida a ocorrência de mais de um pacote de derrames.

Na Serra de Botucatu, SOARES (1975) verificou a presença de 65 m de areias eólicas da Formação Botucatu depositadas após o início do vulcanismo, embora tenha incluído também nesta unidade uma seção de pouco mais de 50 m de arenitos eólicos sotopostos à lava e diretamente sobrepostos à Formação Pirambóia. Com a caracterização de depósitos eólicos na Formação Pirambóia (CAETANO-CHANG *et al.* 1991, CAETANO-CHANG & WU 1992, MATOS 1995), esta seção subjacente aos derrames inferiores poderia ser totalmente enfeixada nesta unidade.

Na região de Piraju-Fartura (CPRM 1980) e na Serra de Itaqueri (COIMBRA & RICCOMINI, em preparação, Fig. 8) foram reconhecidos e

Figura 8. Vista geral (acima, foto de Martim Afonso de Souza e Sérgio Lúcio Tôrres) e detalhe (ao lado, foto de Sérgio Trentini Magalhães e William Sallun Filho) do contato entre os arenitos da Formação Botucatu sobre o primeiro conjunto de derrames da Formação Serra Geral. Corte na subida da Serra de Itaqueri, partindo de Charqueada, SP (coordenadas UTM 214 km E, 7.514 km N).

cartografados dois conjuntos de derrames. O inferior, que freqüentemente vem sendo interpretado como *sill*, tanto a nível local (*v.g.* FULFARO *et al.* 1967, WERNICK & EBERT 1967, FULFARO 1970) como regional (*v.g.* BISTRICHI *et al.* 1981), encontra-se alojado entre os arenitos eólicos das formações Pirambóia e Botucatu. O superior, comumente reconhecido como derrame, capeia esta última unidade, nele sendo freqüentes as intercalações de arenitos intertrapianos.

A estratigrafia observada é, portanto, aquela estabelecida por MORAES REGO (1932), com a diferença de que o pacote arenoso intercalado entre o que este autor considerava como o segundo e o terceiro *trapp*, por ele referido como "Arenitos de Botucatu", é aqui considerado como intertrapiano do conjunto superior de derrames.

Para as localidades mencionadas, não se dispõe ainda de determinações geocronológicas de alta precisão, como as obtidas pelo método ^{40}Ar-^{39}Ar em outras porções da Formação Serra Geral (*v.g.* RENNE *et al.* 1992, TURNER *et al.* 1994). A realização destas é uma meta futura que, sem duvida, poderá melhor estabelecer a duração do magmatismo e suas relações com os paleodesertos de então.

As determinações geocronológicas efetuadas por RENNE *et al.* (1992), em combinação com os dados paleomagnéticos existentes (ERNESTO & PACCA 1988), levaram os autores a considerarem que o magmatismo teria se iniciado há 133±1 Ma e durado menos de 1 Ma.

De outro lado, em trabalho recente, TURNER *et al.* (1994) obtiveram maior dispersão para as idades dos derrames, que teriam ocorrido num intervalo de 10 Ma, entre 137 e 127 Ma. Segundo os autores, o vulcanismo, estimulado pela pluma de Tristão da Cunha, teria início há 137 Ma na região que hoje corresponde à intersecção do eixo principal da bacia com o Arco de Ponta Grossa (Fig. 9). Descontinuidades preexistentes, como aquelas delineadas por QUINTAS (1995), em posição paralela ao Rio Paraná, no

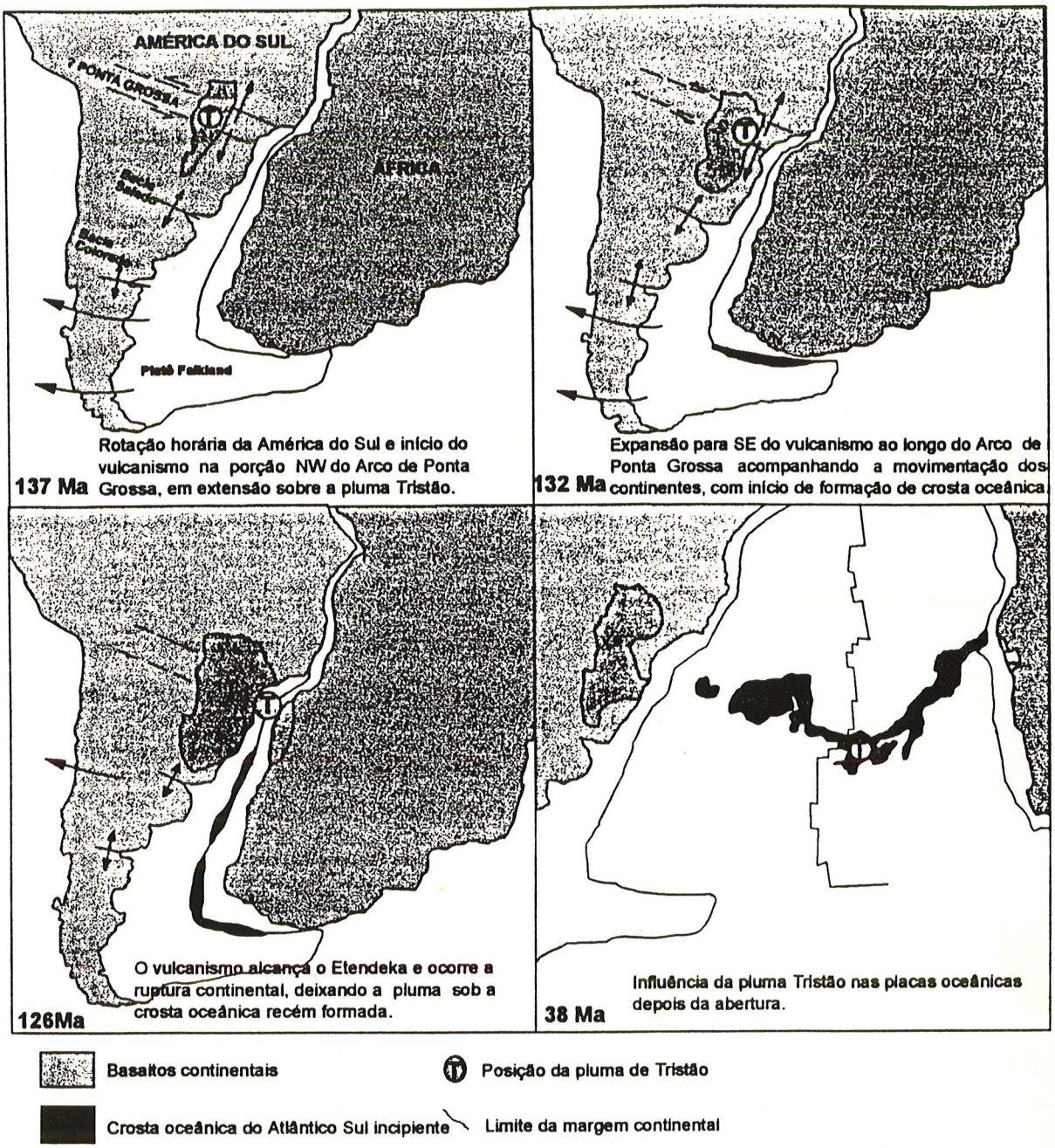

Figura 9. Evolução do vulcanismo Serra Geral - Etendeka (segundo TURNER *et al.* 1994, adaptado por QUINTAS 1995).

trecho entre o Pontal do Paranapanema e Guaíra (Fig. 10), teriam sido sítios de propagação dos dutos do magmatismo, como indicado pela localização dos *sills* entre os sedimentos da bacia. Com a movimentação dos continentes sobre a pluma, o vulcanismo migra para sudeste, ao longo do Arco de Ponta Grossa, ao mesmo tempo em que se inicia a formação de crosta oceânica na borda sul da África (~132 Ma, Fig. 9). Por volta de 126 Ma o vulcanismo atinge Etendeka, à medida em que ocorre a ruptura continental nesta latitude, ficando a pluma de Tristão da Cunha alojada na crosta oceânica então formada.

Os diques do Arco de Ponta Grossa estariam relacionados apenas às efusivas da porção norte da Bacia do Paraná, seccionando os derrames mais antigos e atuando provavelmente como condutos de vulcânicas estratóides, que teriam sido espalhadas nesta porção norte, na direção da margem continental atual, sendo posteriormente erodidas (PICCIRILO *et al.* 1989). TURNER *et al.* (1994) obtiveram idades entre 134 e 130 Ma para os diques do Arco de Ponta Grossa e entre 133 e 129 Ma para aqueles paralelos à costa, da porção leste do Estado de São Paulo.

As amostras de superfície datadas referem-se quase que exclusivamente a lavas que capeiam a Formação Botucatu. Entretanto, TURNER *et al.* (1994) dataram um testemunho basal de vulcânica da sondagem de Cuiabá Paulista, situado a 1902 m abaixo da superfície, o qual, em combinação com determinação em amostra obtida em aforamento próximo, indica uma variação entre 137 e 128 Ma da base para o topo da coluna de derrames.

De maneira especulativa, no caso dos derrames inferiores, localizados na interface Pirambóia-Botucatu, serem resultantes das manifestações iniciais do vulcanismo, há cerca de 137 Ma, provenientes portanto de oeste-noroeste, e aqueles localizados acima do Botucatu estarem associados às manifestações de 132 Ma, da região do Arco de Ponta Grossa, ter-se-ía um intervalo de

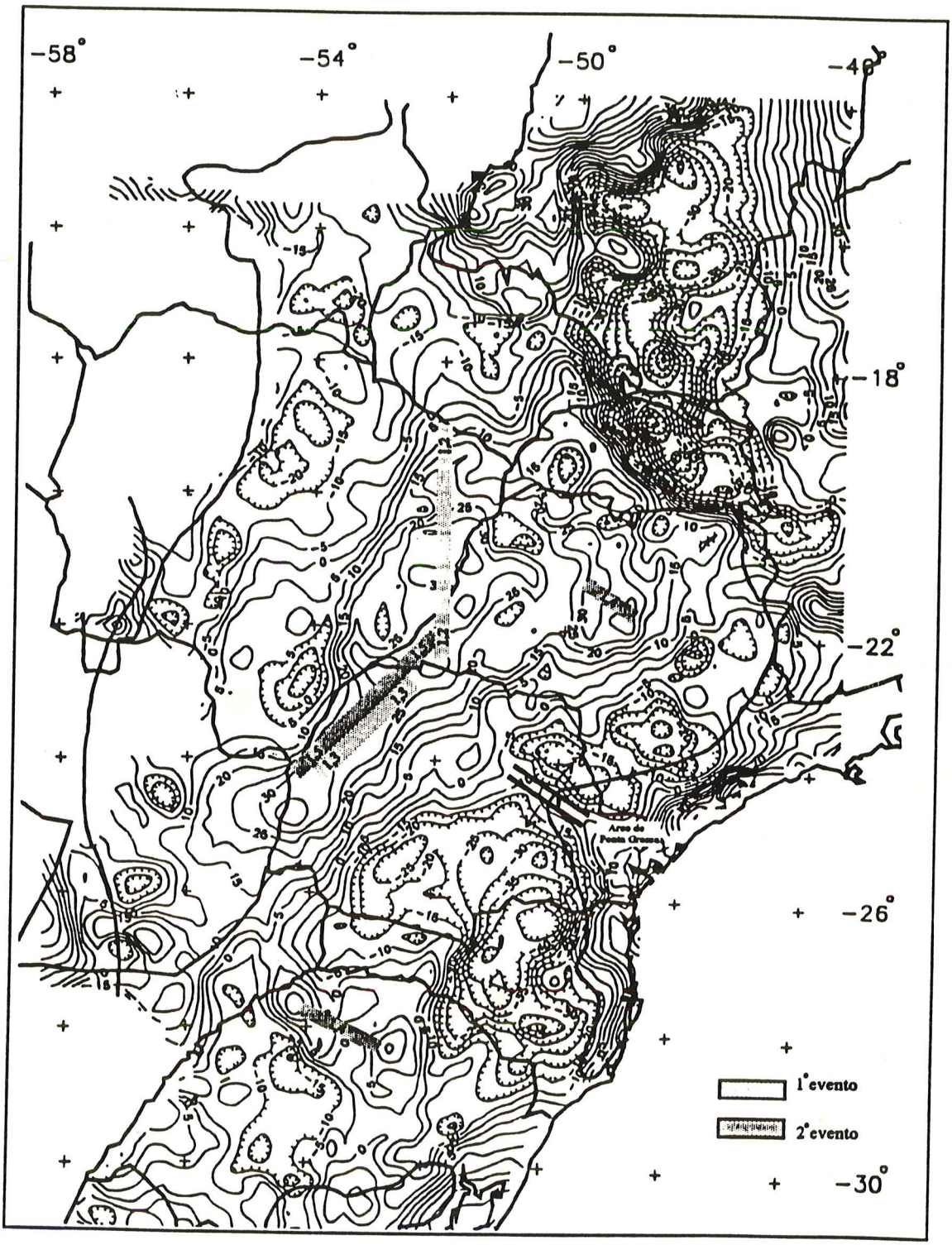

Figura 10. Mapa de resíduo de anomalia gravimétrica com a indicação da faixa de maiores atenuações (segundo QUINTAS 1995). As barras assinalam as principais faixas de ocorrência de distensão no Ordoviciano (1º evento) e Carbonífero (2º evento), prováveis zonas de fraqueza posteriormente reativadas.

aproximadamente 5 Ma para o desenvolvimento do paleodeserto Botucatu, quase que inteiramente limitado ao Cretáceo Inferior.

Os dados geocronológicos existentes demonstram, portanto, que o magmatismo teve início no término do Jurássico e desenvolveu-se no Cretáceo Inferior. A presença de material piroclástico nos arenitos eólicos da Formação Botucatu (WASHBURNE 1930, ALMEIDA 1953, SOARES 1975, MORAES *et* al. 1982) atesta o sincronismo desta unidade com os episódios magmáticos.

Faltam, entretanto, indicações para o intervalo de tempo decorrido entre as atividades sísmicas do permo-triássico e o início do vulcanismo, no Jurássico Superior.

Segundo ALMEIDA (1980), entre o final do Permiano Superior e Triássico Inferior ou Médio, a Bacia do Paraná teria sofrido levantamento generalizado, marcado por processos tectônicos e erosivos extensivos. O paleocontinente Gondvana apresentou, então, um caráter de continentalização.

A sedimentação Pirambóia teve lugar nesse cenário de continentalização, podendo ter alcançado o Triássico Superior. De qualquer maneira, não se conhecem registros de sedimentação jurássica na porção continental emersa, provavelmente em decorrência da acentuação do processo ascensional pré-ruptura, que deve ter acarretado a não deposição ou erosão de materiais eventualmente depositados. O conglomerado existente na interface entre as formações Botucatu e Pirambóia, quando as vulcânicas estão ausentes (CPRM 1980, Fig. 11), poderia ser interpretado como superfície de deflação ou provável discordância equivalente a esse período.

Existem evidências sedimentares nas bacias marginais do sul do Brasil de que o tectonismo extensional tenha se iniciado há 140 Ma, precedendo em cerca de 10 Ma a ruptura e a abertura oceânica (CHANG *et al.* 1992, TURNER

et al. 1994). Na porção emersa os primeiros registros sedimentares ocorrem a partir do Cretáceo Superior.

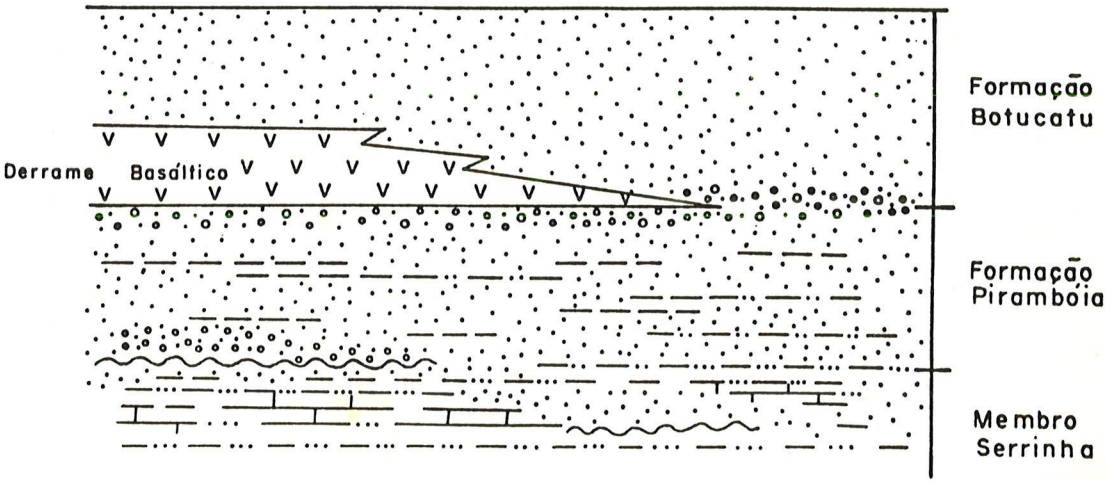

Figura 11. Relações de contato entre as formações Pirambóia, Serra Geral e Botucatu na região de Pirajú - Fartura, SP (segundo CPRM 1980).

3.2 O campo de esforços do Cretáceo Inferior

A direção NE das prováveis descontinuidades que serviram como dutos alimentadores das manifestações iniciais do vulcanismo (QUINTAS 1995), há cerca de 137 Ma, é sugestiva da existência de extensão segundo NW.

Os diques, por se alojarem ortogonalmente à direção de tensão principal mínima, $\sigma 3$, são excelentes indicadores dos esforços vigentes por por ocasião de suas colocações, com a ressalva de que não fornecem a posição das direções de tensões principais máxima, $\sigma 1$, e intermediária, $\sigma 2$. Em outras palavras, não permitem deduzir se foram colocados sob regime de cisalhamento puro ou não.

O enxame de diques do Arco de Ponta Grossa apresenta indivíduos com espessuras de até centenas de metros, como no caso do dique de Taguaí, e extensão superior a uma centena de quilômetros. Possui diques de direções francamente predominantes segundo NW, indicando direção de tensão principal mínima, $\sigma 3$, segundo NE.

A atividade tectônica mesozóica relacionada ao Arco de Ponta Grossa e seus alinhamentos magnéticos, entre os quais o de Guapiara, ocorreu entre 134 e 130 Ma (TURNER *et al.* 1994). Nesse intervalo de tempo, ou na maior parte dele, o Alinhamento de Guapiara comportou-se como uma zona de fissura com cerca de 600 km de extensão e 20 a 60 km de largura, onde ocorreu a intrusão de grande volume de magma basáltico, sob a forma de diques. Para esta porção crustal foram obtidos valores de afinamento de 14%, com ascensão máxima do manto de 5 km, e extensão mínima da ordem de 18%, já que o fraturamento rúptil teria sido precedido em certo grau por extensão dúctil, esta não estimada (FERREIRA *et al.* 1989). Esses valores de extensão e afinamento são da mesma ordem de grandeza e sugestivos da vigência de regime de cisalhamento praticamente puro, com $\sigma 3$ horizontal, orientado segundo NE-SW.

Na Baía de Guaratuba, PR, SOARES (1991) descreveu feições de dilatação em diques básicos de orientação NW, o que posicionaria $\sigma 1$ nesta direção e indicaria rotação horária de blocos durante a intrusão.

Adicionalmente, para a Mina de Carbonatito de Jacupiranga, situada na borda sudoeste do Alinhamento de Guapiara, o modelo estrutural estabelecido por HASUI *et al.* (1992), a partir da análise de descontinuidades desenvolvidas durante o resfriamento da chaminé alcalina e posteriormente reativadas, mostra deformação resultante da ação de um binário dextral, de orientação aproximada E-W, com $\sigma 1$ de direção NNW, $\sigma 3$ ENE e $\sigma 2$ vertical.

Considerando-se a idade de 131±3 Ma obtida para o Maciço de Jacupiranga (AMARAL 1978, RODEN *et al.* 1985), tardia ou ou até posterior

às intrusões de rochas básicas, se considerados os erros analíticos, a região pode ter passado para regime transcorrente dextral, mantida a direção NE-SW de extensão, mas com permutação entre $\sigma 1$ e $\sigma 2$.

O enxame de diques paralelos à costa da porção leste do Estado de São Paulo possui indivíduos com extensão de alguns quilômetros e espessura máxima da ordem de 100-150m. Suas idades variam entre 133 e 129 Ma, muito próximas àquelas dos diques do Arco de Ponta Grossa (TURNER *et al.* 1994). Encontram-se orientados segundo a direção principal N40-50E (DAMASCENO 1966, BASEI & VLACH 1981), indicando direção de tensão principal mínima, $\sigma 3$, segundo NW.

3.3 Contexto regional

Uma variante do modelo proposto por CHANG & KOWSMANN (1991) pode explicar adequadamente as direções dos esforços à nivel regional (Fig. 12).

Inicialmente, a extensão ao longo de estruturas de orientação NE, há cerca de 137 Ma, seria equivalente ao regime verificado na região atualmente ocupada pelas bacias marginais, onde o tectonismo precursor da abertura parece ter se iniciado há 140 Ma, no Jurássico Superior (CHANG *et al.* 1992).

Com a colocação dos enxames de diques do Arco de Ponta Grossa e daquele paralelo à costa (134-129 Ma), que no conjunto constituem uma junção tríplice, os esforços, que inicialmente foram essencialmente trativos, parecem estar relacionados ao afinamento crustal e extensão na região de um provável domo térmico.

Finalmente, o diacronismo constatado para a implantação do assoalho oceânico, mais antigo ao sul (127 Ma) e mais novo ao norte (113) da Cadeia São Paulo - Walvis (CHANG & KOWSMANN 1991), implicaria na existência de

movimentos diferenciais, favorecendo a implantação um binário dextral, com esforços compressivos subparalelos à direção NW do Arco de Ponta Grossa, coetâneos à intrusão de Jacupiranga e ao estágio final de colocação dos diques.

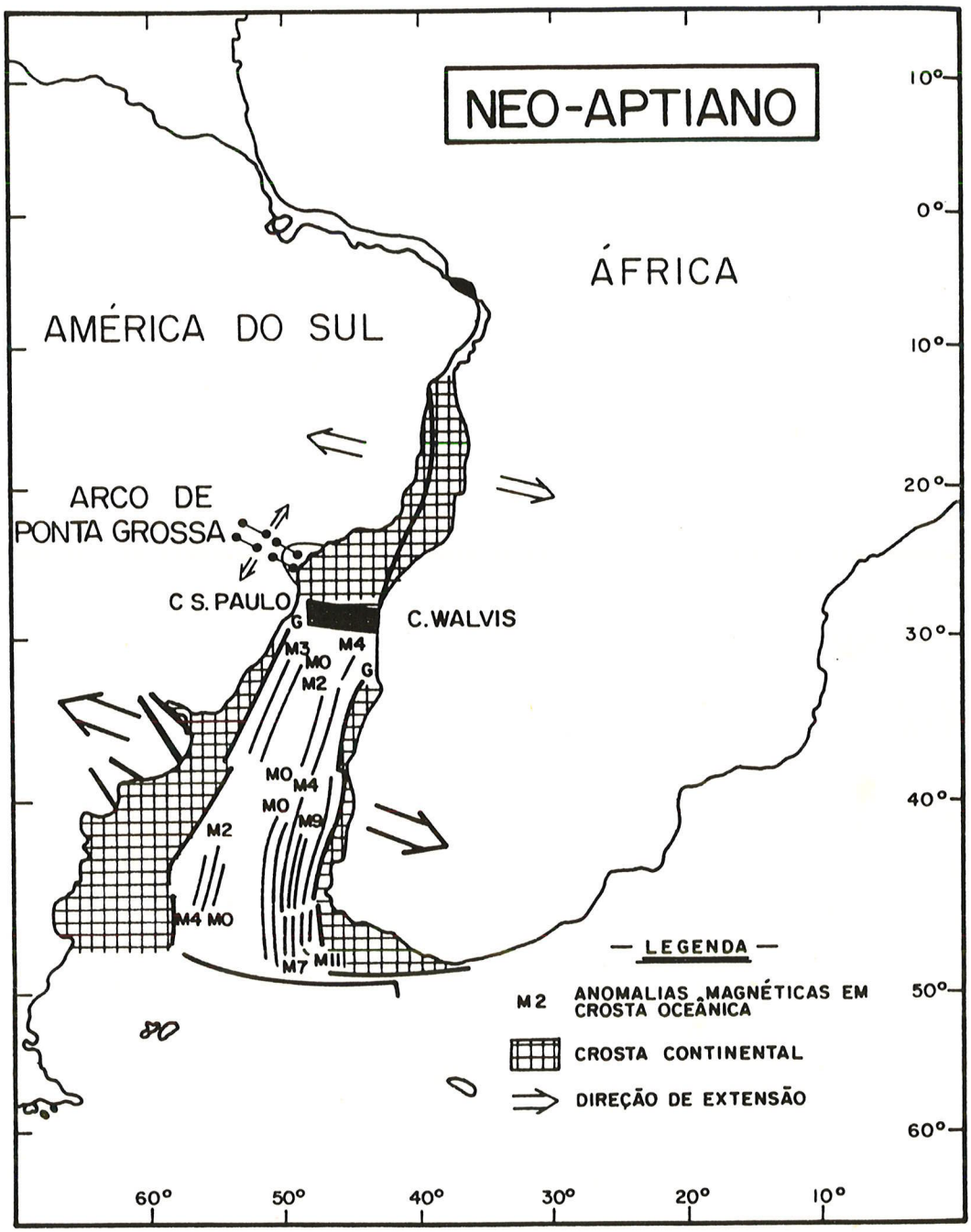

Figura 12. Modelo esquemático de abertura do Atlântico Sul durante o Neo-Aptiano (segundo CHANG & KOWSMAN 1991).

