UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**NEOTECTÔNICA NO PLANALTO DE CAMPOS DO
JORDÃO, SP**

Silvio Takashi Hiruma

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
1999

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

NEOTECTÔNICA NO PLANALTO DE CAMPOS DO JORDÃO, SP

SILVIO TAKASHI HIRUMA

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Claudio Riccomini

Examinadores: Prof. Dr. Claudio Limeira Mello

Dr^a May Christine Modenesi-Gauttieri

SÃO PAULO
1999

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

NEOTECTÔNICA NO PLANALTO DE CAMPOS DO
JORDÃO, SP

Silvio Takashi Hiruma

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005069

SÃO PAULO
1999

AGRADECIMENTOS

A viabilização desta pesquisa não teria sido possível sem a contribuição de diversas pessoas e entidades, em diferentes fases de seu desenvolvimento. Neste momento, o autor expressa seus agradecimentos:

Ao Prof. Dr. Claudio Riccomini, do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do IGc - USP, orientador desta dissertação, credor de imenso conhecimento, minha gratidão pelo incentivo constante e acompanhamento em todas as etapas do trabalho.

À Geógrafa Dr. May Christine Modenesi (Instituto Geológico –SMA), profunda conhecedora das cimeiras do Brasil de sudeste, pelas sugestões e críticas que enriqueceram este trabalho.

Ao Geógrafo Dr. José Antonio Ferrari (Instituto Geológico – SMA), pelas importantes discussões na área de geoprocessamento.

Aos colegas do IG-SMA, Geólogos Antonio Luis Teixeira e Francisco Assis Negri, pelo acompanhamento em etapas de campo, ao Geólogo José Maria de Azevedo Sobrinho, pelo auxílio na descrição de lâminas petrográficas, à Geógrafa Dr. Luci Hidalgo Nunes, pelo apoio e auxílio nas etapas finais do trabalho e ao estagiário Luis Fernando Borsoi pela digitalização de dados.

Ao Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do IGc-USP pela leitura e correção do *Abstract*.

À Geóloga Mirian C. Shinzato, pela companhia, paciência e apoio durante todo o trabalho.

Ao IG-SMA e FAPESP (Programas de Auxílio a Pesquisa - Processo 96/08239-5 e de Apoio à Infraestrutura - Processo 97/02693-9) pelo apoio logístico e financeiro sem o qual o trabalho não poderia ser executado.

À CAPES, pelo financiamento de bolsa de estudo no primeiro ano de pesquisa.

Aos setores de Laminação de Rochas do IG-USP pela confecção de seções delgadas e da Gráfica pela confecção dos volumes.

A todos os colegas do IG – SMA que, de uma maneira ou de outra, contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

RESUMO

O Planalto de Campos do Jordão, situado na porção sudoeste do bloco principal da Serra da Mantiqueira, apresenta várias evidências de reativações tectônicas recentes, expressas pela organização da rede de drenagem e pela presença de inúmeras feições morfotectônicas.

Análises morfométricas usualmente utilizadas para estudos da morfotectônica indicam um nítido controle neotectônico na morfologia do planalto. Mapas de isovalores de densidade de drenagem, rugosidade de relevo, gradientes hidráulicos, superfícies de bases e declividade confirmam a compartimentação em blocos do planalto, delimitados pelos principais *trends* de lineamentos. Esta compartimentação coincide, muitas vezes, com os limites de unidades geossistêmicas estabelecidas para o planalto.

As feições morfotectônicas observadas - capturas de drenagem, vales assimétricos com escarpas retilíneas, facetas triangulares e trapezoidais, vales e anfiteatros suspensos, *shutter ridges* e divisores pouco nítidos - estão associadas diretamente aos falhamentos recentes. Estes ocorrem principalmente pela reativação tectônica ao longo de zonas de fraqueza representadas pelas foliações metamórficas (xistosidade, bandamento e foliação milonítica) das rochas pré-cambrianas.

A análise estrutural, em conjunto com os dados sobre a sedimentação quaternária, permitiu reconhecer a superposição de três regimes de esforços neotectônicos. O mais antigo (Pleistoceno Superior a Holoceno), corresponde a um regime compressivo NW – SE, caracterizado por falhas transcorrentes sinistrais NNW-SSE e dextrais ENE-WSW/WNW-ESE, compatíveis com um binário transcorrente dextral, de direção E – W. Este regime seria seguido por outro de extensão E – W a NW-SE, evidenciado por falhas normais de direção NE – SW. Finalmente, um regime de esforços compressivos de direção E-W a NW-SE, definido por juntas neotectônicas subverticais que afetam *stone-lines*, depósitos de colúvios e turfeiras, compatível com o regime atual de esforços horizontais máximos, obtidos a partir de dados geofísicos.

Observa-se, portanto, a continuidade - orientação e idade - dos regimes de esforços identificados em áreas vizinhas, como no Vale do Rio Paraíba do Sul e na região do Alto de Queluz.