4 O TECTONISMO DO CRETÁCEO SUPERIOR

4.1 Considerações iniciais

Após o magmatismo Serra Geral, a ruptura do Gondvana e o início da abertura do Atlântico Sul, a região em estudo é submetida a regime tectônico diverso daquele experimentado durante a evolução da Bacia do Paraná. O magmatismo alcalino, cuja fase inicial, no Neocomiano, esteve relacionada ao vulcanismo Serra Geral, é reavivado no Aptiano-Eoceno, com dois máximos em torno de 87-80 e 70-60 Ma (ALMEIDA & MELO 1981), contemporâneos à sedimentação do Grupo Bauru (ALMEIDA 1986). Os focos magmáticos denotam caráter acentuadamente herdado de feições tectônicas pretéritas, localizando-se preferencialmente em estruturas soerguidas, marginais ou transversais às bordas da Bacia do Paraná, com poucos centros intrusivos no interior dela - como nos casos de Ipanema e Jaboticabal - mas não longe das suas bordas (ALMEIDA 1986).

A Bacia Bauru (FERNANDES 1992, COIMBRA & FERNANDES 1994) instala-se sobre a área de ocorrência dos derrames Serra Geral, com depocentro coincidente com a maior espessura da pilha vulcânica.

O advento do Ciclo Sul-Americano (KING 1956), no Cretáceo Superior a Paleógeno, impõe intensa erosão de amplitude regional. Na área em estudo ele é representado pela Superfície do Japi (ALMEIDA 1964), cujo desenvolvimento acarretou a destruição dos aparelhos vulcânicos mesozóicos e a exposição de diques e outras estruturas subvulcânicas (ALMEIDA 1986), preparando o cenário para as deformações que se seguiram, relacionadas à evolução da Serra do Mar (ALMEIDA 1976).

Esses processos tectônicos, magmáticos e sedimentares foram guiados por uma estruturação geral do Estado de São Paulo e regiões

vizinhas, estabelecida já a partir dos estágios finais do vulcanismo Serra Geral, sobretudo na área geográfica onde havia se desenvolvido a Bacia do Paraná.

4.2 O cenário posterior ao magmatismo Serra Geral

Na área geográfica da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo, são reconhecidos alinhamentos estruturais de direções WNW, NW e NNW, configurando um padrão em blocos romboidais. Eles foram atuantes na distribuição das unidades sedimentares (AMARAL 1977), dos focos de magmatismo alcalino e de altos estruturais (Fig. 13), feições essas evidentes mesmo numa observação inicial dos mapas geológicos do Estado de São Paulo em 1:1.000.000 (IGG 1974) e 1:500.000 (BISTRICHI *et al.* 1981).

O Alinhamento do Rio Paranapanema (FULFARO 1974) é pontilhado pelos altos estruturais de Jacarezinho (PR), Neblina, Jacu, Carlota Prenz, Rio Grande, Jacutinga e Guarda (SP), além de abrigar a intrusão de Ipanema e constituir a borda sudoeste da área de ocorrência dos sedimentos da Bacia Bauru no estado. O Alinhamento do Rio Moji-Guaçu (COIMBRA *et al.* 1981) engloba as intrusões de Jaboticabal, Ipanema, Varnhagem e Salto de Pirapora, os analcimitos de Aparecida do Monte Alto, Piranji e Taiúva, demarca a borda nordeste da Bacia Bauru e, nas proximidades de seu cruzamento com o Alinhamento Estrutural do Rio Tietê (COIMBRA *et al.* 1977), é sítio dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau d'Alho e Jibóia. Outros alinhamentos, aparentemente de menor expressão, podem também ser delineados, dentre estes, o de Ribeirão Preto - Campinas, que parece ter exercido certo controle na distribuição dos sedimentos rudáceos da região de Franca e Pedregulho e das soleiras de diabásio nas unidades paleozóicas, estas na área correspondente ao Soerguimento de Moji-Guaçu (HASUI *et al.* 1982), e o de

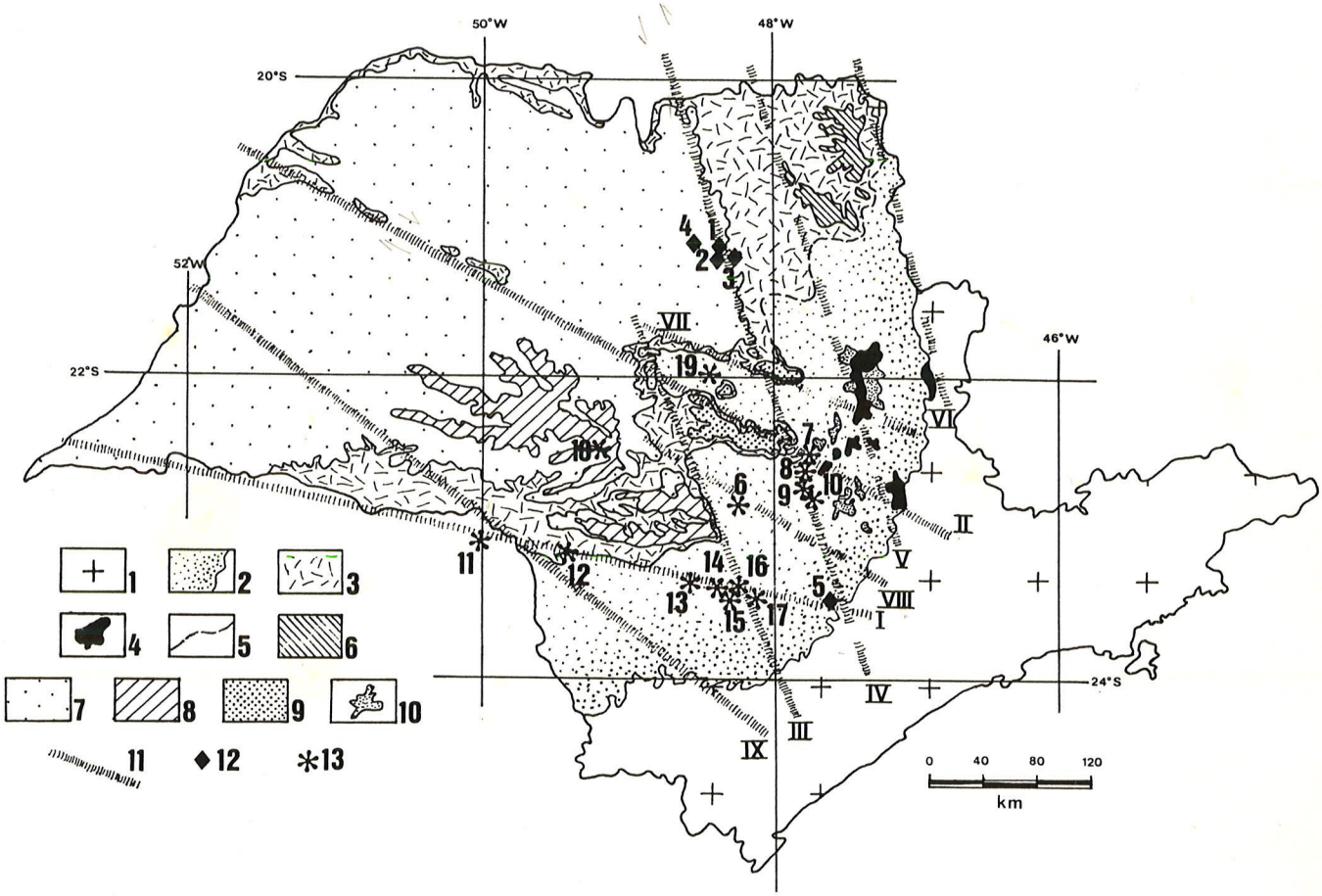

Figura 13. Principais alinhamentos estruturais da área geográfica da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo. 1. substrato pré-cambriano, em parte recoberto por sedimentos cenozóicos; 2. terrenos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná, subjacentes aos derrames superiores da Formação Serra Geral; 3. rochas vulcânicas da Formação Serra Geral; 4. *sills* de diabásio; 5. contato aproximado entre 4 e 5; 6. depósitos rudáceos da região de Franca-Pedregulho; 7. grupos Caiuá e Bauru, não diferenciados; 8. Formação Marília, Grupo Bauru; 9. Formação Itaqueri; 10. Formação Rio Claro e depósitos correlatos; 11. alinhamentos estruturais (I-Alinhamento do Rio Paranapanema; II-Alinhamento Estrutural do Tietê; III-Alinhamento Ibitinga-Botucatu; IV-Alinhamento do Rio Moji-Guaçu; V-Alinhamento Ribeirão-Preto-Campinas; VI-Alinhamento Rifaina-São João da Boa Vista; VII-Alinhamento São Carlos-Leme; VIII-Alinhamento Barra Bonita-Itu; IX-Alinhamento de Guapiara); 12. manifestações alcalinas (1-Taiúva; 2-Aparecida do Monte Alto; 3-Jaboticabal; 4-Piranji; 5-Ipanema/Araçoiaba da Serra); 13. altos estruturais (6-Domo de Anhembi-Piapara; 7-Estrutura de Pitanga; 8-Domo de Artemis; 9-*Horst* de Pau d'Alho; 10-Domo de Jibóia; 11-Domo de Jacarezinho; 12-Domo da Neblina; 13-Domo de Jacu; 14-Estrutura Dômica de Carlota Prenz; 15-Domo de Rio Grande; 16-Domo de Jacutinga; 17-Domo de Guarda; 18-Astroblema de Piratininga; 19-Domo de Jacaré-Guaçu).

Rifaina - São João da Boa Vista, que delimita a extensão nordeste da área de ocorrência dos sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná.

O arranjo da borda oriental da Bacia Bauru, a distribuição da Formação Itaqueri e as reentrâncias na atual área de ocorrência dos magmatitos Serra Geral, sugerem movimentações de componentes sinistral e dextral, respectivamente ao longo dos alinhamentos de direção NNW e WNW. Os alinhamentos de direção WNW podem ser relacionadas com estruturas sintéticas (*R*) e os de direção NNW com estruturas antitéticas (*R'*) de Riedel, em um modelo transcorrente com binário dextral de orientação próxima de E-W. Embora existam evidências diretas desses deslocamentos, há também indicações, igualmente diretas, de movimentações opostas. A ocorrência de manifestações alcalinas do Cretáceo Inferior (Ipanema) e Superior (Taiúva, Jaboticabal) é um elemento adicional em favor da existência de atividade tectônica recorrente ao longo desses alinhamentos.

4.3 Bacia Bauru

A cobertura cretácea sobreposta aos derrames da Formação Serra Geral vem sendo objeto de estudos desde o início deste século. Tantas e tão diversificadas foram as abordagens que permitiram a FERNANDES (1992) dividir a evolução dos conhecimentos em quatro fases: *pioneira*, *de caracterização*, *de mapeamentos litoestratigráficos* e *atual*. Na fase de *mapeamentos litoestratigráficos*, dentre os trabalhos referidos por este autor, podem ser destacados os de HASUI (1969), SUGUIO (1973), DAEE (1976), COIMBRA (1976), SUGUIO *et al.* (1977) e BRANDT NETO *et al.* (1978), dedicados à cartografia e definição das relações estratigráficas desta cobertura, principalmente em SP e MG, mas com extensões para MT e GO, e que encontram na síntese elaborada por SOARES *et al.* (1979) as bases da

litoestratigrafia atualmente aceita. Na fase designada de *atual* estão englobados os estudos de aplicação e revisão das propostas da fase anterior, com a subdivisão de algumas unidades, compreendendo também ensaios de reconstituições paleogeográfica e paleoclimática. Dentre os principais trabalhos citados desta fase, merecem referência, pela sua abrangência, os de SOARES *et al.* (1980), ALMEIDA *et al.* (1980), BARCELOS (1984) e SOUSA JR. (1984).

Em investigações mais recentes, FERNANDES (1992) e COIMBRA & FERNANDES (1994) enfeixaram a cobertura suprabasáltica no que designaram de Bacia Bauru, entidade tectônica distinta da Bacia do Paraná, desenvolvida na porção centro-sul da Plataforma Sul-Americana. Com extensão de cerca de 370.000 km^2, dos quais 100.000 km^2 em território paulista (Fig. 14), esta bacia possui pacote sedimentar cuja espessura atinge cerca de 300 m.

A Bacia Bauru, na concepção de FERNANDES (1992), FERNADES & COIMBRA (1992) e COIMBRA & FERNANDES (1994), compreende seqüência sedimentar única (com rochas vulcânicas subordinadas), constituída por depósitos continentais essencialmente arenosos. Esta seqüência é dividida em dois grupos cronocorrelatos, Caiuá e Bauru, representativos de um mesmo ambiente, sob clima quente, semi-árido nas bordas e desértico para o interior da bacia. O Grupo Caiuá localiza-se na porção central da Bacia Bauru e compreende os depósitos arenosos interiores de *sand sea* da Formação Rio Paraná, de periferia da Formação Goio Erê (ausente em São Paulo) e de lençóis de areia e extradunas da Formação Santo Anastácio. Rumo às bordas leste e norte da bacia ocorre o Grupo Bauru, com os depósitos fluviais entrelaçados com lagos subordinados das formações Adamantina (na qual estão intercalados os analcimitos Taiúva) e Uberaba (esta com contribuição vulcânica e ausente no Estado de São Paulo), e os leques aluviais marginais da Formação Marília. Os autores consideram que a sedimentação ocorreu no intervalo Santoniano-Maastrichtiano, tendo como base a idade dos fósseis de

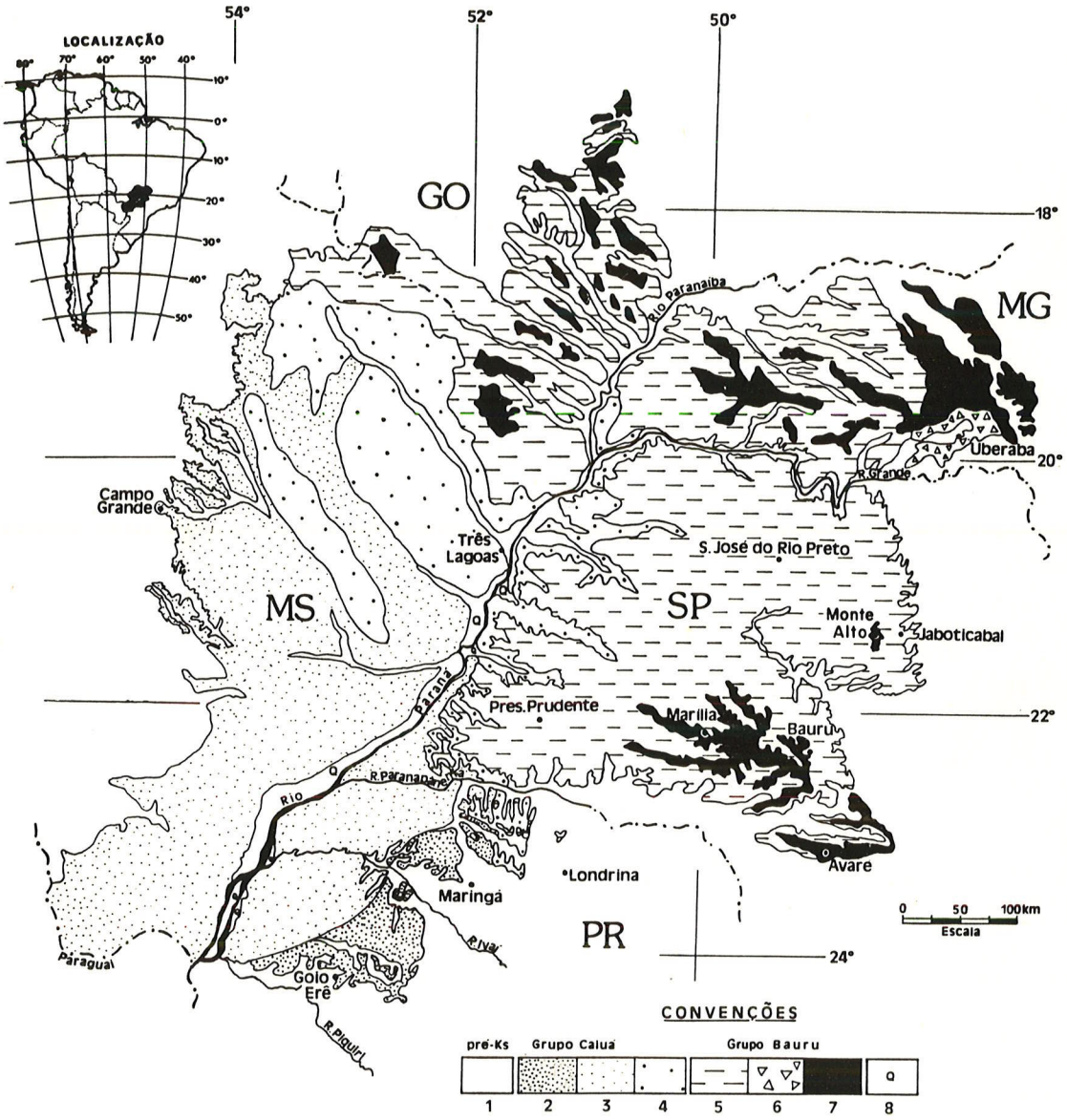

Figura 14. Distribuição das unidades na Bacia Bauru (segundo COIMBRA & FERNANDES, em preparação): 1. substrato pré-Cretáceo Superior; 2. Formação Goio Erê; 3. Formação Rio Paraná; 4. Formação Santo Anastácio; 5. Formação Adamantina; 6. Formação Uberaba; 7. Formação Marília; 8. coberturas quaternárias.

vertebrados das formações Adamantina e Marília, correlações com a vizinha Bacia de Santos, além da idade dos Analcimitos Taiúva.

O quadro da figura 15 mostra as características principais de cada uma das unidades, enquanto que o da figura 16 apresenta suas relações estratigráficas. Dada a sua operacionalidade, esta é a proposta de divisão estratigráfica seguida no presente trabalho.

4.3.1 Tectonismo gerador da Bacia Bauru

O condicionamento tectônico da deposição dos sedimentos da Bacia Bauru vem sendo enfocado dentro de três linhas interpretativas principais. Foi analisado, inicialmente, no quadro de vinculação dos processos tectono-sedimentares da margem continental atlântica com as áreas situadas no interior da plataforma (ALMEIDA 1976, SOARES & LANDIM 1976a, FULFARO *et al.* 1982). Posteriomente, atenção foi dada à influência do movimento de deriva da Placa Sul-Americana e sua interação com as placas vizinhas (FERNANDES 1992, FULFARO & BARCELOS 1993). Um trabalho mais recente aponta a relação com a distribuição do magmatismo basáltico (COIMBRA & FERNANDES 1994). A posição da bacia e de seu depocentro, distantes da margem continental, as características de cada processo e os esforços associados, sugerem que esses fatores tiveram interferência direta na Bacia Bauru, tanto na fase geradora como na modificadora. O tectonismo na margem continental teria atuado na sedimentação, em termos do controle do nível de base regional. A deriva da placa produziria esforços predominantemente compressivos, gerando deformações e deslocamentos comandados por descontinuidades preexistentes, atividade esta que parece mais afeita às estruturas rúpteis que seccionam o seu preenchimento sedimentar. A extensão em área da bacia, seu caráter endorreico, a continuidade na sedimentação (constituindo seqüência única) e sua relação

Unidade estratigráfica	GRUPO CAIUÁ			GRUPO BAURU			
	Fm. Rio Paraná	Fm. Goio Erê	Fm. Santo Anastácio	Fm. Adamantina	Fm. Uberaba	Fm. Marília	Analcimitos Taiúva
Constituição litológica	arenitos finos a muito finos, quartzosos; cimento $CaCO_3$ na base	arenitos finos a muito finos, quartzosos; cimento e concreções $CaCO_3$	arenitos finos a muito finos, quartzosos; cimento, concreções e crostas $CaCO_3$	arenitos finos a muito finos, quartzosos; cimento $CaCO_3$	arenitos, siltitos, argilitos, rochas conglomeráticas; epiclásticos, com cimento $CaCO_3$	arenitos finos imaturos com cimento e concreções $CaCO_3$; localmente: calcários arenosos e conglomerados	rocha afanítica de cor parda a avermelhada, com amígdalas de calcita
Estruturas sedimentares	estratificação cruzada de médio a grande porte	estratificação cruzada de médio a pno. porte; estratos tabulares maciços	aspecto comum maciço; estratificação de baixa inclinação	estratos tabulares maciços e laminados ou com estratificação cruzada; corte e preenchimento com intraclastos de argila	estratos maciços, conglomeráticos e com estratificação cruzada	estratos maciços, às vezes com estratificação cruzada de médio a pequeno porte	——
Espessura máxima	277 metros	50 metros	100 metros	200 metros	140 metros	180 metros	15 metros
Fósseis	raros icnofósseis	raros icnofósseis	raros fragmentos de ossos de vertebrados; rizolitos	répteis, anfíbios, peixes, moluscos, crustáceos, algas	fragmentos de ossos indeterminados	répteis, peixes, ostracodes, algas, bivalves, moluscos, anuros	——
Associações faciológicas	dunas e *draas*	dunas e interdunas úmidas	lençóis de areia, *sabkhas*	barras de canal, planícies de inundação, lagoas alcalinas efêmeras	barras de canal, planícies de inundação	depósitos em lençol, barras de canal	——
Ambiente deposicional	eólico (centro de *sand sea*)	eólico (periferia de *sand sea*)	eólico (extradunas)	fluvial entrelaçado (*braided*) com lagoas; eólico	leques aluviais, fluvial entrelaçado (*braided*) com lagoas; contribuição vulcânica	leques aluviais	vulcanismo alcalino extrusivo

Figura 15. Síntese das características das unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru (segundo COIMBRA & FERNANDES, em preparação).

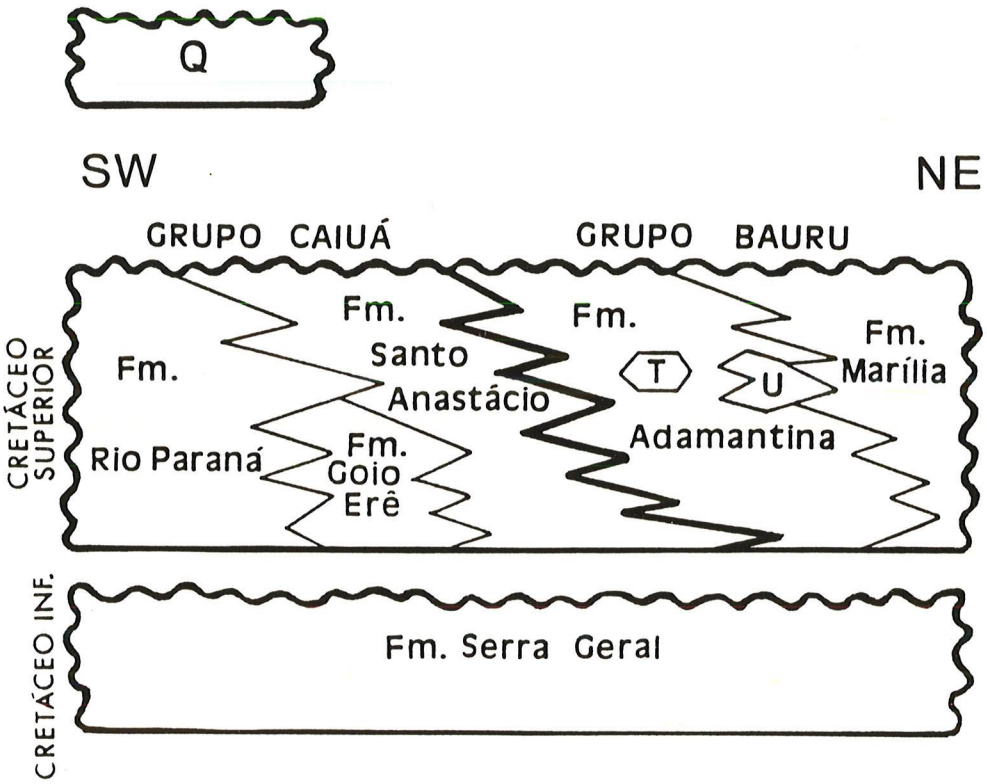

Figura 16. Relação entre as unidades litoestratigráficas da Bacia Bauru (segundo COIMBRA & FERNANDES, em preparação). T - Analcimitos Taiúva; U - Formação Uberaba; Q - depósitos quaternários.

com a distribuição das lavas basálticas, são indicativos de que a sua formação teria ocorrido através de subsidência lenta e gradual, em resposta ao arrefecimento de seu substrato (COIMBRA & FERNANDES 1994).

O depocentro da Bacia Bauru localizava-se na porção compreendida pelo Pontal do Paranapanema e noroeste do Paraná, em correspondência às maiores espessuras da pilha de lavas. Para esta região, QUINTAS (1995) determinou valor máximo de atenuação, relacionado ao vulcanismo basáltico, da ordem de 1,25, o que implicaria em decréscimo da topografia de cerca de 500m, sendo este valor em parte compensado pelo aumento volumétrico resultante da fusão dos magmas. Se considerado ainda o incremento resultante da subsidência termal, a profundidade da depressão então gerada seria compatível com os 300 m de espessura de sedimentos preservados naquela região.

A existência de pulsos tectônicos durante a sedimentação é atestada pela presença de sismitos em depósitos eólicos do Grupo Caiuá, na região do Pontal do Paranapanema, SP (COIMBRA *et al.* 1992). Evidência adicional é dada pelas ocorrências de arenitos silicificados por processos hidrotermais penecontemporâneos à sedimentação, alinhados segundo a direção NE, presentes nesta mesma região e na porção noroeste do Paraná (FERNANDES *et al.* 1993). Em ambos os casos, parece ser claro o vínculo com processos de reativação ao longo de descontinuidades mais antigas.

4.3.2 Tectonismo deformador da Bacia Bauru

A borda oriental da Bacia Bauru, no Estado de São Paulo, é atualmente delimitada pelos alinhamentos estruturais do Rio Paranapanema, Ibitinga-Botucatu, São Carlos-Leme e do Rio Moji-Guaçu (Fig. 13). Não é improvável, entretanto, que represente aproximadamente o limite leste de sua extensão original, a julgar pela distribuição de fácies rudáceas da Formação

Marília e a presença de lavas alcalinas intercaladas nos sedimentos ao longo desta borda.

O nível de conhecimento sobre o tectonismo deformador da bacia é ainda incipiente. Os estudos específicos, voltados à caracterização das estruturas rúpteis e de seus mecanismos geradores, são ainda escassos e restritos às áreas de implantação de grandes obras de engenharia. Dentre estes, pela natureza da abordagem, merece referência o de MAGALHÃES *et al.* (1992), realizado no maciço rochoso da fundação da Barragem de Porto Primavera, no Rio Paraná, na divisa entre os estados de São Paulo e Mato Grosso do Sul, que incluiu a análise de juntas e falhas presentes nos arenitos da Formação Caiuá, ou Formação Rio Paraná do Grupo Caiuá, segundo a divisão estratigráfica aqui adotada. As descontinuidades cadastradas nos arenitos, em grande parte fraturas, mas incluindo um pequeno número de falhas, apresentaram orientação preferencial segundo ENE, próxima de E-W, com mergulhos subverticais. O conjunto de estruturas foi relacionado a um único evento tectônico, posterior ao Cretáceo Superior, cujo regime de deformação teria $\sigma 1$ orientado segundo ENE, próximo de E-W, horizontal, $\sigma 2$ próximo da vertical, e $\sigma 3$ orientado segundo NNE, próximo de N-S, horizontal.

Na área do presente estudo comparecem unicamente sedimentos das formações Adamantina e Marília, do Grupo Bauru. Em levantamentos executados na região balizada pelas cidades de São Manuel, Cafelândia e Echaporã, foram cadastradas falhas e juntas seccionando os depósitos da Formação Marília, todas de caráter pós-sedimentar, sendo esta a única referência cronológica. No mapa da figura 17 estão assinaldos os locais estudados (letras *A* a *O*) e plotados os dados de fraturas obtidos. Optou-se por respresentá-los unicamente pelos pólos, sem curvas de isofreqüência, tendo em vista que geralmente é pequeno o número de dados passíveis de serem obtidos. Apenas em um dos locais (*C*) encontra-se representada na

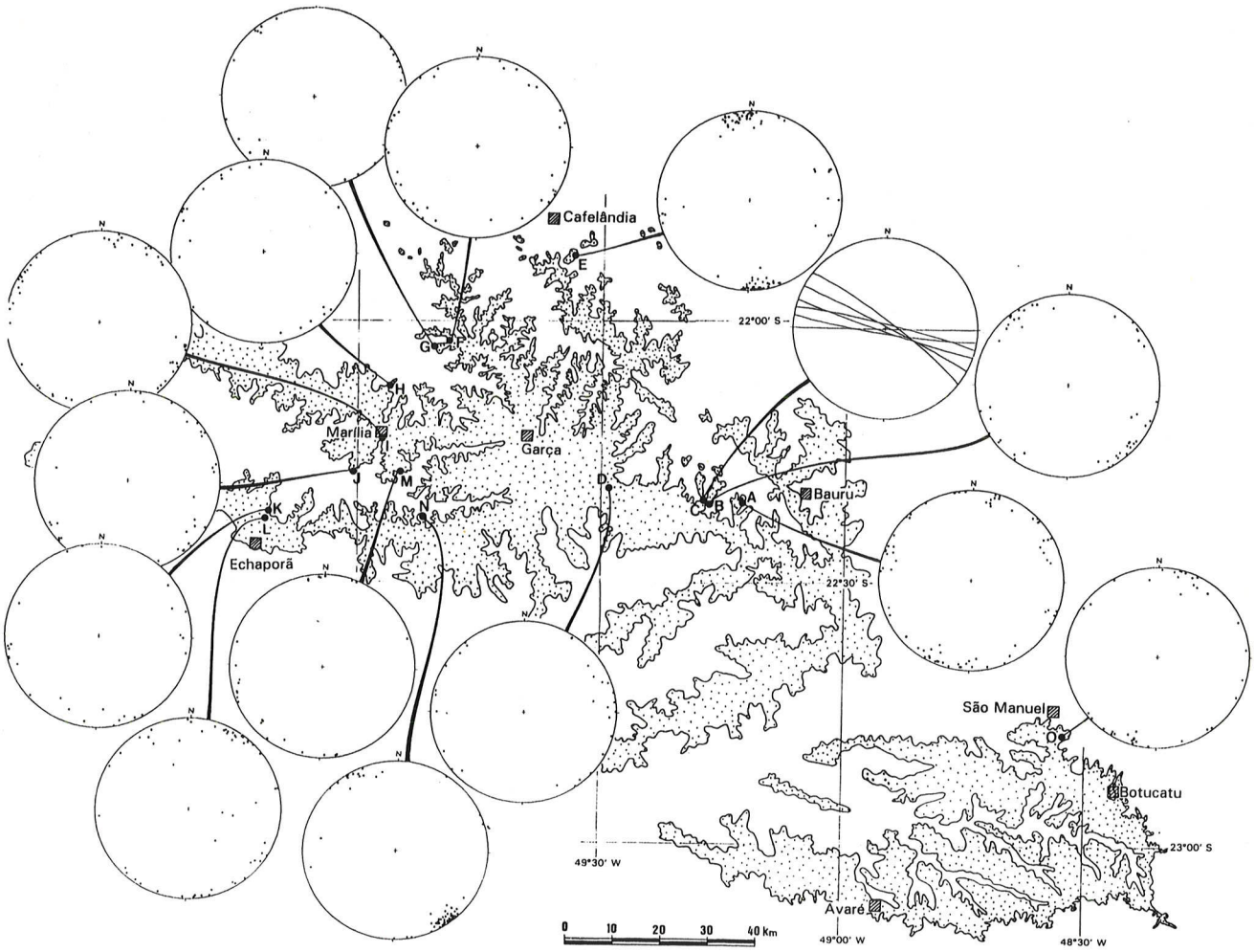

Figura 17. Estruturas da Formação Marília (área pontilhada). Locais de estudo e número de dados: A. coordenadas UTM 684,5 km E, 7.528,2 km N, 73 dados; B. 677,8 km E, 7.527,4 km N, 50 dados; C. 676,2 km E, 7.528,1 km N, 6 dados (falhas); D. 655,3 km E, 7.531,3 km N, 28 dados; E. 649,1 km E, 7.580,1 km N, 100 dados; F. 621,1 km E, 7.563,8 km N, 36 dados; G. 617,9 km E, 7.561,6 km N, 21 dados; H, 609,8 km E, 7.552,8 km N, 24 dados; I, 608,6 km E, 7.541,5 km N, 55 dados; J. 601,7 km E, 7.534,2 km N, 34 dados; K. 583,9 km E, 7.526,0 km N, 26 dados; L. 583,0 km E, 7.524,5 km N, 31 dados; M. 612,9 km E, 7.533,1 km N, 25 dados; N. 616,8 km E, 7.525,1 km N, 70 dados; O. 751,3 km E, 7.478,2 km N, 37 dados.

figura, por círculos máximos, uma população de falhas de caráter não determinado.

Na figura 18 são apresentados os dados de falhas (círculos máximos) e estrias (pontos). Os falhamentos não são observados com freqüência e ocorrem de forma localizada, principalmente na região de Marília, tendo sido obtidos pouco mais de trinta dados. Eles apresentam direções predominantes segundo NE, secundariamente, NW, NNE e NNW, mergulhos subverticais, não são preenchidos, e as estrias neles presentes, em sua maioria subhorizontais, correspondem a marcas de objetos.

Para cerca de dois terços da população de falhas foi possível definir o sentido de movimento. Em alguns poucos casos pode ser observada a superposição de estrias em um mesmo plano. Embora o volume de dados seja pequeno e as relações de superposição verificadas ainda menos numerosas, o conjunto de dados pode ser ordenado cronologicamente, sendo tratados pelo método gráfico dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER 1977). Para o conjunto mais antigo, o eixo de tensão principal máxima, $\sigma 1$, orienta-se segundo E-W, horizontal, com pequenas variações para ENE e WSW, o eixo de tensão principal mínima, $\sigma 3$, orienta-se segundo N-S, horizontal, com pequenas variações para NNW e NNE, e o eixo intermediário, $\sigma 3$, é vertical. O conjunto mais novo possui $\sigma 1$ de direção N-S, horizontal, com pequenas variações para NNW e NNE, $\sigma 3$ de direção E-W, horizontal, com oscilações para ENE e WSW, e $\sigma 2$ vertical.

As fraturas são subverticais e constituem três classes principais (Fig. 17): a) famílias conjungadas ortogonais entre si (locais *A*, *B*, *I*, *J*, *K* e *M*), onde as direções NE e NW, com pequenas variações, são as mais freqüentes; b) famílias conjugadas formando ângulos agudos que variam entre 37 e 69° (locais *D*, *F*, *G*, *H*, *L* e *O*), que parecem corresponder a juntas de cisalhamento, onde as bissetrizes das famílias que formam menor ângulo

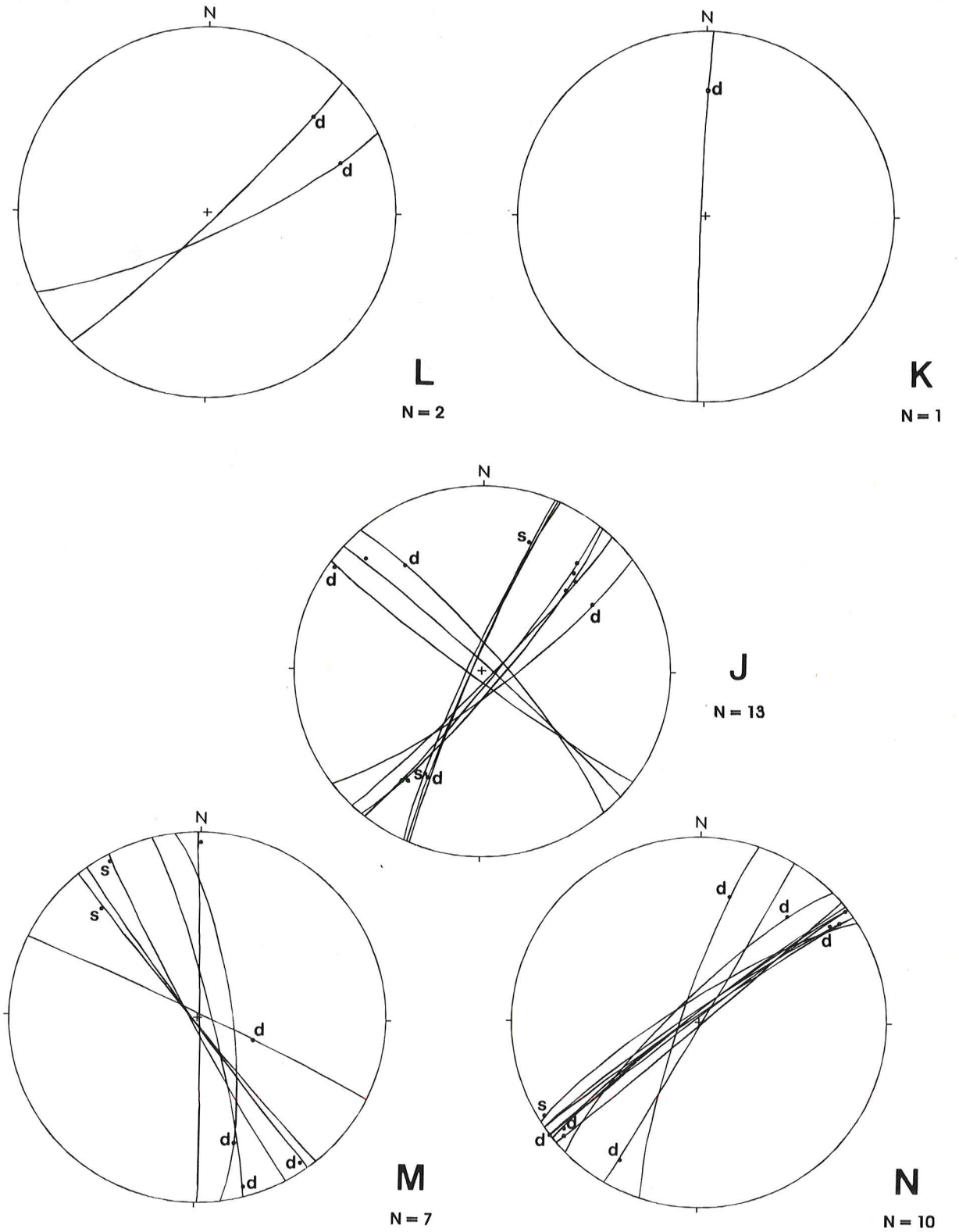

Figura 18. Dados de superfícies de falhas com estrias de atrito obtidas em sedimentos da Formação Marília, com a indicação do movimento (d - dextral, s - sinistral) onde verificado. As letras correspondem aos locais da figura 17.

agudo (*L, Q*) orientam-se proximas de E-W (WNW-ESE a ENE-WSW) e as que formam maior ângulo agudo (*D, F, G, H,* L) tendem a N-S (NNW a NNE), am ambos os casos relacionadas aos eixos de tensão principal máximo, σ1, compatíveis com os deduzidos para as falhas; c) populações com absoluta predominância de uma direção sobre outra ortogonal (locais *E* e *M*), constituindo prováveis famílias de juntas de extensão, onde as direções predominantes são ENE a E-W, exibindo, localmente, superfícies "penadas", sugestivas de extensão na direção ortogonal, enquanto que as secundárias, não sistemáticas, parecem representar *cross joints* (HANCOCK & ENGELDER 1989).

As observações de campo e a análise das estruturas mostram que os falhamentos representam reativações localizadas de juntas preexistentes. Os eixos de tensões obtidos para os falhamentos mais antigos são concordantes com aqueles da região de Porto Primavera (MAGALHÃES *et al.* 1992), o que poderia sugerir a vigência dos mesmos esforços a nível regional.

4.4 Considerações sobre a origem dos altos estruturais

A borda leste da Bacia do Paraná do Estado de São Paulo é pontilhada de altos estruturais, verdadeiras janelas onde estão expostos sedimentos mais antigos. Estas estruturas foram relacionadas a dobramentos (WASHBURNE 1930, ALMEIDA & BARBOSA 1953, BARBOSA & GOMES 1958), a falhamentos (OPPENHEIM & MALAMPHY 1936, FULFARO *et al.* 1982, SOUZA FILHO 1983), ou a ambos (ANDRADE & SOARES 1971). Em estudo de detalhe, SOARES (1974) considerou a gênese destas feições desvinculada de forças trativas ou compressivas externas à bacia, mas sim como resposta a esforços originados pela sua própria subsidência, uma vez que, a seu ver não haveria padrão regional de deformação. Em adição, este autor julga

também não existir evidência geológica de falhamentos transcorrentes na região.

Como referido no item 4.2, os altos estruturais mostram estreita relação com os alinhamentos regionais, ao longo dos quais são registradas movimentações normais, como no caso da Depressão de Ribeirão Preto (SINELLI 1971, SOARES 1974), delimitada pelo Alinhamento Ribeirão Preto-Campinas, e de componente transcorrente. Levantamentos de detalhe efetuados na Estrutura de Pitanga, situda ao longo do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, permitiram a caracterização de importantes movimentações transcorrentes dextrais e sinistrais, ao longo de falhamentos situados tanto no interior da feição como naqueles que configuram a sua borda oeste (RICCOMINI *et al.* 1991b, RICCOMINI & VASSILIOU 1993). Arenitos silicificados do Subgrupo Itararé, soerguidos pela intrusão de Araçoiaba da Serra (Ipanema), são também seccionados por falhamentos transcorrentes dextrais de orientação próxima a E-W, ao longo do Alinhamento do Rio Paranapanema. Estas indicações parecem demonstrar o caráter regional dos deslocamentos horizontais, como já apontado por BJÖRNBERG (1965, 1969) e BJÖRNBERG *et al.* (1971).

4.4.1 Estrutura de Pitanga

Na Estrutura de Pitanga, os falhamentos transcorrentes são considerados posteriores ao magmatismo Serra Geral, uma vez que seccionam diques de diabásio e não se encontram preenchidos por estes. Ocorrem também diques alojados ao longo de falhas reversas (*e.g.* BRANDT NETO *et al.* 1981, p.80) e normais que seccionam as unidades permianas, sendo tais estruturas interpretadas como prévias ou concomitantes ao magmatismo Serra Geral (SOUZA FILHO 1983).

No Vale do Rio Passa Cinco, em cortes da Rodovia SP-191, arredores de Ipeúna, SP, a realização de uma seção NE-SW permite a observação de inúmeras feições relacionadas à transcorrência (Fig. 19). No local A, em siltitos da Formação Corumbataí, ocorrem fraturas com crescimento de mineral acicular (sílica provavelmente substituindo calcita) ortogonal às paredes, indicando direção do eixo de tensão principal mínimo, $\sigma 3$, segundo N-S a NNE (Fig. 20). Em B, nos arenitos finos e siltitos da Formação Tatuí, tem-se a presença de falhas sinistrais de direção NNW, localmente configurando estruturas-em-flor (HARDING 1985), posteriormente reativadas com caráter normal, colocando lado a lado as formações Tatuí e Assistência (Fig. 21). No local C, também em siltitos da Formação Tatuí, ocorre falhamento sinistral de direção NNW, ao qual associam-se dobras em *en échelon* com eixos orientados segundo NNW a N-S, em ângulos inferiores a 20° em relação às falhas; neste local a unidade permiana é recoberta por lamitos arenosos com seixos, referíveis à Formação Rio Claro, que não se encontram perturbados. A distribuição das estruturas indica, portanto, extensão segundo NNE-SSW e compressão segundo WNW-ESE.

Mais ao sul, nos vales dos ribeirões Fregadoli e do Paraíso, nos arredores de Paraisolândia, RICCOMINI *et al.* (1991b) descreveram falhas transcorrentes e dobramentos nos sedimentos das formações Assistência e Corumbataí, relacionados inicialmente a esforços compressivos, com $\sigma 1$ orientado segundo NW-SE, horizontal, $\sigma 2$ vertical e $\sigma 3$ de direção NW-SE, horizontal, superpostos por esforços compressivos com $\sigma 1$ orientado segundo NE-SW, horizontal, $\sigma 2$ vertical e $\sigma 3$ de direção NW-SE, horizontal.

Ao nível regional, as falhas que delimitam a borda oeste da Estrutura de Pitanga apresentam orientação NNW a NW e caráter inicialmente sinistral, superimposto por deslocamentos enquanto que aquelas transversais a estrutura, com direções predominantes entre ENE e WSW são dextrais,

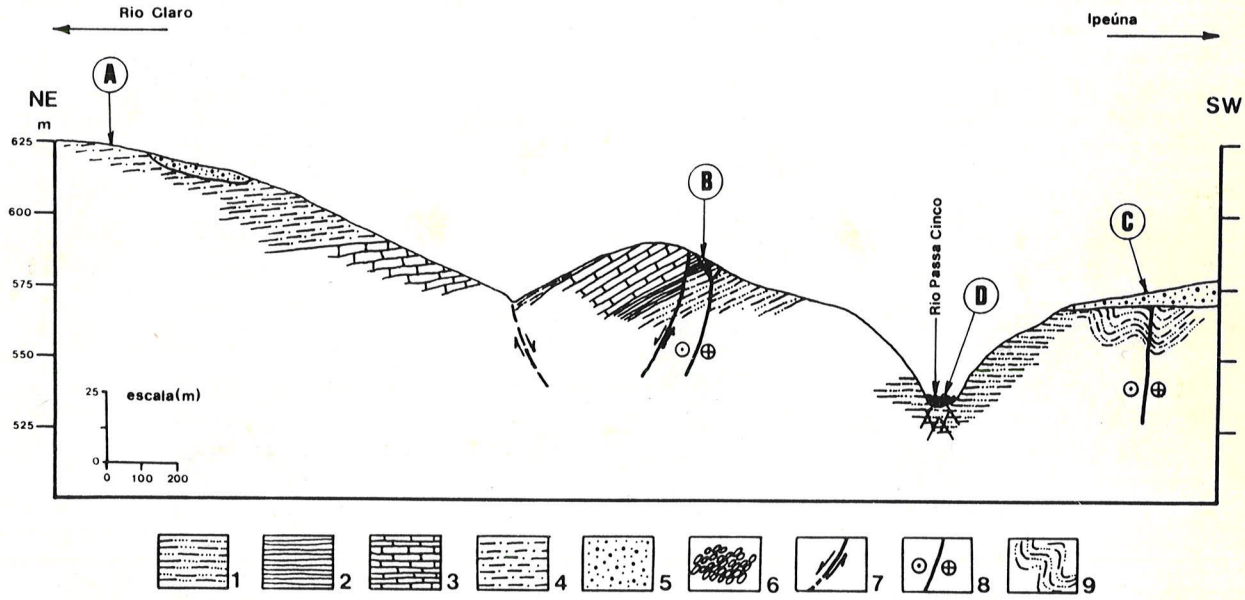

Figura 19. Seção geológica transversal ao Vale do Rio Passa Cinco (Rodovia SP-191, arredores de Ipeúna, SP). 1. siltitos e arenitos finos da Formação Tatuí; 2. folhelhos da Formação Taquaral; 3. calcários e folhelhos da Formação Assistência; 4. siltitos da Formação Corumbataí; 5. lamitos arenosos com seixos e arenitos da Formação Rio Claro; 6. conglomerados de terraços do Rio Passa Cinco; 7. falha normal; 8. falha transcorrente sinistral; 9. dobras. As localidades *A* a *E* estão referidas no texto.

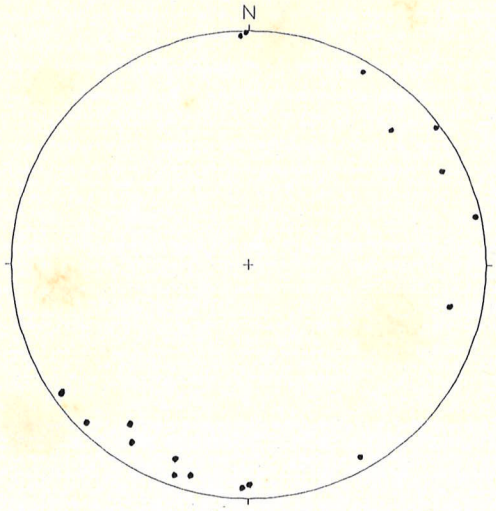

Figura 20. Pólos de planos de fraturas com crescimento mineral em siltitos da Formação Corumbataí, indicando extensão segundo N-S a NNE (local A na figura 20, coordenadas 223,1 km E, 7.517,8 km N, 19 dados).

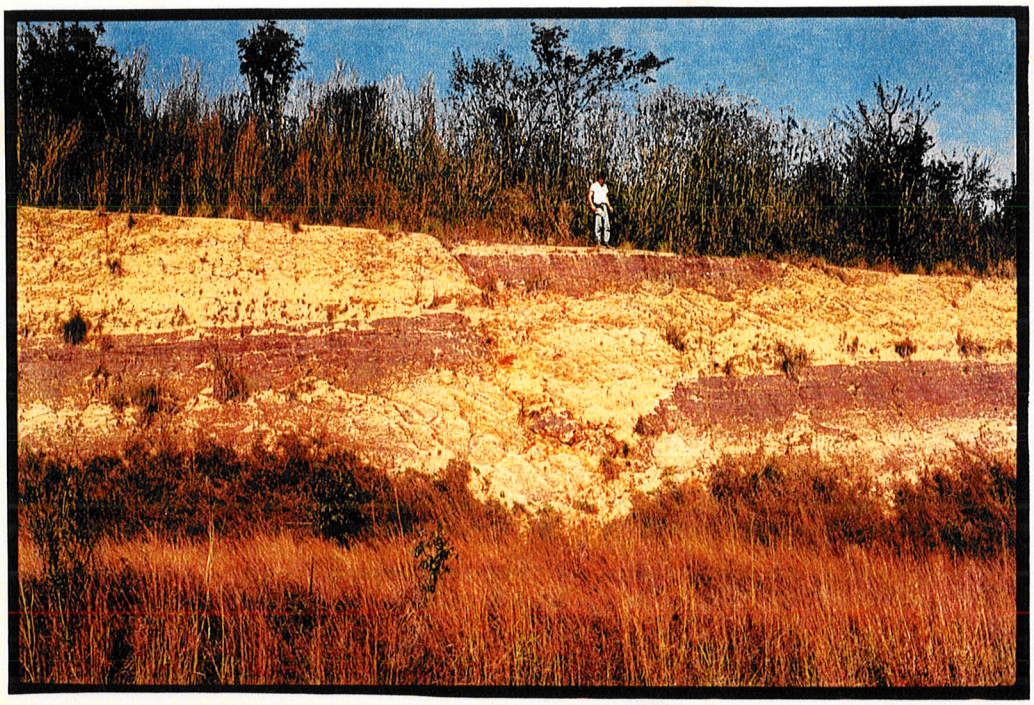

Figura 21. Estrutura-em-flor em arenitos finos e siltitos da Formação Tatuí associada aos falhamentos transcorrentes sinistrais de direção NNW (local B na figura 20, coordenadas 222,6 km E, 7.517,2 km N).

representando, respectivamente, falhas sintéticas (*R*) e antitéticas (*R'*), de um binário transcorrente sinistral de orientação geral NNW, coincidente com o Alinhamento do Rio Moji-Guaçu. Neste modelo, o eixo do soerguimento da Estrutura de Pitanga seria ortogonal à direção de encurtamento, caracterizando-a como um anticlinal *en échelon* à transcorrência (Fig. 22).

4.4.2 Outros altos estruturais

O modelo transcorrente estabelecido para o Anticlinal de Pitanga pode ser estendido também às estruturas dômicas de Jacu e Carlota Prenz. O mapa geológico-estrutural apresentado por SOARES (1974, p.116) mostra que estas duas feições são alongadas segundo ENE, próximos de E-W, direções estas compatíveis com eixos de dobramentos *en échelon* associados à transcorrência dextral ao longo do Alinhamento do Rio Paranapanema. Esta interpretação poderá servir como orientação para os estudos futuros dessas janelas estruturais posicionadas ao longo dos alinhamentos. Para a origem dos altos interiores à bacia, entre eles os de Piratininga, em SP, Vargeão, SC, e Cerro Jarau, RS, os modelos transcorrentes cedem lugar às estruturas associadas ao impacto de bólidos extraterrestres, provavelmente durante o Cretáceo Inferior, pós-Serra Geral, sendo estas janelas atualmente classificadas como astroblemas (*v.g.* HACHIRO *et al.* 1993b, 1994).