ABSTRACT

The Campos do Jordão Plateau, on the southwestern border of the main block of the Serra da Mantiqueira presents evidence of recent tectonic reactivations, as expressed by the organization of the drainage network and the presence of morphotectonic features.

Morphometric analyses usually used in morphotectonic studies revealed neotectonic control of the morphology of the plateau. Isovalue maps of drainage density, relief roughness, hydraulic gradients, isobase surface and slope confirm the compartmentalization of the plateau in blocks delimited by the main trend of lineaments. This compartmentalization coincides with the limits of geosystemic units established for the plateau.

Morphotectonic features - river captures, assymetric valleys with straight scarps, triangular and trapezoidal facets, suspended amphitheatres, shutter ridges, indistinct drainage divides, truncated hill crests - are directly associated with recent faults caused mainly by tectonic reactivation of zones of weakness represented by metamorphic foliation in Precambrian rocks.

Morphostructural analysis of the Campos do Jordão Plateau, including characterization of Quaternary deposits and brittle tectonic structures, has led to the identification of three superposed neotectonic regimes: an initial E-W right-lateral transcurrent binary with left-lateral movement of NNW-SSE and right-lateral movement of ENE-WSW/WNW-ESE transcurrent faults (Late Pleistocene/Holocene), followed by E-W extension characterized by normal faults and a final E-W/NW-SE compression that generated neotectonic joints in colluvium, organic-rich soils and peat deposits, compatible with the present-day horizontal maximum stress obtained from geophysical data.

Thus, the same pattern and ages of the tectonic regimes identified in neighboring areas, such as in the Paraíba do Sul Valley and in the area of the Queluz Structural High, are confirmed for the Campos do Jordão Plateau.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS.....	I
RESUMO.....	II
ABSTRACT.....	III
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSOS	3
3. MATERIAIS.....	5
4. MÉTODOS	6
4.1 Fotointerpretação.....	7
4.2 Técnicas de geoprocessamento.....	7
4.3 Análise cartográfica e morfométrica.....	8
4.4 Trabalhos de campo.....	12
4.5 Trabalhos de laboratório.....	13
4.6 Tratamento de dados estruturais.....	13
5. PLANALTO DE CAMPOS DO JORDÃO.....	15
5.1 Aspectos geomorfológicos.....	15
5.2 Aspectos geológicos.....	18
5.3 A sobrelevação da Serra da Mantiqueira.....	30
6. CONCEITOS E FONTES DE EVIDÊNCIA GEOMORFOLÓGICOS APLICADOS	
À NEOTECTÔNICA.....	31
6.1 Conceitos.....	31
6.2 Fontes de evidência e métodos geomorfológicos aplicados	
ao estudo da neotectônica.....	33
7. FOTOLINEAMENTOS.....	36
8. ANÁLISE CARTOGRÁFICA E MORFOMÉTRICA.....	41
9. SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA.....	57
10. ESTRUTURAS RÚPTEIS E FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS ASSOCIADAS.....	63
11. EVOLUÇÃO DO REGIME DE ESFORÇOS DURANTE O QUATERNÁRIO.....	83
12. CONSIDERAÇÕES FINAIS	92
13. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94

LISTA DE FIGURAS:

Figura 1: Esquema morfológico da área do Morro da Pedra de Fogo.....	2
Figura 2: Localização e modelo de elevação digital da área de estudo.....	4
Figura 3: Método para obtenção da densidade de drenagem.....	10
Figura 4: Método para obtenção da rugosidade do relevo.....	11
Figura 5: Método dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER 1977).....	14
Figura 6: Classificação de sistemas de juntas neotectônicas.....	14
Figura 7: Elipsóide de deformação, forças e estruturas associadas em uma zona de cisalhamento dextral (ZALÁN 1986, baseado em HARDING 1974).....	14
Figura 8: Campos do Jordão: unidades de paisagem (MODENESI 1984).....	17
Figura 9: Mapa geológico da área de estudo, extraído de IPT (1977) – escala original 1:100.000.....	20
Figura 10: Mapa geológico da área de estudo, extraído de CAVALCANTE et al. (1979), escala original 1:250.000.....	21
Figura 11: Mapa geológico da área de estudo, extraído de MORAIS et al. (inédito) – escala original 1:250.000.....	22
Figura 12: As cimeiras do Brasil de Sudeste e o RCSB no contexto geológico regional (Modificado de MELO et al. 1985).....	24
Figura 13: Evolução do regime de esforços no Rift Continental do Sudeste Brasileiro (RICCOMINI 1989).....	26
Figura 14: Relações entre estruturas antigas e a direção de deriva da placa (intervalo 0,91 a 8,92 Ma). Nas cadeias meso-oceânicas estão indicadas as taxas de abertura em cm/ano (RICCOMINI 1989).....	27
Figura 15: Orientação do stress horizontal máximo (SHmax) na América do Sul (Fontes: FM = mecanismos focais, GF = falhas geológicas, BO = breakouts, IS = medidas in situ) (ASSUMPÇÃO 1992).....	28
Figura 16: O Planalto de Campos do Jordão no contexto da Zona Sismogênica de Cunha (MIOTO 1993).....	29