4.5 Direções dos esforços no Maciço Alcalino de Cananéia

Os maciços de rochas alcalinas, pela natureza relativamente homogênea e comportamento geomecânico de suas rochas, constituem sítios favoráveis ao estudo da tectônica rúptil. Os levantamentos já realizados nos maciços alcalinos de Itatiaia (RICCOMINI 1989, RICCOMINI *et al.* 1989a,

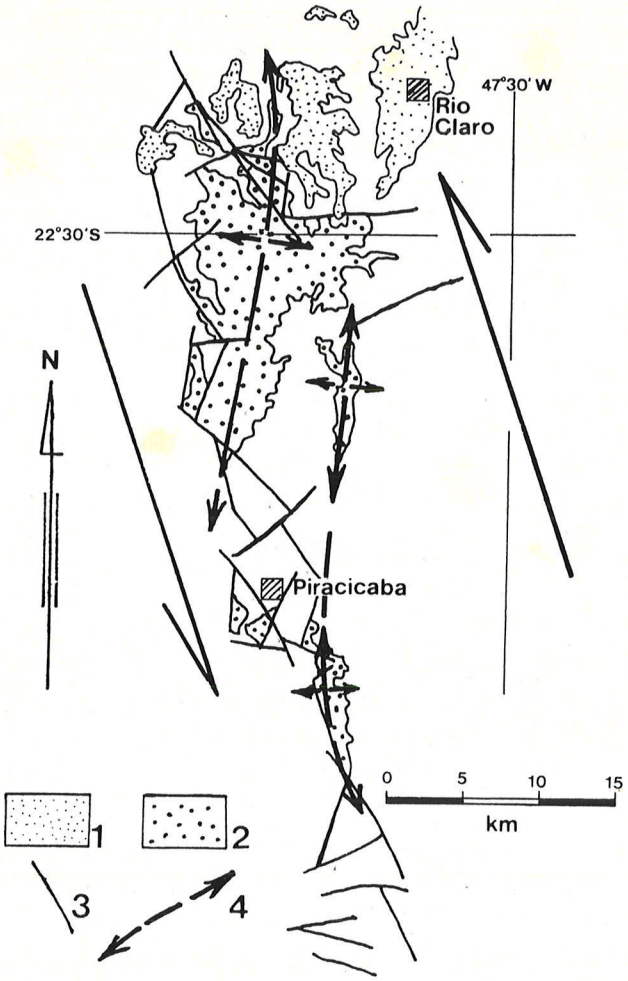

Figura 22. Esboço estrutural do Anticlinal de Pitanga. 1. sedimentos cenozóicos da Formação Rio Claro e correlatos; 2. sedimentos pré-Subgrupo Irati; 3. falhas principais; 4. eixos de anticlinais.

SALVADOR 1994), Poços de Caldas (ETCHEBEHERE *et al.* 1992) e Jacupiranga (HASUI *et al.* 1992), fornecem indicações essenciais sobre a evolução dos paleocampos de tensões do intervalo de tempo correspondente ao Cretáceo e Terciário Inferior. Para o Cretáceo Superior são relevantes os dados obtidos no Maciço de Jacupiranga, já referidos no item 3.2, ora complementados com a análise das estruturas do Maciço Alcalino de Cananéia.

4.5.1 Aspectos geológicos

O Maciço Alcalino de Cananéia situa-se no flanco sudoeste do Alinhamento de Guapiara (FERREIRA *et al.* 1981), este integrante do Arco de Ponta Grossa (Fig. 23). É um pequeno *stock*, de forma elíptica, com eixo maior orientado segundo NE, e cerca de 0,45 km^2 de área (Fig. 24). Sustenta uma pequena elevação com densa cobertura vegetal, o Morro de São João, com 137 m de altura máxima, que se destaca na paisagem em relação à planície vizinha, esta constituída por depósitos marinhos pleistocênicos da Formação Cananéia e sedimentos holocênicos dos manguezais (*v.g.* SUGUIO & TESSLER 1992).

Inicialmente estudado por FREITAS (1947), que nele reconheceu a presença de pulaskitos, nordmarkitos e solvsbergitos, o Maciço Alcalino de Cananéia foi datado pelo método K-Ar por AMARAL *et al.* (1967), que obtiveram idades entre 80.7 e 84.4 Ma, com média em torno de 82 Ma, idades estas posteriormente recalculadas por SONOKI & GARDA (1988) para o intervalo entre 82.7 e 86.6 Ma, em função das novas constantes de decaimento, situando-o, portanto, no Cretáceo Superior (Senoniano).

Na vizinha Ilha Comprida, a pouco mais de 1 km do flanco sudeste da intrusão de Cananéia, ocorre outro pequeno corpo de rocha alcalina, sustentando a elevação designada de Morrete, a qual J. M. V. COUTINHO (*in*

INSTITUTO DE GEOCIENCIAS - USP
BIBLIOTECA

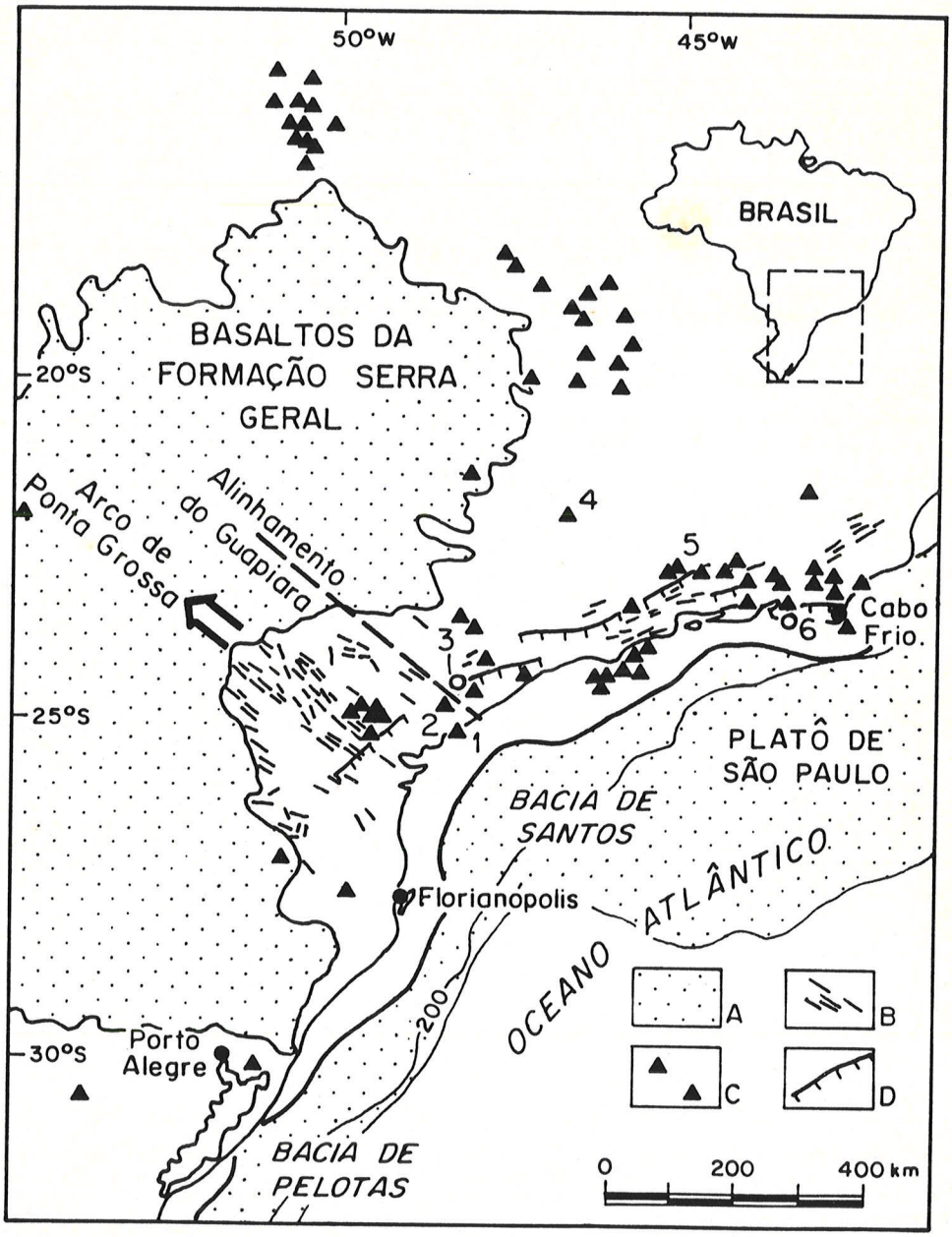

Figura 23. O Maciço Alcalino de Cananéia no contexto geológico regional: 1 - Maciço Alcalino de Cananéia; 2 - Complexo Carbonatítico de Jacupiranga; 3 - Gráben de Sete Barras; 4 - Maciço Alcalino de Poços de Caldas; 5 - Maciço Alcalino de Itatiaia; 6 - Bacia de Itaboraí; A - rochas basálticas; B - diques de rochas básicas; C - maciços de rochas alcalinas; D - falhas cenozóicas mestras do Rift Continental do Sudeste do Brasil.

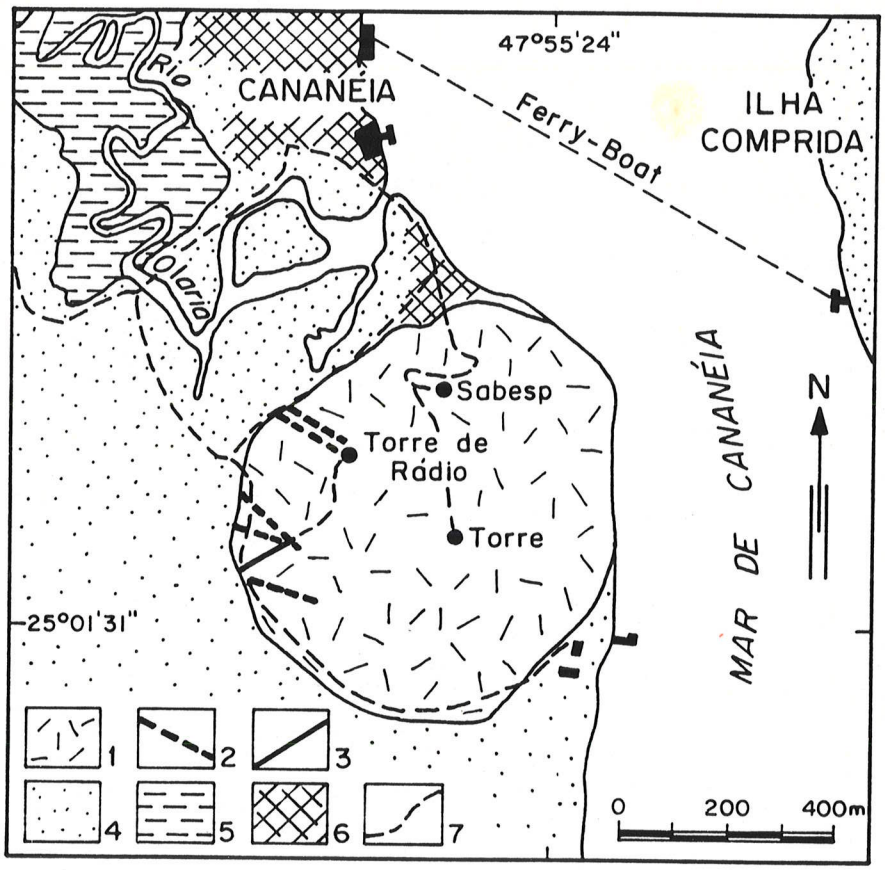

Figura 24. Mapa geológico do Maciço Alcalino de Cananéia: 1 - sienito; 2 - diques de traquito; 3 - dique de lamprófiro; 4 - sedimentos marinhos pleistocênicos da Formação Cananéia; 5 - sedimentos holocênicos dos manguezais; 6 - área urbana de Cananéia; 7 - principais caminhos.

BARCELOS 1975) caracterizou petrograficamente como quartzo sienito (nordmarkito). SUGUIO *et al.* (1987), através de perfilagens geofísicas, confirmaram a existência da chamada "Laje do Argolão", que constitui um fundo submerso rochoso, de provável natureza alcalina, contínuo no canal lagunar do Mar de Cananéia entre os morros de São João e Morrete, motivo pelo qual não se pode deixar de suspeitar que ambas as intrusões alcalinas sejam coetâneas e talvez interligadas em subsuperfície.

Após a sua colocação e resfriamento, o Maciço Alcalino de Cananéia comportou-se como um corpo rígido e relativamente homogêneo, do ponto de vista geomecânico. Parte das famílias de fraturas nele desenvolvidas podem estar ligadas ao seu resfriamento ou terem sido originadas durante seu movimento ascensional, enquanto outras certamente respondem ao tectonismo pós-magmático.

4.5.2 Estruturas no maciço

Os levantamentos estruturais no Maciço Alcalino de Cananéia foram concentrados nas suas bordas, já que, rumo às porções mais centrais, além da dificuldade de acessos e carência de boas exposições, as rochas encontram-se aparentemente pouco fraturadas.

As estruturas estão bem expostas nas bordas noroeste, oeste e sudoeste do *stock*, onde foram observados falhamentos de caráter rúptil, de rejeitos até decimétricos, fraturas com preenchimento de diques de traquito e lamprófiro, e juntas no maciço e nos diques de traquito.

Os falhamentos observados no maciço (Fig. 25) constituem três famílias. A principal apresenta-se orientada segundo ENE, com mergulhos subverticais para SSE. Os deslocamentos observados no maciço e em diques de traquito e a posição das lineações de estrias de atrito indicam caráter sinistral com componente normal, sendo que uma única falha deste conjunto

mostrou deslocamento dextral normal. Secundariamente, ocorrem duas outras famílias, uma de falhamentos de direções WNW a NW, com mergulhos subverticais para SSW-SW, mostrando deslocamentos sinistrais de diques de traquito, para as quais, em função do mergulho das estrias de atrito, pode-se deduzir a existência de componentes reversas (aparentemente predominantes) e normais, e outra de direção NNE a NE, de falhas dextrais com componentes reversas. Uma única falha mostrou direção N-S, com alto mergulho para E, e caráter dextral normal, enquanto que, em uma única superfície de falha, de direção NNE, pode-se observar a superposição de estrias de atrito, indicando movimentação mais jovem de caráter dextral.

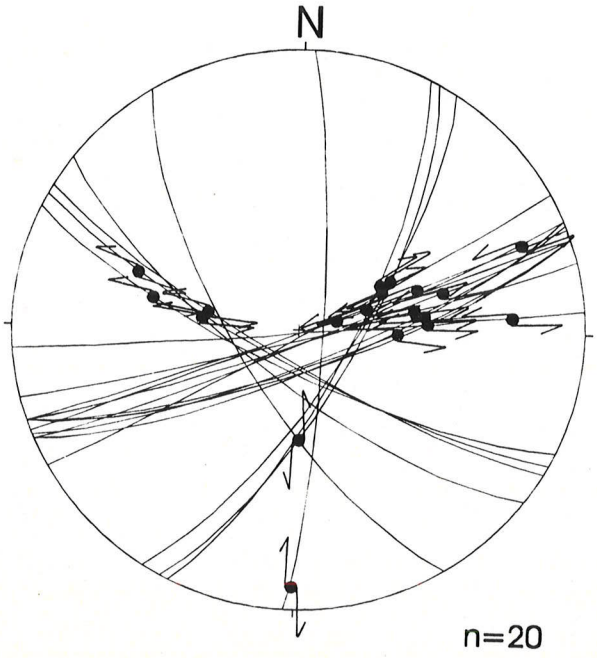

Figura 25. Falhas (círculos máximos) e estrias (pontos) que seccionam o maciço, sendo o movimento relativo entre os blocos representado pelas setas.

Foram encontrados cinco diques subverticais de traquito, com espessuras variando entre 0,1 e 1,2 m, apresentando direção preferencial segundo NW, e um dique de lamprófiro, com cerca de 8 cm de espessura, também subvertical e orientado segundo NE (Fig. 26). Os diques de traquito apresentam juntas, não preenchidas, com espaçamento centimétrico a métrico, predominando o decimétrico, marcantemente orientadas segundo NE, em ângulos de 60 a 75° em relação à direção dos diques (Fig. 26), algumas delas adentrando as rochas encaixantes, mas mantendo seu caráter retilíneo.

As juntas cadastradas no maciço alcalino são subverticais, de espaçamento decimétrico a métrico, com predomínio deste último, definindo dois únicos agrupamentos, um principal, de direção WNW, e outro orientado segundo NNE (Fig. 27).

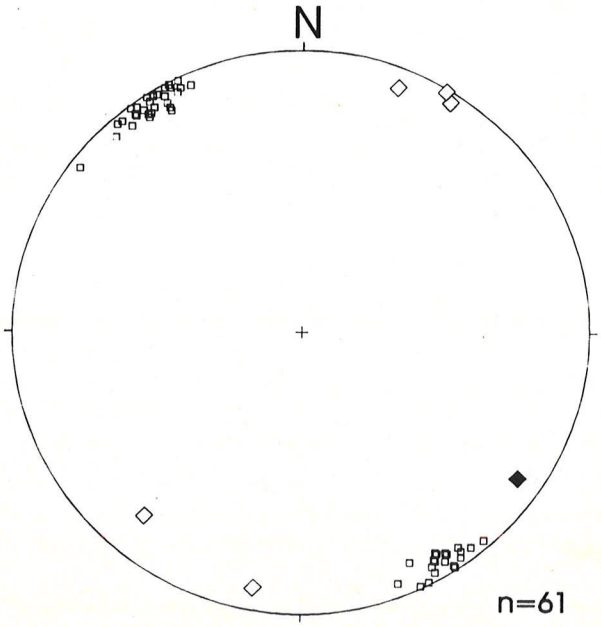

Figura 26. Pólos das atitudes de diques de traquito (losangos vazios), lamprófiro (losango cheio) e de fraturas em diques de traquito (quadrados).

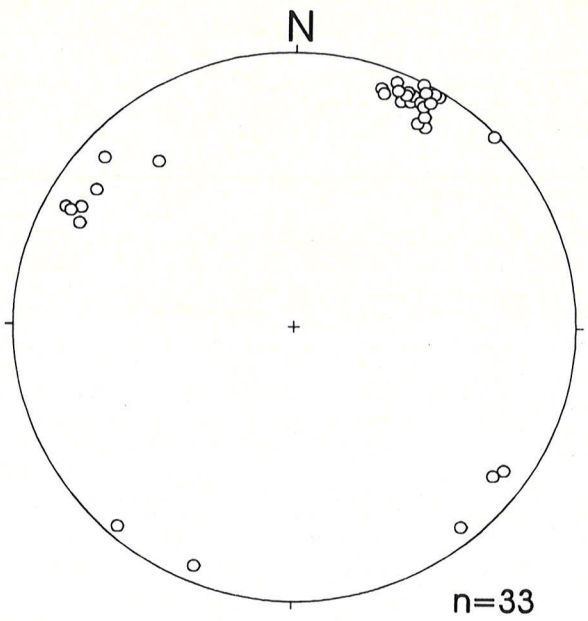

Figura 27. Pólos de fraturas no maciço (círculos).

4.5.3 Análise do padrão de fraturamento

Considera-se a direção NW dos diques de traquito como sendo ortogonal à direção do esforço (*stress*) principal mínimo, $\sigma 3$, vigente durante a intrusão desses diques. Esta direção dos diques corresponde exatamente ao eixo menor da elipse desenhada pelo contorno do Maciço Alcalino de Cananéia, o que permitiria situar o esforço horizontal máximo, $\sigma Hmax$ (sendo $\sigma Hmax \leq \sigma 1$), nesta direção. A conformação do maciço poderia ser considerada como a seção horizontal do elipsóide de deformação (*strain*), permitindo a estimativa da taxa de extensão mínima em 6,7%, em função das dimensões dos seus eixos e assumindo-se que o corpo possuia originalmente seção horizontal circular. Assim, ao menos durante a fase tardia de colocação

do maciço, à época da intrusão dos diques de traquito que o seccionam, teria ocorrido extensão NE-SW. A orientação destes diques é também consistente com a da "Laje do Argolão", submersa, que liga o Maciço Alcalino de Cananéia e o Morrete, o que faz supor tratar-se esta também de um dique de traquito.

A principal família de juntas observadas no maciço é concordante com a orientação dos diques de traquito, tendo sido provavelmente gerada sob as condições de esforços acima descritas. A família secundária é concordante com falhamentos de direção NNE-NE e com a direção do dique de lamprófiro. Pelo menos em parte, as juntas devem corresponder a falhas onde não foi possível a verificação de rejeitos nem a observação de lineações de estrias de atrito.

Analisando-se as populações de falhas e respectivas estrias de atrito pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977) pode-se verificar que todas elas mostram direção de encurtamento máximo no quadrante NE e extensão máxima no quadrante NW, com direções comuns a todas as famílias segundo NE-SW para o eixo de encurtamento máximo (tensão principal máxima, $\sigma 1$) e NW-SE para a extensão máxima (tensão principal mínima, $\sigma 3$) (Fig. 28). Estas falhas indicariam, portanto, a vigência de regime transcorrente sinistral, com binário orientado segundo E-W. Neste modelo, as falhas de direção ENE, WNW-NW, NNE-NE e N-S corresponderiam, respectivamente, a fraturas dos tipos *R, P, R'* e *X* de Riedel (*v.g.* SADOWSKI 1984). Na bissetriz aguda entre *R* e *R'*, ou seja na direção NE-ENE, ocorre a compressão máxima, sendo geradas fraturas *T*, nesta direção. Esta seria talvez a explicação mais plausível para a origem das juntas que seccionam os diques, que apresentam atitudes perfeitamente concordantes com a deste modelo teórico, e discrepantes do padrão usualmente exibido por juntas de resfriamento. A concentração das juntas nos diques poderia ser explicada pela diferença de

competência destas rochas - de granulação extremamente fina, homogênea e matriz parcialmente vítrea - em relação às encaixantes.

Como antes mencionado, a existência de superposição de movimentos, em um mesmo plano de falha, poderia indicar a resposta do maciço a nova mudança no campo de esforços, cuja caracterização dependeria de maior volume de dados. Na figura 29 é apresentada a seqüência de eventos ora proposta.

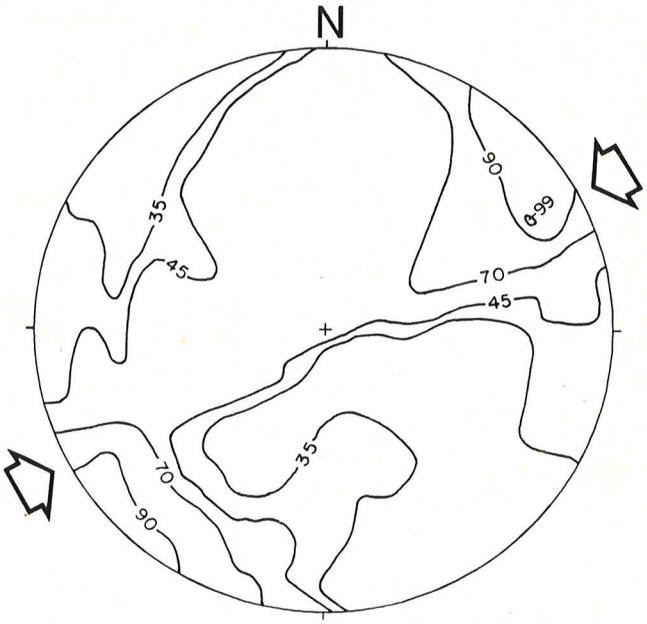

Figura 28. Resultado da aplicação do método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977) à população de falhas da figura 25. As isolinhas de porcentagem mais elevada delimitam os campos de maior probabilidade de conter o eixos de tensão máxima ($\sigma 1$) e as de menor valor o eixo de tensão mínima ($\sigma 3$), o que no presente caso configura regime transcorrente. As setas indicam a direção de encurtamento.

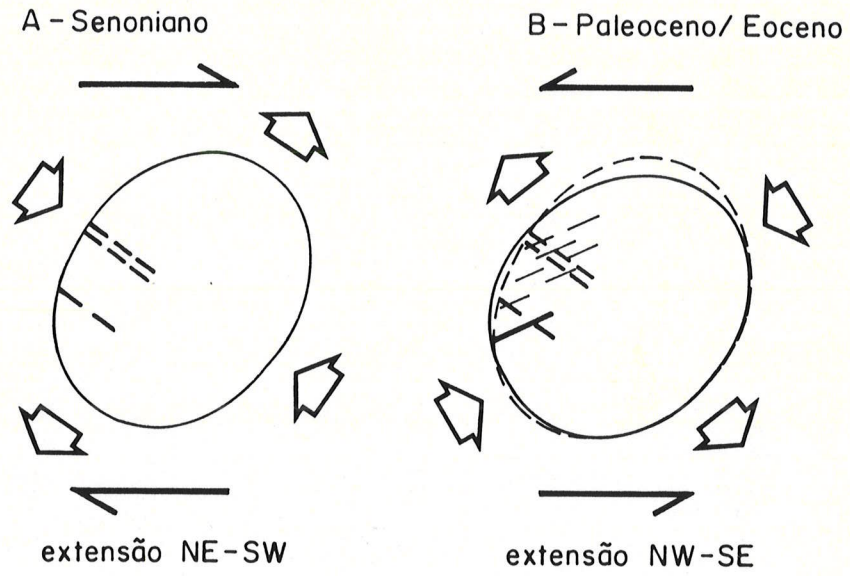

Figura 29. Modelo tectônico proposto para o Maciço Alcalino de Cananéia: A - extensão NE-SW, com a colocação dos diques de traquito (tracejados) de direção NW-SE; B - extensão NW-se e compressão NE-SW, com a colocação de dique de lamprófiro (traço contínuo) e fraturamento nos diques de traquito (linhas finas). Em B, a elipse tracejada representaria o contorno do maciço na fase A, enquanto que a elipse em linha contínua corresponderia à sua forma atual, com extensão finita de cerca de 6,7%.

4.5.4 Relações com a tectônica regional

A existência de deformações resultantes da ação de um binário E-W dextral no Carbonatito de Jacupiranga (HASUI *et al.* 1992), parece indicar a vigência de regime transcorrente dextral já à partir das fases tardias do vulcanismo Serra Geral. A extensão NE-SW constatada em Cananéia estaria relacionada a este regime transcorrente dextral, que teria sido ativo pelo menos até colocação do *stock* e dos diques de traquito que o seccionam.

Em condições francamente rúpteis, após a colocação e resfriamento do maciço, são registradas fraturas relacionadas à transcorrência sinistral, com binário orientado segundo E-W, com compressão NE-SW e extensão NW-SE, propiciando a colocação de dique de lamprófiro e a geração de juntas nos diques de traquito. Este novo regime de esforços promoveria a reativação de

estruturas antigas do embasamento, em especial as zonas de cisalhamento de direção NE a ENE. Como será visto adiante, ele seria compatível com a direção de extensão deduzida para a fase de instalação das bacias integrantes do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (*v.g.* RICCOMINI 1989), incluindo-se o vizinho Gráben de Sete Barras (MELO 1990), ou ainda com as direções de encurtamento e extensão relacionadas à primeira fase tectônica deformadora das bacias desse *rift* (RICCOMINI 1989).

4.6 Síntese do tectonismo do Cretáceo Superior

Os dados disponíveis para o Cretáceo Superior parecem indicar a permanência dos esforços relacionados a um binário dextral de orientação geral E-W, vigente desde a fase tardia do episódio Serra Geral. A ação desse binário teria sido mais intensa na porção centro-oriental do Estado de São Paulo, como bem registrado no Maçico Alcalino de Cananéia, do Santoniano - Campaniano.

Na região oeste do estado, o campo de esforços regional teria sido sobrepujado pela subsidência associada ao grande volume de rochas basálticas, ensejando a instalação da Bacia Bauru, desenvolvida no intervalo de tempo compreendido entre o Santoniano e o Maastrichtiano.

Os primeiros sinais do fechamento da Bacia Bauru seriam fornecidos pelo incremento no aporte de sedimentos rudáceos e também pelo vulcanismo alcalino extrusivo, no Maastrichtiano, relacionados à atividade tectônica dos alinhamentos que configuram a sua borda leste atual. Presume-se que, em continuidade, ainda no Maastrichtiano, tenha prosseguido a transcorrência ao longo dessas estruturas, com a geração do Anticlinal de Pitanga e, provavelmente, os de Jacu e Carlota Prenz, entre outros.

5 O TECTONISMO CENOZÓICO

5.1 Generalidades

Durante o Cenozóico, a região sudeste do Brasil é palco de intensa movimentação tectônica. No Paleógeno, como reflexo da evolução da Bacia de Santos, antigas descontinuidades do embasamento pré-cambriano são reativadas com caráter normal, promovendo o desmantelamento da Superfície do Japi, o adernamento de blocos e novo afeiçoamento do relevo. O tectonismo é mais intenso na região vizinha à costa, onde instala-se o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) e a Serra do Mar, sendo atenuado para o interior. Os depósitos resultantes desse processo são submetidos, a partir do Neógeno, às deformações impostas pelos esforços associados ao deslocamento da Placa Sul-Americana e sua interação com a de Nazca (RICCOMINI 1989), causando, por vezes, a formação de novas acumulações de sedimentos. A atividade tectônica adentra o Quaternário, manifestando-se no modelado do relevo e da rede de drenagem atual.

Os principais depósitos sedimentares terciários da área em estudo são representados pelas bacias integrantes do RCSB, localizadas na região paralela à costa. Somam-se as acumulações da província geomorfológica designada de Depressão Periférica, enfeixadas na Formação Rio Claro e sedimentos correlatos, e as coberturas desenvolvidas principalmente nas proximidades da borda da escarpa basáltica, referidas como Formação Itaqueri. Os registros quaternários de maior expressão correspondem aos depósitos marinhos da zona costeira, enquanto que as acumulações continentais, representadas por sedimentos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais são caracteristicamente decontínuas. Neste capítulo são considerados os depósitos relacionados ao RCSB, Formação Itaqueri, e algumas ocorrências isoladas de sedimentos

continentais quaternários situadas no domínio da área geográfica da Bacia do Paraná.

5.2 Formação Itaqueri

ALMEIDA & BARBOSA (1953) atribuiram a designação de Formação Itaqueri para os depósitos areno-conglomeráticos que recobrem as serras de Itaqueri, Santana, São Carlos e Cuscuzeiro, situando-a estratigraficamente sob a Formação Marília, com a qual constituiria o Grupo Bauru. Nos trabalhos que se sucederam, a unidade foi por vezes mantida neste grupo (*v.g.* AB'SÁBER 1969, HASUI & SADOWSKI 1972, SOARES *et al.* 1980, BRANDT NETO *et al.* 1981, BARCELOS *et al.* 1983), a ele correlacionada, mas com possibilidade de ser mais jovem (PONÇANO 1981), ou ainda referida como cenozóica, pós-Grupo Bauru (COTTAS & BARCELOS 1981, PONÇANO *et al.* 1982, BRANDT NETO 1984). Alguns autores propuseram o abandono do termo, por considerarem os depósitos desta formação descontínuos e de pequena expressão geográfica (FREITAS 1955, 1964, MEZZALIRA 1974), enquanto outros expandiram sua área de ocorrência para a região de Franca e Pedregulho (SOARES *et al.* 1980, BISTRICHI *et al.* 1981, PONÇANO *et al.* 1982, MELO & PONÇANO 1983).

Outro aspecto gerador de controvérsias, quanto a posição estratigráfica e idade da Formação Itaqueri, diz respeito à hipótese de não correlação dos sedimentos de cobertura das serras de Itaqueri, Santana e São Carlos, uma vez que eles encontram-se atualmente desnivelados. A aplicação de critérios essencialmente geomorfológicos conduziu à idéia de que se tratavam de depósitos correlativos de diferentes fases de pediplanação (CHRISTOFOLETTI & QUEIROZ NETO 1966, PONÇANO 1981, MELO & PONÇANO 1983), em detrimento de desnivelamentos tectônicos, cuja

presença é notória na região (BJÖRNBERG 1965, 1969, FÚLFARO *et al.* 1967, SOARES 1974, BRANDT NETO *et al.* 1981, RICCOMINI *et al.* 1991a).

CABRAL JR. *et al.* (1992) verificaram que os depósitos atribuídos à Formação Itaqueri, da região de Franca e Pedregulho, encontram-se intercalados entre derrames de rochas básicas da Formação Serra Geral. Esses sedimentos, provisoriamente referidos como Unidade Franca, são interpretados como leques aluviais rudáceos, gerados pelo alçamento da Flexura de Goiânia e biselados pela Superfície Sul-Americana (COIMBRA & RICCOMINI 1994).

MORAES REGO (1930) situou as camadas do alto da Serra de Itaqueri no Plioceno, considerando-as, portanto, mais jovens do que o Grupo Bauru, referindo-se a Rubião Júnior, nos arredores de Botucatu, como o local onde esta relação de sobreposição foi por ele observada. Posteriormente, ALMEIDA & BARBOSA (1953) julgaram que a situação estratigráfica exposta em Rubião Júnior era a oposta.

Em estudos mais recentes, SOARES & LANDIM (1976b) e MELO & PONÇANO (1983) interpretaram os depósitos de Rubião Júnior como testemunhos da Superfície Sul-Americana, e equivalentes às coberturas das serras de Itaqueri e São Pedro.

5.2.1 Considerações sobre a gênese e a idade da Formação Itaqueri

A erosão pós-basáltica que preparou o substrato para a deposição da Formação Itaqueri promoveu aplainamento generalizado, removendo as irregularidades deixadas pelas atividades tectônicas precedentes. A formação encontra-se assentada sobre superfície regular, desenvolvida nos basaltos da Formação Serra Geral e localmente nos arenitos eólicos da Formação Botucatu, como nos arredores de Itaqueri da Serra.

A sedimentação da Formação Itaqueri ocorreu sob condições de média a alta energia. Os leques aluviais rudáceos, bem desenvolvidos na Serra de Itaqueri e no flanco leste da Serra de São Pedro, passam a ter contribuição mais arenosa, no rumo oeste e noroeste, chegando a incorporar intercalações pelíticas nos arredores de Torrinha, onde as condições de sedimentação mais calmas permitiram a preservação de restos vegetais. Dessa maneira, tudo leva a crer que a sedimentação ocorreu com transporte de leste-sudeste para oeste-noroeste, a julgar pela distribuição das fácies. A contribuição de seixos de folhelhos da Formação Estrada Nova (ALMEIDA & BARBOSA 1953) e de rochas magmáticas extrusivas (basaltos) e hipoabissais (diabásios) na sedimentação Itaqueri é sugestiva de que os altos estruturais vizinhos, como o Anticlinal de Pitanga, possivelmente alçados no Maastrichtiano, tenham atuado como áreas-fonte destes materiais.

O topo da unidade é também relativamente regular. Existem desníveis entre as cotas de ocorrência nas diferentes serras, provavelmente relacionados ao tectonismo pós-sedimentar, cujas descontinuidades parecem ter exercido marcante influência na conformação atual dos platôs que sustentam os sedimentos Itaqueri, servindo como caminhos preferenciais ao ataque pelos agentes erosivos que vem causando o recuo da escarpa basáltica e de sua cobertura.

COIMBRA *et al.* (1981) descreveram os processos de silicificação dos arenitos e conglomerados da Formação Itaqueri, ocorrentes na serra homônima e na de São Carlos, considerando-os de natureza hidrotermal e contemporâneos à sedimentação clástica. Atribuiram relacão genética do hidrotermalismo com a manifestação alcalina de Jaboticabal, uma vez que esta e os arenitos silicificados encontram-se ao longo do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu. Sendo a intrusão de Jaboticabal datada de 54 Ma (*e.g.* ULBRICH & GOMES 1981), a sedimentação da Formação Itaqueri teria igualmente idade

terciária inferior (Paleoceno-Eoceno), o que torna provável sua vinculação à Superfície do Japi.

No topo da Serra do Mirante, em altitude de cerca de 1.590m, ocorrem depósitos de arenitos silicificados, predominantemente conglomeráticos, contendo grânulos de quartzo subarredondados a arredondados e fragmentos angulosos de siltitos rosados a avermelhados. O exame petrográfico mostrou que a silicificação ocorreu com o sedimento ainda inconsolidado, com arcabouço frouxo, sendo interpretada como penecontemporânea à sedimentação. Existe muita controvérsia sobre a idade e posição estratigráfica destes sedimentos, que já foram referidos como paleozóicos, cretáceos ou cenozóicos, a exemplo daqueles da Serra de Itaqueri. Para PONÇANO *et al.* (1982), essas ocorrências encontram-se assentadas sobre uma superfície de erosão, que nivela a vizinha intrusão de Poços de Caldas (54-89 Ma, segundo SONOKI & GARDA 1988) e suas ramificações, considerada como extensão da Superfície do Japi, tectonicamente alçada naquela região, razão pela qual foram correlacionados à Formação Itaqueri. As semelhanças litológicas e dos processos de silicificação, com aqueles verificados na área-tipo da Formação Itaqueri, somam a favor desta hipótese.

Dessa maneira, a Formação Itaqueri compreenderia o conjunto de depósitos de cobertura das serras de Itaqueri, São Pedro, Santana, Cuscuzeiro e São Carlos, bem como as ocorrências de Rubião Júnior e do topo da Serra do Mirante, sendo considerados de idade Paleocena - Eocena, correlativos da da elaboração da Superfície do Japi.

5.2.2 Tectonismo deformador da Formação Itaqueri

Na figura 30 estão assinalados os locais onde foram obtidos dados estruturais para a Formação Itaqueri em sua área-tipo. A figura 31 ilustra algumas das estruturas observadas. Nota-se, de início, que os dados estão concentrados na porção leste da área, nas serras de Itaqueri, São Pedro,

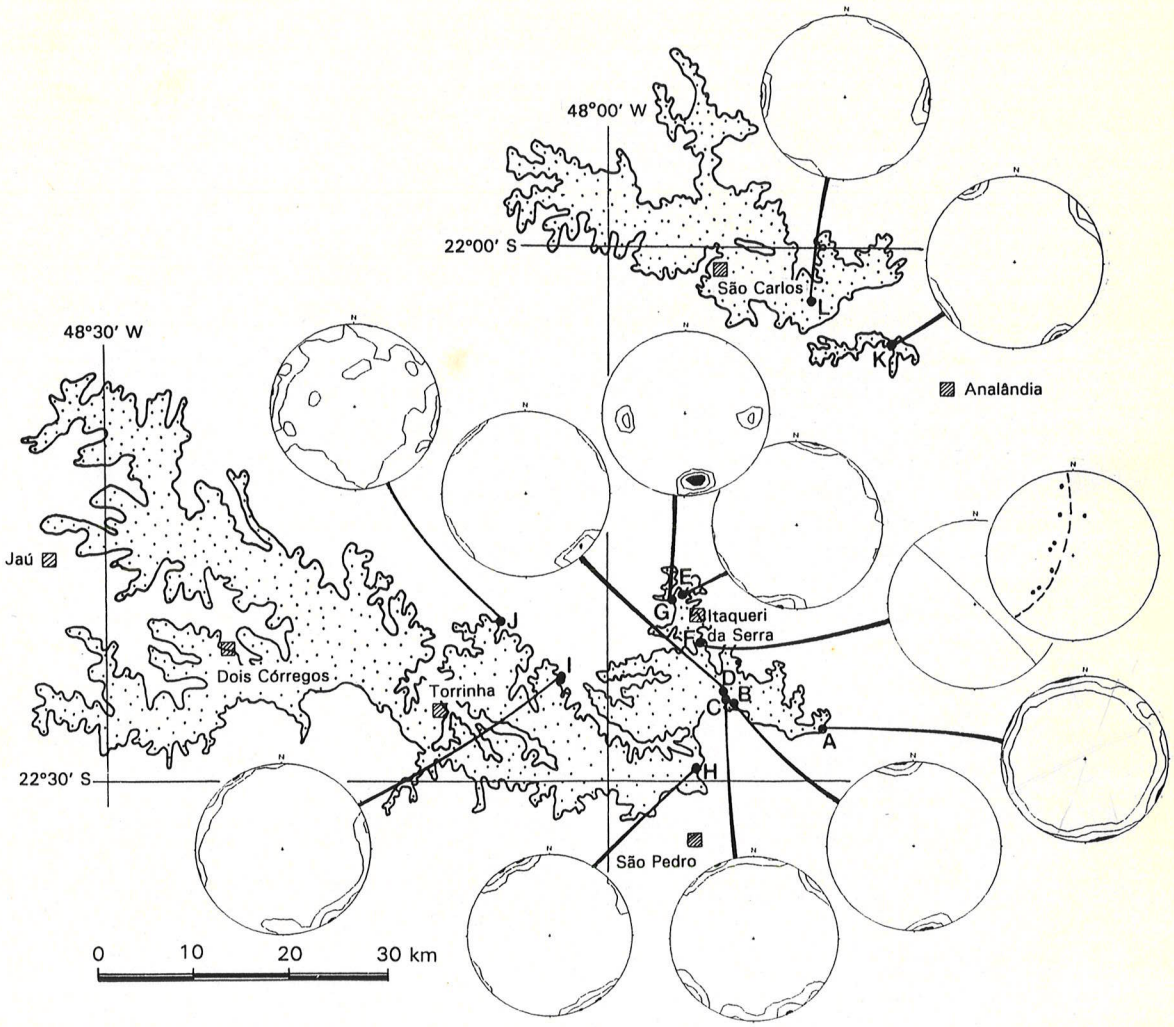

Figura 30. Estruturas da Formação Itaqueri (área pontilhada) nas serras de Itaqueri, São Pedro, Cuscuzeiro e São Carlos. Locais de estudos, número de dados, valores das curvas de isofreqüência a partir do centro dos diagramas: A. coordenadas UTM 214,0 km E, 7.515,2 km N, falhas e fraturas, 102 dados, curvas de 1, 4 e 7%; B. 203,3 km E, 7.517,2 km N, fraturas, 51 dados, curvas de 7, 14 e 21%; C. 203,0 km E, 7.517,5 km N, fraturas, 41 dados, curvas de 3, 8 e 14%; D. 203,0 km E, 7.517,7 km N, falhas e fraturas, 34 dados, curvas de 6, 12 e 18%; E. 198,7 km E, 7.528,5 km N, fraturas, 45 dados, curvas de 5, 10 e 15%; F. 200,3 km E, 7.254,3 km N, falha (1 dado, círculo máximo) e pólos de superfície So dobrada (8 dados, com círculo mínimo tracejado); G. 198,2 km E, 7.528,2 km N, fraturas, 22 dados, curvas de 5, 10 e 15%; H. 200,6 km E, 7.510,3 km N, falhas, 51 dados, curvas de 4, 9 e 14%; I. 804,6 km E, 7.519,4 km N, fraturas no basalto, 45 dados, curvas de 3, 7 e 11%; J. 797,8 km E, 7.526,0 km N, fraturas no basalto, 50 dados, curvas de 1, 5 e 9%; K. 220,2 km E, 7.555,0 km N, fraturas, 54 dados, curvas de 5, 10 e 15%; L. 211,5 km E, 7.559,5 km N, falhas e fraturas, 67 dados, curvas de 1, 6 e 11% (locais *A* a *J* nas serras de Itaqueri e São Pedro, *K* na Serra do Cuscuzeiro e *L* na Serra de São Carlos).

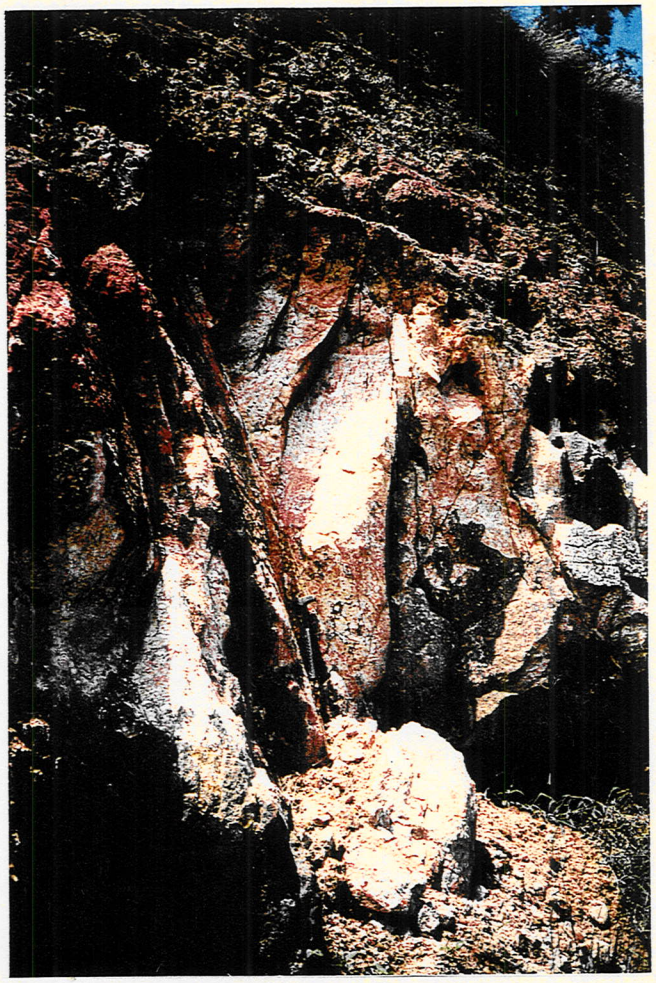

Figura 31. Exemplos de estruturas rúpteis na Formação Itaqueri. Na foto do canto superior esquerdo tem-se falhas transcorrentes e fraturas do local *A*; ao lado, falhas transcorrentes de componente normal no corte, local *H*; acima, estutura-em-flor relacionada a falhamento transcorrente de orientação NNE, local *L*.

Cuscuzeiro e São Carlos, em função da própria distribuição dos sedimentos tectonicamente perturbados. Compreendem estruturas pós-sedimentares, principalmente falhas de caráter transcorrente, localmente com dobras *en échelon* associadas, e também fraturas, que em grande parte correspondem a falhas, onde não se pode detectar a movimentação relativa entre os blocos, em função das características litológicas dos sedimentos.

As descontinuidades observadas são subverticais, apresentam espaçamento variado, predominando o decimétrico. As direções principais são ENE e WNW, ocorrendo secundariamente NNW, NE e NNE. Poucas são as indicações de sentido de deslocamento: nos locais *B* e *F* (Fig. 30), falhas de direção N45W apresentam rejeito de componente transcorrente dextral; no local *H* ocorrem falhas de direção NNW com componente sinistral; em *L*, falhas de direção NNE apresentam deslocamento transcorrente sinistral de componente normal. Tais indicações, aliadas à disposição geral das estruturas, seriam compatíveis com um eixo de tensão principal máxima, $\sigma 1$, de orientação NW, horizontal, eixo de tensão principal mínima, $\sigma 3$, NE, horizontal, e eixo intermediário, $\sigma 2$, vertical, relacionados a um binário transcorrente dextral de direção geral WNW.

Os sedimentos falhados das serras de Itaqueri e São Pedro encontram-se nas proximidades da junção dos alinhamentos do Rio Tietê e do Rio Moji-Guaçu, e os das serras de São Carlos e Cuscuzeiro sobre o Alinhamento São Carlos-Leme, o que permite supor que as deformações verificadas estejam relacionadas com movimentações ao longo dessas feições maiores. As principais direções estruturais obtidas são coincidentes com a conformação atual dos platôs que sustentam os depósitos da Formação Itaqueri.

De maneira complementar, foi realizado o levantamento de falhas e juntas presentes nos sedimentos da Formação Itaqueri na Serra do Mirante. As falhas são de direção predominante N-S, com mergulhos médios a elevados para E (Fig. 32). Elas encontram-se preenchidas por mineral fibroso,

indicando movimentações de componentes reversas, com σ1 de direção NE, subhorizontal, σ2 de direção NW, subhorizontal, e σ3 subvertical. As juntas são subverticais, de espaçamento decimétrico, constituindo duas famílias; a principal, de orientação NNE, é bem desenvolvida, mostrando boa continuidade nos afloramentos; a secundária, de direção WNW, é mais descontínua, representando prováveis *cross-joints* (Fig. 33). A disposição das juntas indica para o eixo de tensão principal mínimo, σ3, orientação WNW, horizontal. As direções de esforços obtidas sugerem que as falhas representam o produto da reativação local das juntas.

Para falhamentos presentes no vizinho Maçico Alcalino de Poços de Caldas, ETCHEBEHERE *et al.* (1992) obtiveram eixo de tensão principal máximo, σ1, segundo NNW-NW, horizontal, eixo de tensão principal mínimo, σ3, NNE-NE, e eixo intermediário, σ2, vertical, indicando regime transcorrente dextral. Ao nível regional, o mesmo regime parece ter controlado a atividade de uma falha sinistral de direção NE, desenvolvida ao longo da borda NW do maciço e que prossegue até Aguai, SP, reconhecida por MELO *et al.* (1993, p.31). Dessa maneira, os esforços deduzidos para o maciço são incompatíveis com aqueles da Serra do Mirante, tratando-se provavelmente de eventos distintos. A idade dos movimentos é, porém, questão ainda em aberto.

5.3 *Rift* Continental do Sudeste do Brasil

RICCOMINI (1989) atribuiu a designação de *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) à feição tectônica anteriormente denominada de Sistema de *Rifts* da Serra do Mar (ALMEIDA 1976), desenvolvida como estreita faixa alongada e deprimida de direção ENE, com extensão de aproximadamente 800 km, englobando as bacias de Curitiba, PR, São Paulo, Taubaté, SP, Resende, Volta Redonda, Itaboraí e Barra de São João, RJ, e os *grabens* de Sete Barras, SP, e da Guanabara, RJ (Fig. 1).

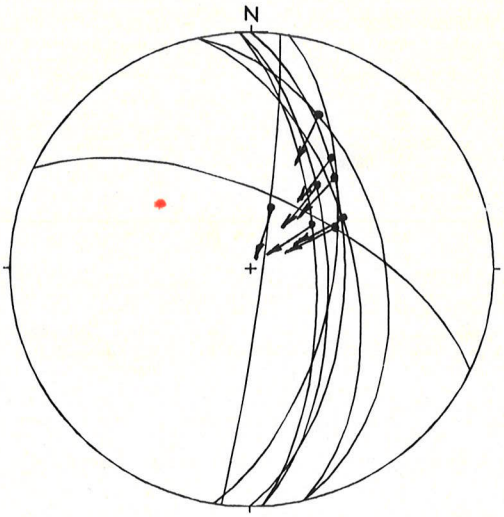

Figura 32. Falhas de componentes reversas em sedimentos da Formação Itaqueri no topo da Serra do Mirante (8 dados, coordenadas 320,9 km E, 7.580,3 km N).

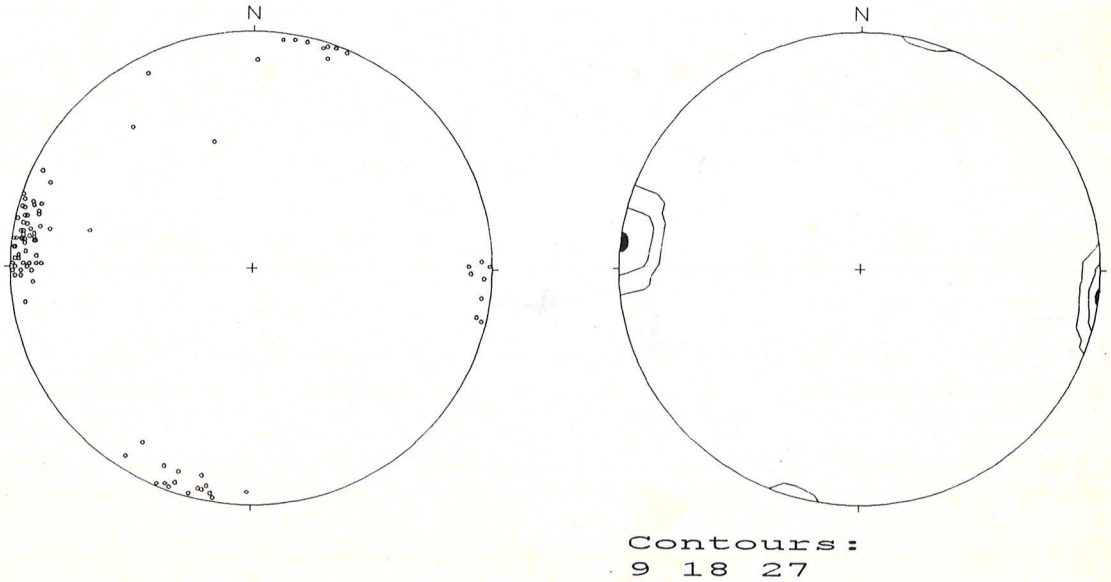

Figura 33. Famílias de juntas em sedimentos da Formação Itaqueri no topo da Serra do Mirante (100 dados, idem localização da figura anterior).

A origem tectônica para a depressão do RCSB, já aventada em inúmeros trabalhos (*v.g.* DEFONTAINES 1939, ALMEIDA 1964, 1976, CORDANI *et al.* 1974, HASUI *et al.* 1978, ASMUS & FERRARI 1978, MELO *et al.* 1985a), foi enfatizada por RICCOMINI (1989), que elaborou um quadro relacionando os eventos tectônicos com uma coluna estratigráfica revisada (Fig. 34). Segundo este autor, no Paleógeno (Eoceno - Oligoceno) teria ocorrido a formação da depressão original, um hemi-*graben*, contínuo na porção compreendida pelas atuais bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, como resultado de esforços trativos de direção NNW-SSE, impostos pelo basculamento termomecânico na Bacia de Santos. O preenchimento vulcano-sedimentar sintectônico desta fase, reunido sob a designação de Grupo Taubaté, compreenderia o sistema de leques aluviais associados a planície fluvial de rios entrelaçados da Formação Resende, o sistema lacustre (*playa-lake*) da Formação Tremembé e o sistema fluvial meandrante da Formação São Paulo. Neste grupo seriam incluídos ainda os derrames do Basanito Casa de Pedra, intercalados na Formação Resende na Bacia de Volta Redonda. No Neógeno, possivelmente Mioceno, teria lugar o início do tectonismo deformador, associado a um binário transcorrente sinistral de direção E-W, responsável pela geração dos altos estruturais de Arujá (separando as drenagens dos rios Tietê e Paraíba do Sul) e Queluz, e de bacias *pull-apart*, tendo nestas ocorrido a deposição do sistema fluvial entrelaçado da Formação Itaquaquecetuba. Provavelmente no Plioceno a Pleistoceno Inferior, haveria a implantação de novo sistema fluvial meandrante, a Formação Pindamonhangaba da porção central da Bacia de Taubaté. O Pleistoceno Superior seria marcado, inicialmente, por uma fase de estabilidade tectônica, com a deposição de sedimentos colúvio-aluviais resultantes do remodelamento do relevo em função de variações climáticas e, posteriormente, por nova deformação relacionada a um binário transcorrente dextral, de direção E-W, com a geração de outras soleiras e definição da

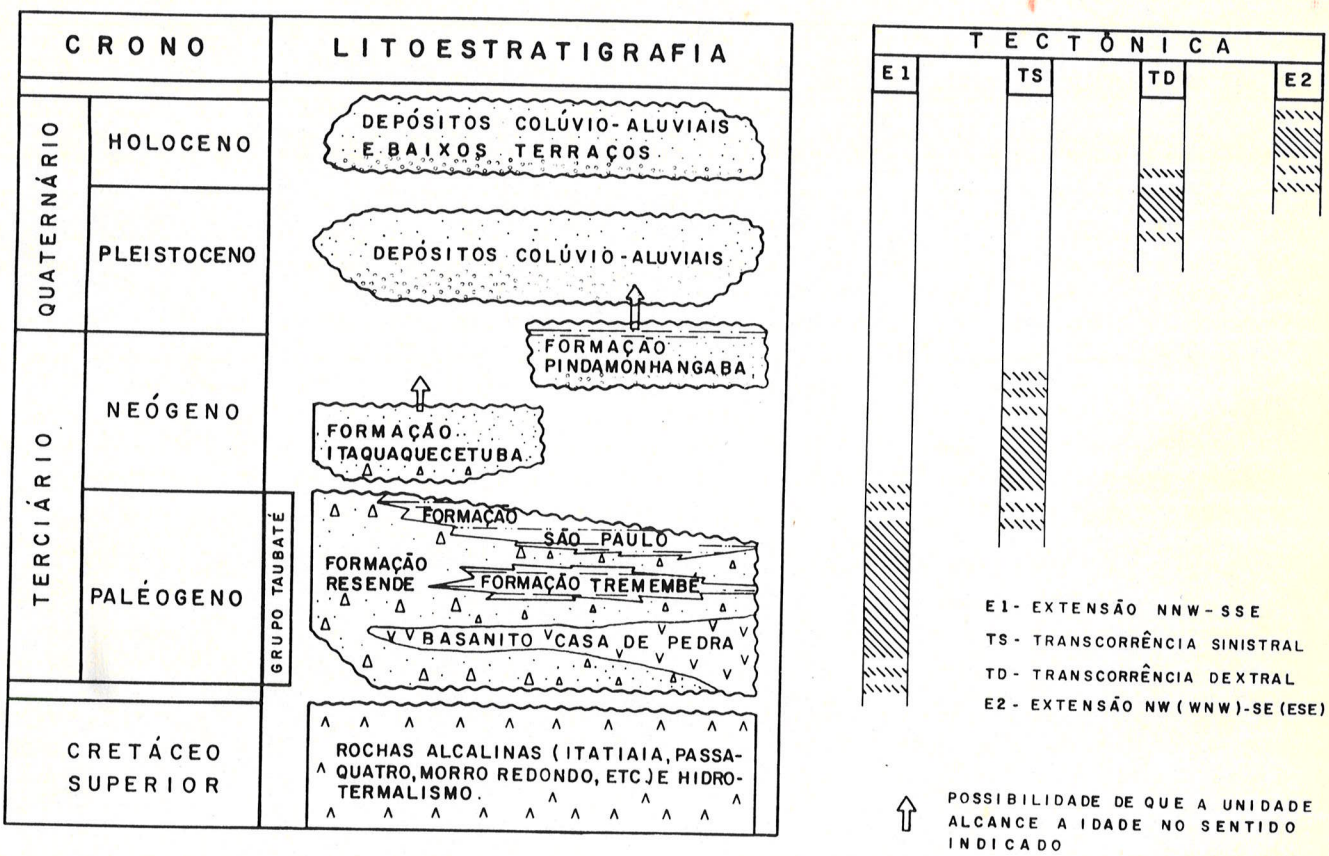

Figura 34. Relações entre a estratigrafia e a tectônica no *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (segundo RICCOMINI 1989, RICCOMINI & COIMBRA 1992).

distribuição atual dos sedimentos nas bacias, num arranjo *lazy-Z*. No Holoceno, extensão de direção WNW-ESE teria deixado seus registros como falhas normais em depósitos de baixos terraços ligados à rede de drenagem do Rio Paraíba do Sul, enquanto que, atualmente, a região estaria sob vigência de esforços compressivos.

A alternância entre transcorrência sinistral e dextral e, conseqüentemente, de esforços trativos para compressivos, respectivamente, foi relacionada por RICCOMINI (1989) ao balanço entre as taxas de abertura na Cadeia Meso-Atlântica e de subducção da Placa de Nazca sob a Placa Sul-Americana. O autor considerou que a deriva desta última para oeste, em relação as estruturas antigas do RCSB, teria proporcionado transcorrência dextral quando a taxa de abertura excedesse a de subducção, e transcorrência sinistral na situação oposta.

Nos trabalhos que se sucederam, a estratigrafia proposta por RICCOMINI (1989), foi sendo rotineiramente empregada (*v.g.* TAKIYA 1991, ROCHA & CELESTINO 1992, FERNANDES 1993), eventualmente com pequenas modificações (*e.g.* MARQUES 1990, CAMPANHA 1994), demonstrando sua operacionalidade. O modelo tectônico, por sua vez, tem sido aceito nos seus aspectos mais gerais, e se revelado compatível com as observações em outros segmentos do RCSB (*e.g.* MELO 1990), existindo, entretanto, alternativas recentes que vinculam a geração e deformação das bacias a regimes únicos, como o modelo de colapso extensional, defendido por FERNANDES (1993), ou de tectônica distensiva oblíqua, aventada por HASUI (1990). Tais opções, conquanto pareçam explicar as estruturas, merecem ainda melhor adequação em termos estratigráficos.

No que diz respeito ao tectonismo gerador e deformador do RCSB, um conjunto de trabalhos mais recentes, desenvolvidos em áreas específicas, permitiu o reconhecimento de novas acumulações, a melhor caracterização dos esforços, incluindo os neotectônicos, e a datação dos eventos.

Em termos de novas ocorrências, MOHRIAK & BARROS (1990) incorporam ao RCSB o *Graben* de Barra de São João, localizado na Plataforma de Cabo Frio, implicando num acréscimo de pelo menos 100 km na sua extensão total. Posteriormente, RICCOMINI & COIMBRA (1992) referem-se ao recém descoberto *Graben* de Guaraqueçaba, no limite entre os estados de São Paulo e Paraná.

Quanto à cronologia, LIMA *et al.* (1994) apresentam os primeiros resultados de análises palinológicas de folhelhos do *Graben* de Casa de Pedra, cuja idade eocena mostra concordância com aquela obtida para os derrames de basanito. Na Bacia de Itaboraí, a datação de derrame de ankaramito pelo método K-Ar revelou idade também eocena, constituindo-se em referência cronológica para a extensão NW-SE associada à transcorrência sinistral de direção E-W (RICCOMINI & RODRIGUES FRANCISCO 1992).

No que diz respeito à neotectônica, RICCOMINI *et al.* (1991c) obtiveram idade ^{14}C de 270±120 A.P. (Bondy 611) para carvões presentes em depósito de baixo terraço do Rio Barreiro, afluente do Rio Paraíba do Sul, que correlacionaram à *Little Ice Age*. Esses sedimentos, referidos em RICCOMINI (1989), são seccionados por falhas normais relacionadas à extensão NNW-ESE (Fig. 35). Mais recentemente, em estudos na região do Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro e Itatiaia (englobando a Soleira de Queluz), SALVADOR (1994) detalhou o modelo tectônico proposto por RICCOMINI (1989), reconhecendo a existência de uma fase adicional final às quatro anteriormente estabelecidas, sendo as três últimas neotectônicas. As movimentações neotectônicas estariam relacionadas inicialmente com os esforços compressivos de idade pleistocênica orientados segundo NW-SE, relacionados a um binário transcorrente dextral de direção E-W, deformando depósitos coluviais e linhas-de-seixos, por vezes cavalgados por blocos de rochas do embasamento, ao longo de falhas com direções

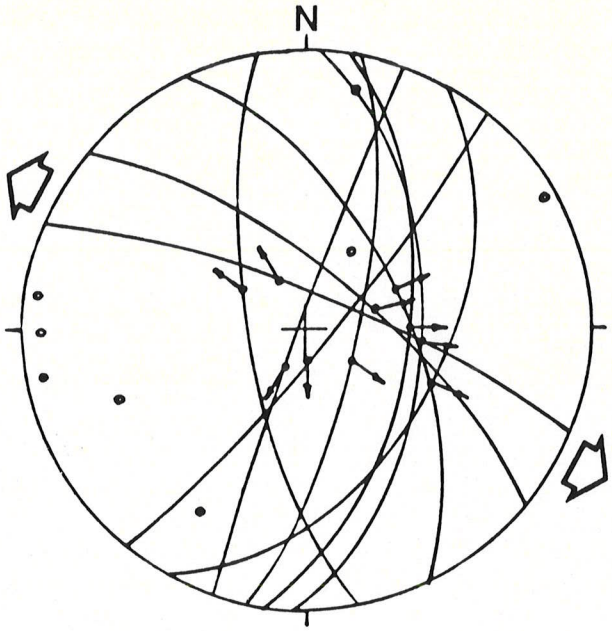

Figura 35. Falhas normais (círculos máximos) e estrias (pontos) do Vale do Rio Barreiro, Fazenda Barreiro, Taubaté, SP. As setas exteriores indicam a direção de extensão, 10 dados.

preferenciais NE a ENE (Fig. 36). No Holoceno, ocorreria mudança nos esforços que passariam para trativos, de direção E-W (WNW-ESE), responsáveis pela geração de *grabens* de direção N-S, onde encontram-se embutidos pacotes sedimentares com espessuras superiores a 30 m (Fig. 37). Finalmente, famílias de juntas conjugadas, de direções ENE e WNW, seccionando depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais, registrariam uma nova mudança para regime de esforços compressivos, de direção E-W, durante o Holoceno (Fig. 38), concordantes com as direções de esforços atuais obtidas a partir de dados sismológicos (*v.g.* ASSUMPÇÃO 1992) e de *breakouts* de poços de petróleo (LIMA & NASCIMENTO 1994). A idade holocena desta atividade final é confirmada pela datação ^{14}C de 10.240±90 A.P. (Beta 80402), obtida para nível de paleossolo desenvolvido sobre

depósito colúvio-aluvial, afetado por deformações dessa fase, na região de Queluz (local SQ-161 de SALVADOR 1994).

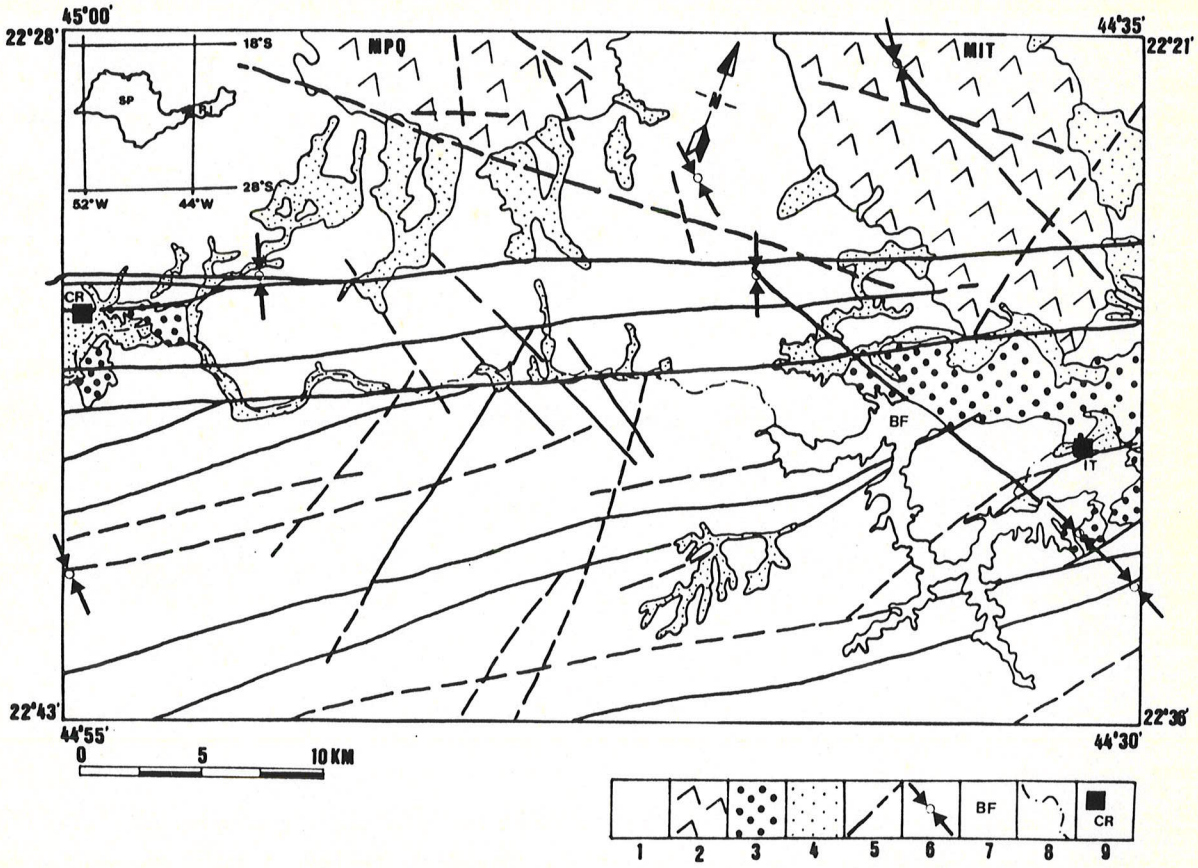

Figura 36. Direção dos esforços relacionados ao binário transcorrente dextral E-W na área da Soleira de Queluz (segundo SALVADOR 1994). 1. embasamento pré-cambriano; 2. rochas alcalinas (MPQ-Maciço de Passa Quatro, MIT-Maciço de Itatiaia); 3. sedimentos da Formação Resende; 4. sedimentos quaternários; 5. falha, falha inferida; 6. direção dos esforços; 7. Barragem do Funil; 8. Rio Paraíba do Sul; 9. principais localidades (IT-Itatiaia, CR-Cruzeiro).

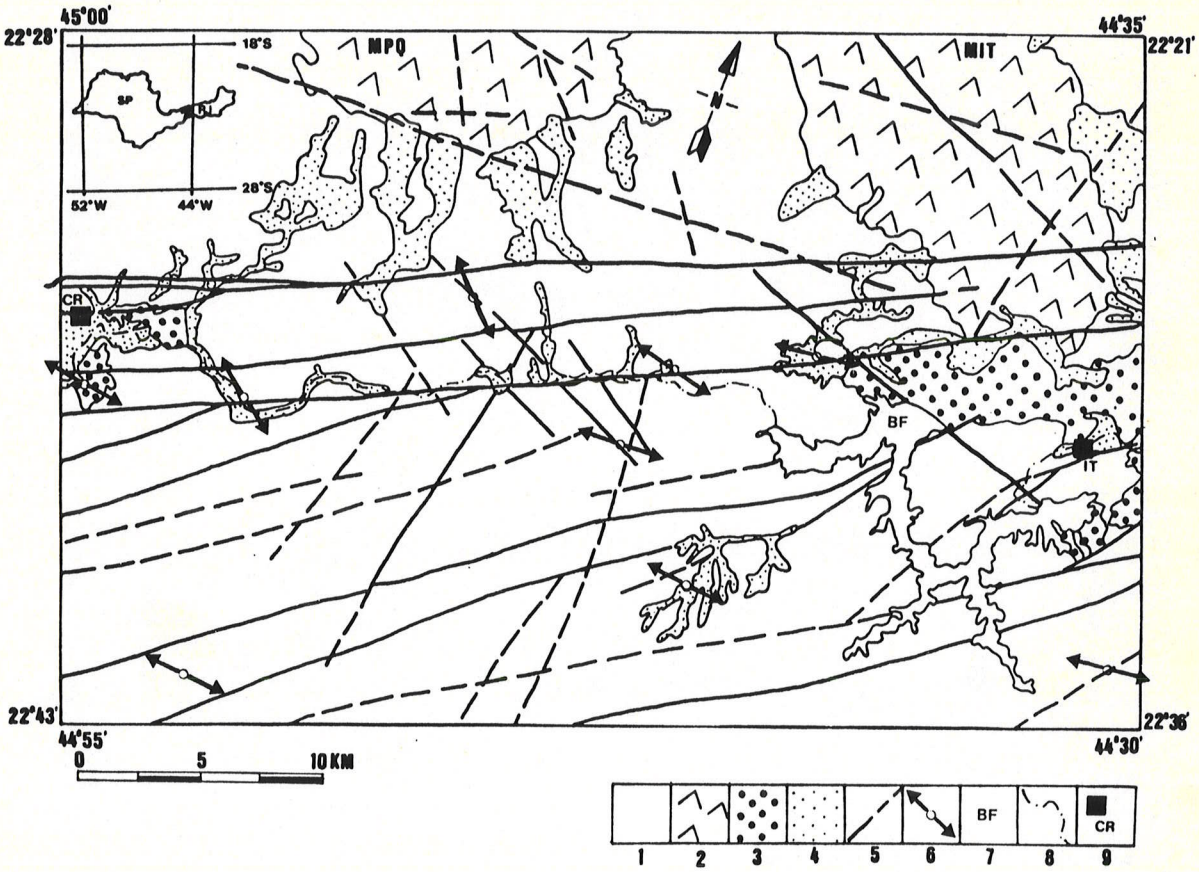

Figura 37. Direção dos esforços relacionados à extensão de direção WNW-ESE na área da Soleira de Queluz (segundo SALVADOR 1994). 1. embasamento pré-cambriano; 2. rochas alcalinas (MPQ-Maciço de Passa Quatro, MIT-Maciço de Itatiaia); 3. sedimentos da Formação Resende; 4. sedimentos quaternários; 5. falha, falha inferida; 6. direção dos esforços; 7. Barragem do Funil; 8. Rio Paraíba do Sul; 9. principais localidades (IT-Itatiaia, CR-Cruzeiro).

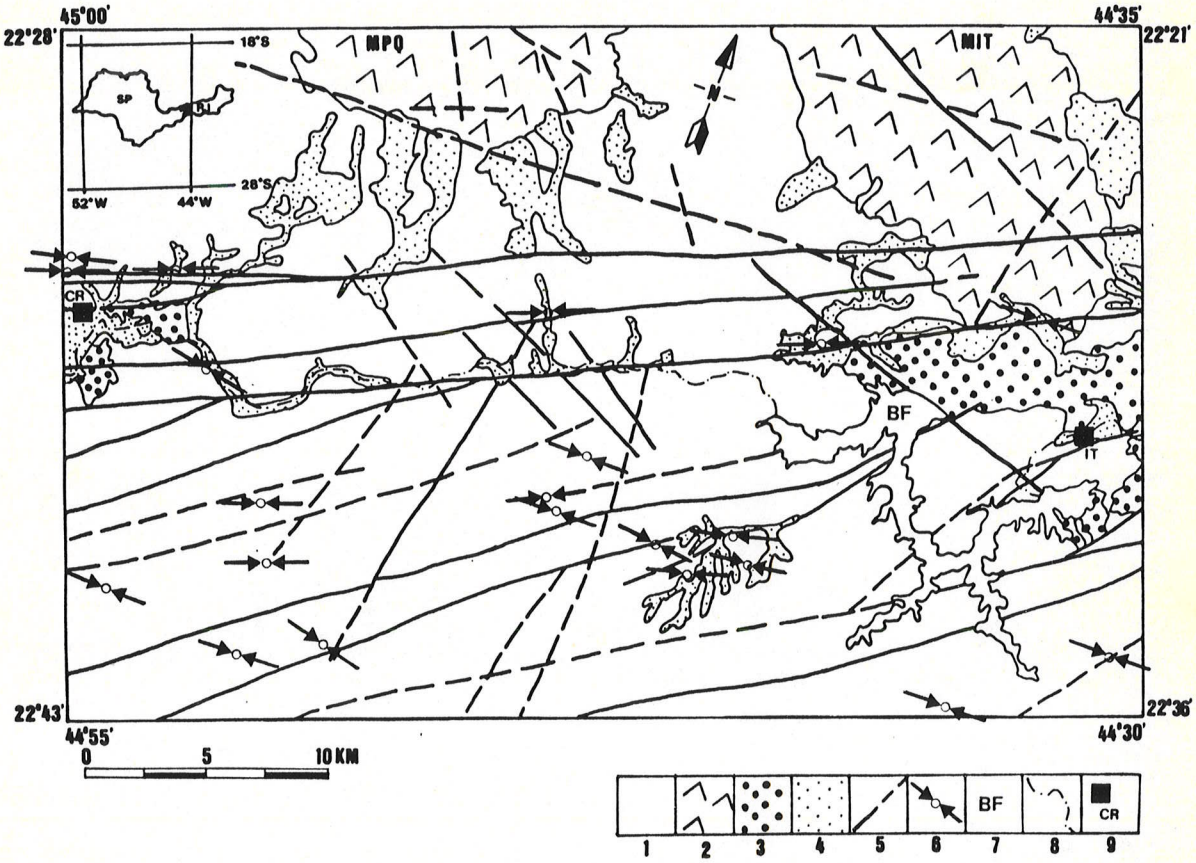

Figura 38. Direção dos esforços relacionados à compressão final de direção E-W (WNW-ESE) na área da Soleira de Queluz (segundo SALVADOR 1994). 1. embasamento pré-cambriano; 2. rochas alcalinas (MPQ-Maciço de Passa Quatro, MIT-Maciço de Itatiaia); 3. sedimentos da Formação Resende; 4. sedimentos quaternários; 5. falha, falha inferida; 6. direção dos esforços; 7. Barragem do Funil; 8. Rio Paraíba do Sul; 9. principais localidades (IT-Itatiaia, CR-Cruzeiro).

5.4 Ocorrências isoladas de sedimentos de provável idade quaternária

As evidências diretas de neotectonismo são mais freqüentes na região do RCSB (RICCOMINI *et. al.* 1989b, SALVADOR 1994) e mais raras para o interior do estado (FACINCANI *et al.* 1992, RIBEIRO *et al.* 1992), talvez como reflexo da intensidade deste processo, maior na região vizinha à costa. São relatadas cinco situações onde os depósitos falhados, de idade quase que certamente quaternária, fornecem interessantes indicações sobre o campo de esforços.

A primeira está situada no Platô de Marília, em cortes da Rodovia Marechal Rondon, nas proximidades do acesso para Garça (coordenadas 638,1 km E, 7.540,8 km N), onde foram observadas duas situações de falhamentos de componente normal e rejeitos decimétricos, seccionando linhas-de-seixos desenvolvidas sobre sedimentos cretáceos da Formação Adamantina. Ambas estão orientadas segundo N20E, com mergulhos de 35 e 40° para noroeste, sugestivas de extensão segundo WNW.

A segunda, localizada na rodovia que liga Ipauçu a Avaré, no trecho compreendido entre Bernardino de Campos e Manduri (coordenadas 669,0 km E, 7.456,3 km N), com a ocorrência de falha de componente normal, com rejeito decimétrico, deslocando linha-de-seixos. Encontra-se orientada segundo N27E, com mergulho de 25° para sudeste, também sugestiva de extensão segundo WNW.

A terceira, também localizada na rodovia Ipauçu-Avaré, no trecho entre Cerqueira César e Avaré, com a presença de falhas de direções NNW-NW, subverticais, mostrando componentes transcorrentes dextrais, e NE, subverticais, de componentes transcorrentes sinistrais (Fig. 39). Neste caso, é seguro posicionar o eixo de tensão principal máxima, $\sigma 1$, na direção NNE, próxima de N-S, horizontal, $\sigma 3$ na direção WNW, próxima de E-W, horizontal, e $\sigma 2$ na vertical.

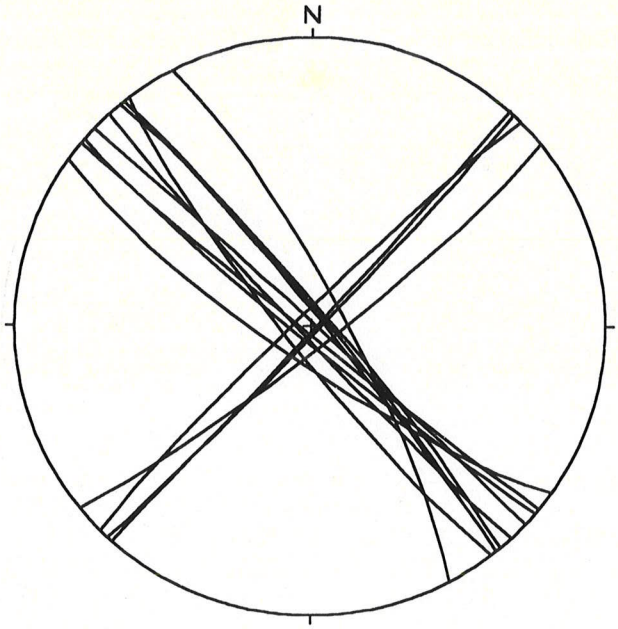

Figura 39. Falhas (círculos máximos) com direções NNW-NW de componentes transcorrentes dextrais e NE de componentes sinistrais. Rodovia Ipauçu - Avaré, trecho Cerqueira Cesar - Avaré (13 dados, 697,1 km E, 7.447,3 km N).

A quarta situação corresponde a prováveis depósitos de leques aluviais, situados na rodovia que interliga Águas da Prata a Poços de Caldas, nas proximidades da divisa SP-MG. No local tem-se falhas normais orientadas predominantemente segundo NW e secundariamente NE, todas normais. Apesar da variação nas direções, o conjunto de dados é compatível com $\sigma 1$ vertical, $\sigma 2$ de direção NW, horizontal, e $\sigma 3$ de direção NE, horizontal. Os dados de fraturas também mostram certa dispersão, mas indicam tensão principal mínima, $\sigma 3$, segundo NE (Fig. 40). Não se conhece, até o presente momento, a idade absoluta dos depósitos, que são posteriores à intrusão de Poços de Caldas. Há, entretanto, registro do epicentro de um sismo nos arredores desta localidade (MELO *et al.* 1993).

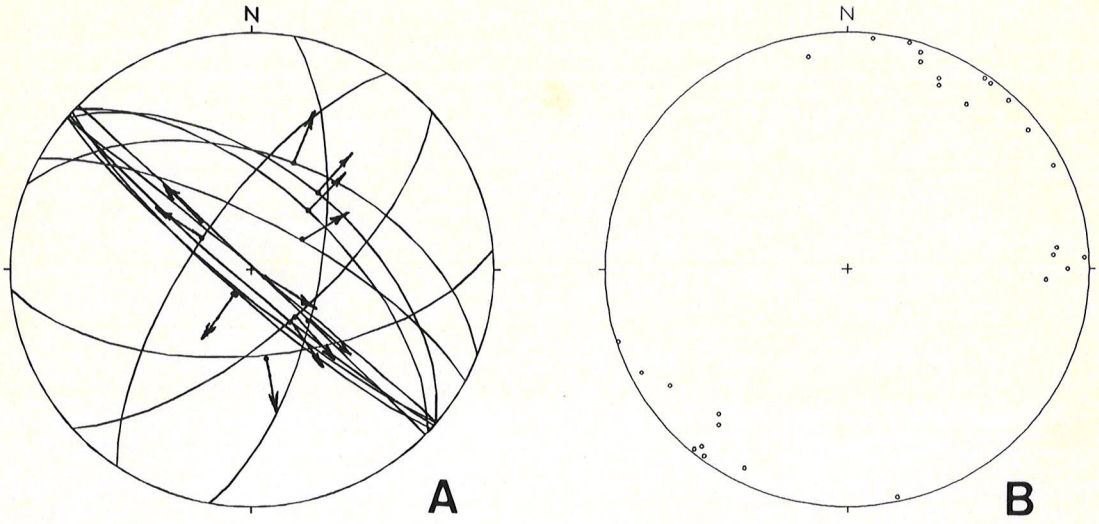

Figura 40. Falhas de componentes normais (A) e fraturas (B) da região de Águas da Prata (8 dados de fallhas e 29 de fraturas, 326,1 km E, 7.583,4 km N).

A quinta ocorrência, localizada às margens do Rio Passa Cinco (local *D*, figura 19), correponde a um conjunto de falhas conjugadas, de direção NE, com mergulhos ao redor de 50-60° ora para SE, ora para NW, e rejeitos normais e inversos, seccionando siltitos da Formação Tatuí e depósitos de cascalhos de baixos terraços (Fig. 41). Com base nas relações angulares, RICCOMINI *et al.* (1991a) consideraram as falhas inversas como as mais jovens. Para as falhas normais, o eixo de tensão principal máximo, $\sigma 1$, encontra-se orientado na vertical, o eixo de tensão principal intermediário, $\sigma 2$, possui direção NE, horizontal, e o eixo de tensão principal mínimo, $\sigma 3$, está orientado segundo NW; para as falhas inversas, $\sigma 1$ orienta-se a NW, horizontal, $\sigma 2$ segundo NE, horizonta,l e $\sigma 3$ é vertical (Fig. 42). Os depósitos são mais jovens do que a Formação Rio Claro e, possivelmente holocênicos, a julgar pela sua posição. O local encontra-se sobre o Alinhamento do Rio Moji-Guaçu (Fig. 13) e as direções de tensões obtidas seriam compatíveis com

movimentação inicialmente dextral e posteriormente sinistral ao longo desta estrutura.

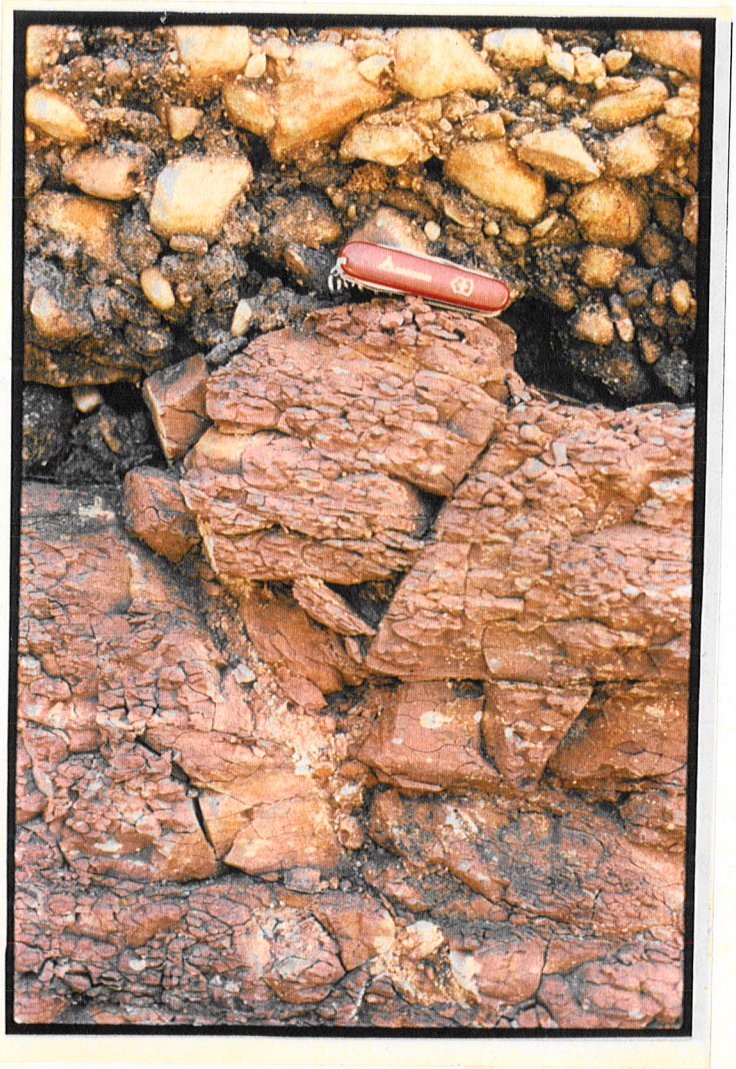

Figura 41. Falhas inversas truncando siltitos da Formação Tatuí e conglomerados de baixos terraços do Rio Passa Cinco (222,4 km E, 7.516,9 km N).

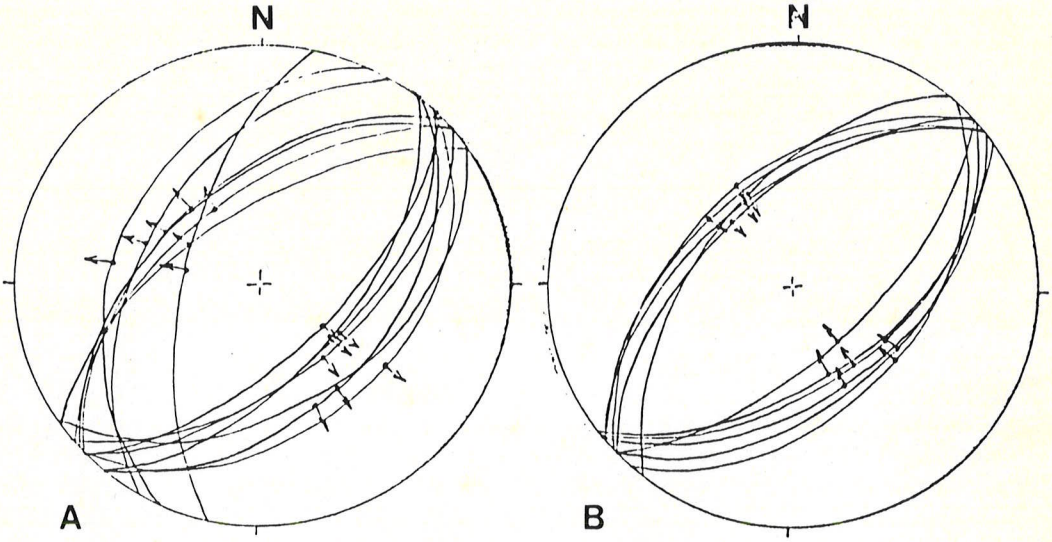

Figura 42. Falhas normais (A, 14 dados) e reversas (B, 11 dados) em conglomerados de baixo terraço do Rio Passa Cinco (mesma localização da figura 41).

5.5 Síntese do tectonismo cenozóico

Numa primeira análise, durante o Cenozóico permanece, de maneira geral, o campo de tensões relacionado a um binário dextral de direção próxima a E-W, cuja expressão é certamente regional (RICCOMINI 1989, HASUI 1990, SAADI 1991). Em determinado intervalo de tempo, ele foi suplantado por esforços relacionados ao basculamento termomecânico na Bacia de Santos (CHANG & KOWSMANN 1984, RICCOMINI 1989).

A transcorrência sinistral indicada por RICCOMINI (1989) parece ter seu início já no Eoceno, a julgar pela idade das efusivas e dos sedimentos do *Graben* de Casa de Pedra, como também do ankaramito de Itaboraí.

A distribuição dos esforços neotectônicos, mostrando persistência das orientações tanto na região próxima à costa como na interiorana, indica

relação mais direta com as tensões resultantes da migração da Placa Sul-Americana. As alternâncias constatadas e as velocidades com que ocorrem mostram que, provavelmente, dentro do quadro geral compressivo, há períodos trativos, em função do balanço da taxa de abertura na Cadeia Meso-Atlântica e de subducção da Placa de Nazca sob a Sul-Americana.

6 INTEGRAÇÃO DE DADOS E CONSIDERAÇÕES FINAIS

A existência de descontinuidades pré-cambrianas reativadas durante a sedimentação paleozóica da Bacia do Paraná, que começou a ser apontada há pouco mais de dez anos (CORDANI *et al.* 1984), é hoje o ponto de partida para qualquer estudo que sobre ela venha a ser proposto. Ao nível mais geral, é nesse quadro que o entendimento dos processos tectônicos geradores e deformadores de bacias sedimentares deve ser lastreado. Se para a região do Planalto Atlântico o estudo das relações entre a cobertura e as descontinuidades do embasamento é facilitado pela possibilidade de observação direta destas, na área coberta pelos sedimentos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná, e mesozóicos da Bacia Bauru, a investigação mais acurada do substrato requer a utilização de informações geofísicas, para que o comportamento tridimensional do substrato possa ser convenientemente analisado. Entretanto, são poucos os dados disponíveis para a área do presente estudo.

A estruturação crustal do território paulista e adjacências, interpretada por HASUI *et al.* (1989) a partir da carta gravimétrica Bougue do estado, em conjunto com o mapa de anomalia magnética MAGSAT e dados aeromagnéticos, mostra anomalias que interessam especialmente a porção norte e noroeste do estado, fora da área em estudo.

Do mapa de arcabouço estrutural da Bacia do Paraná, dominado por elementos tectônicos lineares (ZALÁN *et al.* 1991), apenas as falhas de Guaxupé e Jacutinga, ambas de direção ENE-NE, e o Lineamento de Moji-Guaçu - Dourados, de direção E-W, apresentam maior expressão e provavelmente têm alguma representação sob a forma de estruturas detectáveis no campo.

É no mapa de resíduo de anomalia gravimétrica, elaborado por QUINTAS (1995), que podem ser encontradas descontinuidades mais evidentes e correlacionáveis às informações obtidas de outros estudos, destacando-se feições lineares paralelas ao Rio Paraná, no trecho entre Guaíra e o Pontal do Paranapanema, e deste para o norte, adentrando território sul-matogrossense, e feição de direção noroeste, ao longo do Alinhamento do Rio Tietê. Existem ainda descontinuidades na porção sudeste do estado, da altura de Pirajú até Botucatu.

Estudos sísmicos da litosfera continental da porção sudeste do Brasil (JAMES *et al.* 1993) revelaram espessura crustal da ordem de 40-42 km no domínio do Craton do São Francisco e nos terrenos arqueanos adjacentes, enquanto que, na área da Bacia do Paraná, varia em torno de 43-45 km. Os dados de anisotropia e as direções de polarização sugerem uma assinatura anisotrópica no manto que refletiria o episódio tectônico que amalgamou as microplacas durante a Orogenia Brasiliana-Panafricana. As direções de polarização alinham-se subparalelamente ao traço da zona crítica e mostram tensão principal máxima compressiva na posição ortogonal.

Os alinhamentos estruturais de grande magnitude conhecidos no Estado de São Paulo, na área geográfica da Bacia do Paraná, somados aqueles ora definidos e analisados dentro de um contexto tectônico integrado, configuram-se como os elementos controladores de sucessivos movimentos tectônicos ou tectonismo recorrente (HASUI 1990). A ação desses lineamentos, impulsionados por um binário transcorrente dextral, exerceu papel controlador da instalação e modificações posteriores das acumulações sedimentares, salvo nos aparentemente curtos intervalos de tempo em que tiveram seus efeitos sobrepujados pela subsidência termal, inicialmente relacionada aos basaltos, no Cretáceo Inferior e, posteriormente, aos basculamento da Bacia de Santos, a partir do início do Terciário.

Embora alguns desses alinhamentos, como aqueles do Arco de Ponta Grossa, tiveram comprovadamente atividade pré-vulcanismo Serra Geral, os demais parecem ter se instalado a partir dele. Nesse quadro, o tectonismo gerador e deformador das acumulações sedimentares pós-gondvânicas do Estado de São Paulo e regiões vizinhas pode ser assim resumido:

1. pulsos tectônicos precursores, registrados em sedimentos da parte superior do Permiano Inferior (Artinskiano-Kunguriano) e Permo-Triássico, estes representados por sismitos, sob regime trativo de direção NW-SE;

2. fase de soerguimento iniciada no Permiano Superior acarretando o recuo do mar Corumbataí e o avanço das dunas litorâneas da Formação Pirambóia;

3. período de erosão generalizada em função desse soerguimento, correspondente provavelmente a todo o Jurássico, com deflação dos sedimentos Pirambóia em ambiente desértico;

4. eclosão dos primeiros derrames básicos, provenientes de fissuras de orientação nordeste, localizadas do Pontal do Paranapanema ao noroeste do Paraná, ainda sob regime trativo de direção NW-SE, há acerca de 137 Ma, no limite Juro-Cretáceo;

5. provável avanço das dunas Botucatu sobre a área basáltica e sobre o Pirambóia;

6. migração da pluma de Tristão da Cunha ao longo do Arco de Ponta Grossa, que passa a alimentar os derrames da porção norte da bacia, por volta de 132 Ma, sob regime trativo de direção NE-SW no arco e NW-SE no litoral paulista;

7. na fase tardia, geração de binário dextral com compressão ao longo da direção NW de diques básicos, em conseqüência da abertura diferencial do Atlântico, maior ao sul e menor ao norte da Cadeia São Paulo-Walvis;

8. manutenção do caráter dextral do binário principal de direção E-W, durante o Cretáceo Superior (Santoniano-Maastrichtiano), efetivo sobretudo

na região costeira (Maciço de Cananéia) e suplantado pela subsidência associada a carga exercida pela pilha basáltica no Pontal do Paranapanema e arredores, conduzindo à sedimentação na Bacia Bauru;

9. ao final do Cretáceo, ocorre soerguimento da borda leste da Bacia Bauru, com a eclosão de lavas analcimíticas e o aumento no aporte de clásticos rudáceos para oeste, encerrando seu ciclo sedimentar (Maastrichtiano);

10. no término do Maastrichtiano, tem-se provável movimentação transcorrente dextral do longo do Alinhamento do Paranapanema e sinistral ao longo do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, com a geração de altos estruturais (Pitanga, Jacu, Carlota Prenz);

11. fase erosiva extensiva relacionada a soerguimento e elaboração da Superfície de Aplainamento do Japi, com sedimentação correlativa da Formação Itaqueri, com transporte geral de ESE-EW para WNW-NW;

12. retomada do tectonismo ao longo do Alinhamento do Rio Moji-Guaçu, com a colocação da alcalina de Jaboticabal e hidrotermalismo associado, acarretando a silicificação penecontemporânea à sedimentação Itaqueri, no Eoceno Inferior;

13. início do desmantelamento da Superfície do Japi por esforços de direção NNW-ESE, reativando antigas zonas de cisalhamento de direções ENE a NE, com deposição e magmatismo sintectônico nas bacias do RCSB, provavelmente no Eoceno-Oligoceno Inferior;

14. a partir do Eoceno parece ter havido alternância do binário geral E-W para sinistral, ensejando a colocação de diques (Cananéia) e a eclosão de derrames de rochas ultrabásicas (Volta Redonda e Itaboraí);

15. progressão da deformação associada a este binário sinistral, afetando o preenchimento sedimentar do RCSB, com deposição sintectônica da Formação Itaquaquecetuba;

16. fase erosiva, em resposta à instabilidade do relevo, sob relativa calma tectônica, com a deposição da Formação Pindamonhangaba e correlatas;

17. no Pleistoceno Superior-Holoceno, manifesta-se a primeira fase neotectônica, relacionada a binário dextral, essencialmente deformadora;

18. no Holoceno, novo pulso neotectônico, trativo, de direção WNW-ESE, com geração de *grabens* N-S e rearranjo na rede de drenagem;

19. compressão final E-W, deformação dos depósitos da fase anterior e novo reafeiçoamento do relevo e da rede de drenagem.

Como se nota, a história evolutiva pós-gondvânica é caracterizada pela ação de um binário dextral de orientação geral E-W, localmente suplantado por afundamento e/ou deformação relacionada a subsidência térmica, com breves alternâncias para transcorrência sinistral de mesma direção, em função das taxas de abertura na Cadeia Meso-Atlântica e na Placa de Nazca.

A vigência aparentemente síncrona de esforços compressivos na crosta superior da região costeira e do interior do estado, e de trativos de mesma direção, como indicado pelas anisotropias de velocidade no manto, pode sugerir que as respostas profunda e rasa aos esforços sejam diacrônicas.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SÁBER, A.N. (1969) Formações quaternárias em áreas de reverso de cuestas em São Paulo. *Geomorfologia,* 16:1-11.

ALLEN, J.R.L. (1984) *Sedimentary structures: their character and physical basis.* Amsterdam, Elsevier, 663p.

ALMEIDA, F.F.M. (1953) Botucatu, a triassic desert of South America. *In:* INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 19, Alger. *Compte Rendus.* Alger, séction VII, fascicule VII, p.9-24.

ALMEIDA, F.F.M. (1964) Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Bol. IGG,* 41:167-262.

ALMEIDA, F.F.M. (1976) The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Acad. bras. Ci.,* 48 (suplemento):15-26.

ALMEIDA, F.F.M. (1980) *Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil.* São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A., 187p. (Relatório IPT n° 14.091).

ALMEIDA, F.F.M. (1986) Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 16:325-349.

ALMEIDA, F.F.M. & BARBOSA, O. (1953) Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. *Bol. DNPM/DGM*, 143:96p.

ALMEIDA, F.F.M. & MELO, M.S. (1981) A Bacia do Paraná e o vulcanismo mesozóico. *In:* BISTRICHI, C.A; CARNEIRO, C.D.R; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P.; MELO, M.S.; CREMONINI, O.A. *Mapa geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000.* São Paulo, SICCT, v.1, 126p.

ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P.; MELO, M.S.; BISTRICH, C.A.; PONÇANO, W.L.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. (1980) Geologia do oeste paulista e áreas fronteiriças dos estados de Mato Grosso do Sul e Paraná. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú. *Anais.* Balneário de Camboriú, SBG, v.5, p.2.799-2.812.

AMARAL, G. (1977) Padrões fotogeológicos dos litofácies da Formação Bauru no Estado de São Paulo, como observados em imagens LANDSAT. *In:* SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1, São Paulo. *Atas.* São Paulo, SBG, p.439-499.

AMARAL, G. (1978) Potassium-argon age studies on the Jacupiranga Alkaline District, State of São Paulo, Brazil. *In*: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CARBONATITES, 1, Poços de Caldas, MG, Brazil, 1976. *Prodeedings*. Poços de Caldas, MME/DNPM, p.295-302.

AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. (1967) Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta,* 31:117-142.

ANDRADE, S.M. & SOARES, P.C. (1971) *Geologia do centro-leste do Estado de São Paulo.* PETROBRÁS/DESUL (Relatório 407).

ANGELIER, J. & MECHLER, P. (1977). Sur une méthode graphique de recherche des constraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, 7:1309-1318.

ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. (1978) Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. *Projeto REMAC,* 4:75-88.

ASSUMPÇÃO, M. (1992) The regional intraplate stress field in South America. *J. Geoph. Res.*, 97:11.889-11.903.

BARBOSA, O. & GOMES, F.A. (1958) Pesquisa de petróleo na bacia do Rio Corumbataí. *Bol. DNPM/DGM,* 171:40p.

BARCELOS, J.H. (1975) *Sedimentação e subambientes deposicionais da Ilha Comprida, São Paulo*. São Paulo, 155p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

BARCELOS, J.H. (1984) *Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo*. Rio Claro, 109p. (Tese de livre-docência apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista).

BARCELOS, J.H.; SOUZA FILHO, E.E.; FULFARO, V.J.; LANDIM, P.M.B.; COTTAS, L.R.; WU, F.T.; GODOY, A.M. (1983) A Formação Itaqueri: um exemplo de tectofácies. *In:* SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo. *Atas.* São Paulo, SBG, p.245-252.

BASEI, M.A.S. & VLACH, S.R.F. (1981) O enxame de diques da região de Cunha e Lagoinha, SP. *In:* SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. *Atas.* Curitiba, SBG, v.1, p.305-309.

BISCHOFF, G. (1957) Stratigrafie, tektonik und magmatismus des Permes und Mesozoikums in Gebiet von Jacarezinho/Nordparaná. *Beitr. Geol. Jb.*, 25:81-104.

BISTRICHI, C.A; CARNEIRO, C.D.R; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P.; MELO, M.S.; CREMONINI, O.A. (1981) *Mapa geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000.* São Paulo, SICCT, v.1, 126p.

BJÖRNBERG, A.J.S. (1965) *Sedimentos pós-cretácicos do leste do Estado de São Paulo.* São Carlos, 133p. (Tese de livre-docência apresentada a Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo).

BJÖRNBERG, A.J.S. (1969) *Contribuição ao estudo do Cenozóico paulista: tectônica e sedimentologia.* São Carlos, 128p. (Tese para o provimento do cargo de Professor apresentada a Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo).

BJÖRNBERG, A.J.S.; GANDOLFI, N.; PARAGUASSU, A.B. (1971) Basculamentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. *Anais.* São Paulo, SBG, v.2, p.159-174.

BRANDT NETO, M. (1984) *O Grupo Bauru na região centro-norte do Estado de São Paulo.* São Paulo, 2v. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

BRANDT NETO, M.; PETRI, S.; COIMBRA, A.M. (1978) Considerações sobre a estratigrafia e ambiente de sedimentação da Formação Bauru. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. *Anais.* Recife, SBG, v.2, p.1.557-566.

BRANDT NETO, M.; COIMBRA, A.M.; BARELLI, N.; SPILLER, L.R. (1981) Sedimentos da Serra de Itaqueri. *In:* A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, São Paulo. *Coletânea de trabalhos e debates.* São Paulo, SBG, p.63-80.

CABRAL JR., M.; MOTTA, J.F.M.; TANNO, L.C.; HELLMEISTER JR., Z.; COIMBRA, A.M. (1992) Revisão estratigráfica do nordeste do Estado de São Paulo. *In:* SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCICAS BRASILEIRAS, 2, Rio Claro. *Resumos Expandidos.* Rio Claro, UNESP, p.134-136.

CAETANO-CHANG, M.R. & WU, F.T. (1992) Bacia do Paraná: formações Pirambóia e Botucatu. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Roteiro de Excursão.* São Paulo, SBG, v.2, 19p.

CAETANO-CHANG, M.R.; WU, F.T.; BRIGHETTI, J.M.P. (1991) Caracterização eólica de arenitos da Formação Pirambóia, proximidades de São Pedro (SP). *In:* SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo. *Atas.* São Paulo, SBG, p.53-58.

CAMPANHA, V.A. (1994) *A arquitetura deposicional da bacia sedimentar de Taubaté, SP, como subsísio a delimitação das zonas de produção mineral.* Rio Claro, 2v. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista).

CHAMANI, M.A.C.; MARTIN, M.A.B.; RICCOMINI, C. (1992) Estruturas de liqüefação 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.

CHANG, H.K. & KOWSMANN, R.O. (1984) Subsidência térmica e espessura crustal da Bacia de Santos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais.* Rio de Janeiro, SBG, v.4, p.1.602-1.614.

CHANG, H.K. & KOWSMANN, R.O. (1991) Significado dos diques do Arco de Ponta Grossa na abertura diferencial do Atlântico Sul. *In:* SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro. *Boletim.* Rio Claro, UNESP/SBG, p.77-78.

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.; BENDER, A.A. (1992) Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift System - an overview. *Tectonophysics*, 213:97-138.

CHRISTOFOLETTI, A. & QUEIROZ NETO, J.P. (1966) Os sedimentos da Serra de Santana, SP. *Bol. Paran. Geogr.,* 18-20:231-245.

COIMBRA, A.M. (1976) *Arenitos da Formação Bauru: estudo de áreas fonte.* São Paulo, 2v. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

COIMBRA, A.M. & FERNADES, L.A. (1994) A paleogeografia da Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *In:* CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA, 6, Trelew. *Actas.* Trelew, Museo Paleontológico Egidio Feruglio. (no prelo).

COIMBRA, A.M. & FERNADES, L.A. Bacia Bauru. *In:* RICCOMINI, C.; CAETANO-CHANG, M.R.; CASTRO, J.C. (eds.), *Geologia do Fanerozóico do Estado de São Paulo.* (Em preparação).

COIMBRA, A.M. & RICCOMINI, C. (1984) The Permian-Triassic transition in brazilian intracratonic basins. *In:* INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 27, Moscow, USSR. *Abstracts.* Moscow, USSR, v.1, section 01, p.32-33.

COIMBRA, A.M. & RICCOMINI, C. (1994) Geologia das ocorrências minerais não-metálicas de origem sedimentar do Estado de São Paulo. *In*: *WORKSHOP* RECURSOS MINERAIS NÃO-METÁLICOS PARA O ESTADO DE SÃO PAULO, São Paulo. *Resumos Expandidos.* São Paulo, SBG, p.11-21.

COIMBRA, A.M. & RICCOMINI, C. *Relações estratigráficas entre os basaltos e os arenitos do Grupo São Bento no Estado de São Paulo: implicações na evolução dos paleodesertos Pirambóia e Botucatu.* (Em preparação).

COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; PETRI, S. (1977) O alinhamento estrutural do Tietê. *In:* SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, São Paulo. *Atas.* São Paulo, SBG, p.145-152.

COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; COUTINHO, J.M.V. (1981) Silicificação dos arenitos da Formação Bauru no Estado de São Paulo. *In:* A FORMAÇÃO BAURU NO ESTADO DE SÃO PAULO E REGIÕES ADJACENTES, São Paulo. *Coletânea de trabalhos e debates.* São Paulo, SBG, p.103-115.

COIMBRA, A.M.; FERNANDES, L.A.; HACHIRO, J. (1992) Sismitos do Grupo Caiuá (Bacia Bauru, Ks) no Pontal do Paranapanema (SP). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos.* São Paulo, SBG, v.2, p.503-504.

COJAN, I. & THIRY, M. (1992) Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics,* 206:79-89.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - CPRM (1980) *Geologia do Bloco SF-22-W (ACS-48).* São Paulo, CPRM, 85p.

CORDANI, U.G.; COIMBRA, A.M.; BOTTURA, J.A.; RODRIGUES, E.L.M. (1974) Geologia da região de Cruzeiro e Cachoeira Paulista e sua importância na interpretação da evolução tectônica do Vale do Rio Paraíba. *Geologia Ciência-Técnica*, 6:9-30.

CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. (1984) Estudo preliminar de integração do pré-cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência, Técnica, Petróleo/PETROBRAS*, 15:

COTTAS, L.R. & BARCELOS, J.H. (1981) Novas considerações sobre a região de Itaqueri da Serra. *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba. *Atas.* Curitiba, SBG, v.2, p.70-76.

COUTINHO, J.M.V.; COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M.; ROCHA, G. (1982) Lavas alcalinas analcimíticas associadas ao Grupo Bauru (Kb) no Estado de São Paulo, Brasil. *In:* CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5, Buenos Aires. *Actas.* Buenos Aires, Servicio Geologico Nacional, v.2, p.185-195.

DAMASCENO, E.C. (1966) Estudo preliminar dos diques de rochas básicas e metabásicas da região de Ubatuba, SP. *An. Acad. bras. Ci.,* 38:293-304.

DEFFONTAINES, B. (1939) A geografia humana no Brasil. *Rev. Bras. Geogr.*, 1:19-67.

DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA (DAEE) (1976) *Estudo de águas subterrâneas, regiões administrativas 7, 8, 9: Bauru, São José do Rio Preto, Araçatuba.* São Paulo, 4v.

ERNESTO, M. & PACCA, I.G. (1988) Paleomagnetism of the Paraná basin flood volcanics, southern Brazil. *In:* PICCIRILLO, E.M. & MELFI, A.J., eds., *The Mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin*. São Paulo, IAG/USP, p.229-255.

ETCHEBEHERE, M.L.C.; HASUI, Y.; MAGALHÃES, F.S.; FRANGIPANI, A. (1992) Análise estrutural aplicada à prospecção de fontes termais no Planalto de Poços de Caldas (SP/MG), In: HASUI, Y. & MIOTO, J.A., coords., *Geologia Estrutural Aplicada*. São Paulo, ABGE/VOTORANTIM, p.439-459.

EYLES, N. & EYLES, C.H. (1993) Glacial geologic confirmation of an intraplate boundary in the Paraná Basin of Brazil. *Geology*, 21:459-462.

FACINCANI, E.M.; HASUI, Y.; SANTOS, M.; JIMENEZ-RUEDA, J.R.; MATTOS, J.T. (1994) Influência das estruturas e tectônica na gênese e evolução das boçorocas da região de São Pedro, SP. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos.* Balneário Camboriú, SBG, v.2, p.278-279.

FEIJÓ, F.J. (1994) Cartas estratigráficas das bacias sedimentares brasileiras. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos.* Balneário Camboriú, SBG, v.3, p.233-234.

FERNANDES, F.L. (1993) *Arcabouço estrutural e evolução da Bacia de Taubaté - SP.* Ouro Preto, 147p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto).

FERNANDES, L.A. (1992) *A cobertura cretácica suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá.* São Paulo, 129p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. (1992) A cobertura cretácea suprabasáltica no Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos.* São Paulo, SBG, v.2, p.506-508.

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.

FERNADES, L.A.; COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M. (1993) Silicificação hidrotermal neocretácea na porção meridional da Bacia Bauru. *Rev. IG,* 14:19-26.

FERREIRA, F.J.F.; MONMA, R.; CAMPANHA, G.A.C.; GALLI, V.L. (1989) An estimate of the degree of crustal extension and thinning associated with the Guapiara Lineament based on aeromagnetic modelling. *Bol. IG-USP, Série Científica,* 20:69-70.

FERREIRA, F.J.F.; MORAES, R.A.V.; FERRARI, M.P.; VIANNA, R.B. (1981) Contribuição ao estudo do Alinhamento Estrutural de Guapiara. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, 1981. *Atas.* Curitiba, SBG, v.1, p.226-240.

FREITAS, R.O. (1947) Eruptivas alcalinas de Cananéia, Estado de São Paulo. *Bol. Fac. Fil. Ci. e Letras, Geologia,* 4:35p.

FREITAS, R.O. (1955) Sedimentação, estratigrafia e tectônica da Série Bauru. *Bol. Fac. Fil. Ci. e Letras,* 194:1-185.

FREITAS, R.O. (1964) Grupo Bauru. *Bol. IGG,* 41:126-147.

FULFARO, V.J. (1970) Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. *Bol. DNPM/DGM,* 253:1-83.

FULFARO, V.J. (1974) Tectônica do alinhamento estrutural do Paranapanema. *Bol. IG-USP,* 5:129-138.

FULFARO, V.J. & BARCELOS, J.H. (1993) Fase rifte na bacia sedimentar do Paraná: a Formação Caiuá. *Geociências,* 12:33-45.

FULFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. (1982) Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. PAULIPETRO/CESP/IPT, p.75-142 (Relatório).

FULFARO, V.J.; LANDIM, P.M.B.; ELLERT, N. (1967) A tectônica das serras de Santana e São Pedro (Serra Geral). *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba. *Anais.* Curitiba, SBG, p.198-205.

HACHIRO, J. & COIMBRA, A.M. (1993) Ciclos de Milankovitch nas seqüências rítmicas da Unidade Irati. *In*: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro. *Resumos.* Rio Claro, UNESP/SBG, p.72-74.

HACHIRO, J.; COIMBRA, A.M.; MATOS, S.L.F. (1993a) O caráter cronoestratigráfico da unidade Irati. *In*: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro. *Resumos.* Rio Claro, UNESP/SBG, p.62-63.

HACHIRO, J.; COUTINHO, J.M.V.; FRASCÁ, M.H.B.O.; MENEZES, C.M. (1993b) O Astroblema de Vargeão (SC): evidências petrográficas de um crateramento criptoexplosivo

por petardo extraterrestre. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro. *Atas*. Rio de Janeiro, SBG, p.276-281.

HACHIRO, J.; COUTINHO, J.M.V.; RICCOMINI, C.; COIMBRA, A.M.; FERNANDES, L.A. (1994) O Astroblema de Piratininga (São Paulo, Brasil). *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3, Rio Claro. *Boletim*. Rio Claro, UNESP, p.93-96.

HANCOCK, P.L. & ENGELDER, T. (1989) Neotectonic joints. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101:1.197-1.208.

HARDING, T.P. (1985) Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *AAPG Bull.*, 69:582-600.

HASUI, Y. (1969) O Cretáceo do oeste mineiro. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, 18:38-56.

HASUI, Y. (1990) Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *In: WORKSHOP* SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte. *Boletim SBG/MG*, 11:1-31.

HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. (1972) Membro Itaqueri e Facies Ponte Alta. *Ciência e Cultura*, 24:138-139.

HASUI, Y.; GIMENEZ, A.F.; MELO, M.S. (1978) Sobre as bacias tafrogênicas continentais so sudeste brasileiro. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife. *Anais*. Recife, SBG, v.1, p.382-391.

HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; MIOTO, J.A.; MELO, M.S. (1982) *Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna*. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A., 149p. (Monografia n° 7).

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; MIOTO, J.A.; SAAD, A.R.; CAMPANHA, V.A.; HAMZA, V.M.; GALLI, V.A.; FRANGIPANI, A.; PULEGHINI FILHO, P. (1989) *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo*. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. (Relatório IPT n° 27.394).

HASUI, Y.; MAGALHÃES, F.S.; COPPEDÊ JR., A.; MARGUTTI, R.L. (1992) Mina de Carbonatito de Jacupiranga (SP): permeabilidade do maciço avaliada pelo modelo geoestrutural, *In*: HASUI, Y. & MIOTO, J.A., coords., *Geologia Estrutural Aplicada*. São Paulo, ABGE/VOTORANTIM, p.383-398.

HOROWITZ, D.H. (1982) Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. *Sedimentology*, 29:155-180.

KING, L.C. (1956) A geomorfologia do Brasil oriental. *Rev. Bras. Geog.*, 18:147-265.

JAMES, D.E.; ASSUMPÇÃO, M.; SNOKE, J.A.; RIBOTTA, L.C.; KUEHNEL, R. (1993) Seismic studies of continental lithosphere beneath SE Brazil. *An. Acad. bras. Ci.*, 65(suplemento 2):227-250.

LAVINA, E.L. & ARAUJO-BARBERENA, D.C. (1994) Paleogeografia do Mar Whitehill-Irati (Artinskiano das bacias meridionais da África e América do Sul). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú. *Resumos Expandidos*. Balneário Camboriú, SBG, v.1, p.94-100.

LIMA, M.R.; RICCOMINI, C.; SOUZA, P.A. (1994) Palinologia de folhelhos do Gráben de Casa de Pedra, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Acta Geologica Leopoldensia*, 17:485-504.

LIMA, C.C. & NASCIMENTO, E.M. (1994) *Determinação das direções de tensão máxima horizontal (Shmax) nas bacias sedimentares brasileira através da análise de "breakouts".* Rio de janeiro, PETROBRÁS, Rio de Janeiro, 23p. (Comunicação técnica SETEC 007/94).

MAGALHÃES, F.S.; MARQUES, J.D.; SERRA JR., E. (1992) Análise estrutural do maciço rochoso de fundação da Barragem de Porto Primavera, Rio Paraná (SP/MS). *In:* HASUI, Y. & MIOTO, J.A., coords., *Geologia Estrutural Aplicada*. São Paulo, ABGE/VOTORANTIM, p.297-311.

MARQUES, A. (1990) Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté, São Paulo , Brasil. *Bol. Geociências*, 4:253-262.

MATOS, S.L.F. (1995) *O contato Passa Dois-Pirambóia na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo*. São Paulo, 140p. (Dissertação de mestrado a ser apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

MELO, M.S. (1990) *A Formação Pariqüera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese*. São Paulo, 211p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

MELO, M.S. & PONÇANO, W.L. (1983) Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos no Estado de São Paulo. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A., 74p. (Monografia n° 9).

MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; COIMBRA, A.M. (1985a) Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 15:193-201.

MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (1985b) Sedimentação e tectônica da Bacia de Resende, RJ. *An. Acad. bras. Ciênc.*, 57:467-479.

MELO, M.S.; STEIN, D.P.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A. (1993) Neotectônica da área do Alto Rio Pardo (SP e MG). *Rev. IG.*, 14:27-38.

MEZZALIRA, S. (1974) Contribuição ao conhecimento da estratigrafia e paleontologia do Arenito Bauru. *Bol. IGG,* 51:1-163.

MORAES, M.C.; RICCOMINI, C.; RODRIGUES, E.P.; GIMENEZ FILHO, A. (1982) Contribuição ao estudo do vulcanismo intermediário a ácido da Formação Serra Geral: as ocorrências do Alto Jacuí (RS) e da Serra do Cadeado (PR). *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador. *Anais*. Salvador, SBG, v.4, p.1.351-1.361.

MORAES REGO, L.F. (1930) A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. *Bol. Serv. Geol. Min.,* DNPM, 46:1-110.

MORAES REGO, L.F. (1932) *A geologia do Estado de São Paulo*. São Paulo, 153p. (Separata do Boletim D.E.R.).

OBERMEIER, J.F.; JACOBSON, R.B.; SMOOT, J.P.; WEEMS, R.E.; GOHN, G.S.; MONROE, J.E.; POWARS, D.S. (1990) Earthquake-induced liquefaction features in the coastal setting of South Carolina and the fluvial setting of the New Madrid seismic zone. *U. S. Geol. Surv., Prof. Pap.,* 1504, 44p.

OELOFSEN, B.W. & ARAUJO, D.C. (1987) *Mesosaurus tenuidens* and *Stereosternum tumidum* from the Permian Gondwana of both Southern Africa and South America. *S. African J. Sci.,* 83:370-372.

OPPENHEIM, V. & MALAMPHY, M.C. (1936) Notas sobre a tectônica da área São Pedro-Xarqueada. Serv. Fom. Prod. Min., Min. Agric., *Avulso*, 7, 12p., Rio de Janeiro.

PICCIRILLO, E.M.; BELLIENI, G.; CAVAZZINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PETRINI, R.; MELFI, A.J.; PINESE, J.P.P.; ZANTEDESCHI, P.; MIN, A. (1989) Tholeiitic dyke swarm from the Ponta Grossa Arch and genetic relationships to the Paraná flood volcanics (Brazil). *Bol. IG-USP. Série Científica,* 20:65-66.

PONÇANO, W.L. (1981) As coberturas cenozóicas. *In:* BISTRICHI, C.A; CARNEIRO, C.D.R; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P.; MELO, M.S.; CREMONINI, O.A. *Mapa geológico do Estado de São Paulo. Escala 1:500.000.* São Paulo, SICCT, v.1, p.82-126.

PONÇANO, W.L.; STEIN, D.P.; ALMEIDA, F.F.M.; ALMEIDA, M.A.; MELO, M.S. (1982) A Formação Itaqueri e depósitos correlatos no Estado de São Paulo. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador. *Anais.* Salvador, SBG, v.4, p.1.339-1.350.

QUINTAS, M.C.L. (1995) *O embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço*. São Paulo, 213p. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo).

RENNE, P.R.; ERNESTO, M.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. (1992) The age of Paraná Flood Volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science,* 258:975-979.

RIBEIRO, L.F.B; VANDEROOST, F.J.; MONTEIRO, R.C. (1994) O controle neotectônico das carvernas da Serra de Itaqueri. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Balneário Camboriú, SBG, v.1, p.397-400.

RICCOMINI, C. (1989) *O Rift Continental do Sudeste do Brasil.* São Paulo, 256p. (Tese de doutoramento apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

RICCOMINI, C. & COIMBRA, A.M. (1992) Geologia da bacia sedimentar. *In*: NEGRO JR., A.; FERREIRA, A.A.; ALONSO, U.R.; LUZ, P.A.C., eds., *Solos da Cidade de São Paulo.* São Paulo, ABMS/ABEF, p.37-94.

RICCOMINI, C. & RODRIGUES-FRANCISCO, B.H. (1992) Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Paulo, SBG, v.2, p.469-470.

RICCOMINI, C. & VASSILIOU, A.P. (1993) Geologia da porção ocidental do Domo de Pitanga, Bacia do Paraná, SP. *In:* SIMPÓSIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, 1, São Paulo. *Programa e Resumos*. São Paulo, USP/CNPq, p.PB-08.

RICCOMINI, C.; GIMENEZ FILHO, A.; ALMEIDA, F.F.M. (1984) Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG, v.2, p.754-764.

RICCOMINI, C.; NEUMANN, R.; MATOS, S.L.F. (1989a) Convergent strike-slip faulting in passive continental margin, southeastern Brazil. *In:* INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 28, Washington, DC, USA, 1989. *Abstracts.* Washington, International Union of Geological Sciences, v.2, p.694.

RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A.U.G.; SALONI, J.C.L.; KOHNKE, M.W.; FIGUEIRA, R.M. (1989b) Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system. *J. South Am. Earth Sci.*, 2:191-197.

RICCOMINI, C.; MANCINI, F.; HASEBE, F.K.; RIDENTE JR., J.L.; SANT'ANNA, L.G.; FAMBRINI, G.L. (1991a) Evidências de neotectonismo no Vale do Rio Passa Cinco, Domo de Pitanga, Bacia do Paraná. *In:* SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo. *Atas.* São Paulo, SBG-SP/RJ, p.27-28.

RICCOMINI, C.; POHL, L.L.; FELISBINO JR., S.E.; FAMBRINI, G.L.; SANT'ANNA, L.G. (1991b) Tectônica transcorrente na Bacia do Paraná: o exemplo da Zona de Cisalhamento de Paraisolândia, SP. *In:* SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo. *Atas.* São Paulo, SBG-SP/RJ, p.181-182.

RICCOMINI, C.; TURCQ, B.; SUGUIO, K. (1991c) The record of continental sedimentation in southeastern Brazil during the last millennium: paleoseismicity, the Little Ice Age, and man. *An. Acad. bras. Ci.,* 63:90.

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. *An. Acad. bras. Ci.,* 64:210.

ROCHA, H.C. & CELESTINO, T.B. (1992) Conhecimentos recentes sobre a Bacia de São Paulo e o projeto e construção de túneis. *In:* ABAS/ABGE/SBG-SP, eds., *Problemas Geológicos e Geotécnicos na Região Metropolitana de São Paulo.* São Paulo, ABAS/ABGE/SBG-SP, p.21-45.

RODEN, M.F.; MURTHY, V.R.; GASPAR, J.C. (1985) Sr and Nd isotopic composition of the Jacupiranga carbonatite. *J. Geol.*, 93:212-220.

SAADI, A. (1991) *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais.* Belo Horizonte, 285p. (Tese para provimento do cargo de professor titular apresentada ao Departamento de Geografia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais).

SADOWSKI, G.R. (1984) Estado da arte do tema: geologia estrutural de grandes falhamentos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais.* Rio de Janeiro, SBG, v.4, p.1.767-1.793.

SALVADOR, E.D. (1994) *Análise neotectônica da região do Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ).* São Paulo, 129p. (Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

SEILACHER, A. (1969) Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology,* 13:155-159.

SIMÕES, M.G.; TORELLO, F.F.; ROCHA-CAMPOS, A.C. (1994) Proximal storm shell beds or coquinas in the Corumbataí Formation (*Pinzonella Illusa* Assemblage; Late Permian), in Rio Claro, SP, Paraná Basin, Brazil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos.* Balneário Camboriú, SBG, v.3, p.226-227.

SINELLI, O. (1971) Considerações gerais sobre a tectônica do Município de Ribeirão Preto, SP. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. *Anais.* São Paulo, SBG, v.2, p.145-151.

SOARES, P.C. (1974) Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia dp Paraná: classificação e gênese. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. *Anais.* Porto Alegre, SBG, v.4, p.107-121.

SOARES, P.C. (1975) Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.,* 5:229-251.

SOARES, P.C. (1991) *Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná.* Curitiba, 131p. (Tese para concurso ao cargo de professor titular, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná).

SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. (1973) Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracajú. *Anais.* Aracajú, SBG, v.1, p.243-256.

SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. (1976a) Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in South Brazil. *An. Acad. bras. Ci.,* 48 (suplemento):313-324.

SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. (1976b) Depósitos cenozóicos na região centro-sul do Brasil. *Not. Geom.,* 16:17-39.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FULFARO, V.J.; SOBREIRO NETO, A.F. (1979) Ensaio de caracterização estratigráfica do cretáceo no Estado de São Paulo. *In:* SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro. *Boletim de Resumos.* Rio Claro, SBG, p.30-31.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FULFARO, V.J.; SOBREIRO NETO, A.F. (1980) Ensaio de caracterização do Cretáceo no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.,* 10:177-185.

SONOKI, I.K. & GARDA, G.M. (1988) Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil meridional e Paraguai oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Bol. IG-USP, Série Científica,* 19:63-85.

SOUZA FILHO, E.E. (1983) Tectônica da região de Rio Claro-Piracicaba, Domo de Pitanga. *In:* SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo. *Atas.* São Paulo, SBG, p.191-196.

SOUZA JR., J.J. (1984) O Grupo Bauru na porção setentrional da bacia sedimentar do Paraná. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais.* Rio de Janeiro, SBG, v.2, p.944-957.

SUGUIO, K. (1973) *Formação Bauru: calcários e sedimentos detríticos associados.* São Paulo, 2v. (Tese de livre-docência apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

SUGUIO, K. & TESSLER, M.G. (1992) Depósitos quaternários da Planície Costeira de Cananéia-Iguape (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Roteiro de excursão.* São Paulo, SBG, v.1, 31p.

SUGUIO, K.; FULFARO, V.J.; AMARAL, G.; GUIDORZI, L.A. (1977) Comportamentos estratigráficos e estrutural da Formação Bauru nas regiões administrativas 7 (Bauru), 8 (São José do Rio Preto) e 9 (Araçatuba) no Estado de São Paulo. *In:* SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1, São Paulo. *Atas.* São Paulo, SBG, p.231-247.

SUGUIO, K.; TESSLER, M.G; FURTADO, V.V.; ESTEVES, C.A.; SOUZA, L.A.P. (1987) Perfilagens geofísicas e sedimentação na área submersa entre Cananéia e Barra de Cananéia (SP). In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA, 1, Cananéia, 1987. *Síntese dos conhecimentos.* Cananéia, Academia de Ciências do Estado de São Paulo, v.2, p.234-241 (Publicação ACIESP nº 54-II).

TAKIYA, H. (1991) *Aplicação de métodos quantitativos espaciais a dados geológicos da Bacia de São Paulo.* São Paulo, 109p.(Dissertação de mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).

ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. (1981) Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Science Reviews,* 17:135-154.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. (1994) Magmatism and continental break-upin the South Atlantic: high precision ^{40}Ar-^{39}Ar geochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.,* 124:333-348.

VAN EVERDINGEN, D. & VAN GOOL, J. (1990) *QuickPlot, plotting program for orientation data.* Newfoundland, Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland.

VIEIRA, A.J. (1973) Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju. *Anais.* Aracaju, SBG, v.3, p.259-277.

VIEIRA, A.J. & MAINGUÉ, E. (1973) *Geologia de semi-detalhe do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo*. Ponta Grossa, PETROBRÁS/DESUL, 49p. (Relatório PETROBRÁS/DESUL nº 425).

VISSER, J.N.J. (1987) The paleogeography of part of southwestern Gondwana during the Permo-Carboniferous glaciation. *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology*, 61:205-219.

VITTORI, E.; LABINI, S.S.; SERVA, L. (1991) Paleoseismology: review of the state-of-the-art. *Tectonophysics,* 193:9-32.

WASHBURNE, C.W. (1930) Petroleum geology of the State of São Paulo - Brazil. *Bol. Com. Geog. Geol.,* 22:282p.

WERNICK, E. & EBERT, H. (1967) Nonas observações sôbre rochas básicas nos arredores de Rio Claro, SP. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 21, Curitiba. *Anais*. Curitiba, SBG, p.206-212.

ZALÁN, P.V.; WOLF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.; ASTOLFI, A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A.; MARQUES, A. (1991) Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: ULBRICH, H.H.G.J. & ROCHA-CAMPOS, A.C., eds., *Gondwana Seven*. São Paulo, IG-USP, p.83-117.