Figura 17: Escala temporal das fontes de evidência para o estudo da neotectônica (VITA-FINZI 1986).....	35
Figura 18: Feições morfotectônicas (extraído de COOKE & DOORNKAMP 1990, modificado de WESSON et al. 1975)	35
Figura 19: Extração de lineamentos de imagem de satélite Landsat 5, Banda 4 (Azimute 47°, Elevação 30°).....	37
Figura 20: Extração de lineamentos de mosaico semi-controlado de radar ("Azimute" = 90°).....	38
Figura 21: Extração de lineamentos de imagem de sombreamento de relevo (Azimute 315°, Elevação 45°).....	39
Figura 22: Extração de lineamentos de imagem de sombreamento de relevo (Azimute 45°, Elevação 30°).....	40
Figura 23: Mapa de densidade de lineamentos (km/km ²).....	42
Figura 24: Mapa de orientação de vertentes (em graus).....	43
Figura 25: Histogramas dos parâmetros morfométricos.....	44
Figura 26: Gráficos de correlação entre parâmetros morfométricos.....	46
Figura 27: Carta hipsométrica.....	47
Figura 28: Vista geral das cimeiras e níveis planálticos intermediários do Planalto de Campos do Jordão. Mosaico de mata e campo ilustra a paisagem dos altos campos.....	48
Figura 29: Mapa de declividade (graus).....	49
Figura 30: Mapa de superfícies de base (metros).....	50
Figura 31: Mapa de densidade de drenagem (km/km ² , malha quadrática de 500 X 500 m).....	52
Figura 32: Mapa de densidade de drenagem (km/km ² , malha quadrática 1000 X 1000 m).....	53
Figura 33: Distribuição da densidade de drenagem (km/km ² , malha quadrática de 500 X 500 m) na topografia (MDT).....	54
Figura 34: Mapa de gradientes hidráulicos.....	55
Figura 35: Mapa de rugosidade de relevo.....	56

Figura 36: Esquema dos depósitos de terraço do Ribeirão das Perdizes (Jardim Primavera) e suas relações com as gerações de anfiteatros (MODENESI 1984).....	58
Figura 37: Colúvios de setor inferior de lomba (CI, CII, CIII) com paleossolos intercalados (A1), Vila Nova Suíça – Campos do Jordão (MODENESI 1988b). (1) Rocha alterada. (2) Stone-lines. (3) Alternância de estratos finos claros e arenosos com turfa. Notar a inversão de idades dos 2 paleossolos inferiores, provavelmente devido ao limite de alcance do método C14 (~ 30.000 anos).....	58
Figura 38: Seqüência de colúvios com paleossolo intercalado datado de 21.340 ± 230 anos AP.....	60
Figura 39: Relação das formas de relevo com os materiais superficiais e a cobertura vegetal dos altos campos (MODENESI 1988b).....	60
Figura 40: <i>Stone-line</i> com fragmentos centimétricos a decimétricos de composição predominante de quartzo de veio, em marcante discordância com a rocha pré-cambriana alterada.....	61
Figura 41: Nível topográfico equivalente aos baixos terraços com cascalho (Tc1), próximo à sede da Fazenda Lavrinha.....	61
Figura 42: Falha transcorrente de direção NNW com componente normal. Rejeito vertical de aproximadamente 20 cm, deslocando stone-lines do Pleistoceno terminal.....	64
Figura 43: <i>Stone-line</i> afetada por falhamento normal.....	65
Figura 44: a) Contato por falhamento normal entre metarenitos conglomeráticos da Fm. Pico de Itapeva e sedimento turfoso. b) Detalhe da foto anterior.....	66
Figura 45: Falha com componente normal no contato entre horizonte A superficial e ultramilonitos da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, próxima à sede da Fazenda Lavrinha.	67
Figura 46: Depósito estratificado conglomerático com fragmentos centimétricos de rochas miloníticas e de material turfoso recoberto por colúvio pedogeneizado de coloração escura, provavelmente associado à falha normal de reativação de direção NE-SW (à direita).	67

Figura 47: Falha de empurrão no contato entre metaconglomerados da Fm. Pico de Itapeva e horizonte turfoso superficial de idade holocênica, próximo ao mirante do Pico de Itapeva.....	69
Figura 48: Juntas conjugadas de cisalhamento afetando colúvio e horizonte húmico superficial (A) sobre o embasamento (a - metaconglomerado; b - filonito), São José dos Alpes.....	70
Figura 49: Juntas neotectônicas em arranjo ortogonal, afetando stone-line e colúvio. O sistema de juntas é compatível com um regime de esforços compressivo horizontal de direção NW-SE.....	71
Figura 50: Foto aérea na escala 1:25.000 apresentando esquema morfológico dos escarpamentos de direção NE-SW com vertentes abruptas voltadas para sudeste. Drenagens em gancho associadas à falha normal de reativação, de direção NE, nas cabeceiras do Ribeirão do Sino	73
Figura 51: Escarpas orientadas segundo a direção ENE, com vertentes abruptas - recobertas de mata - voltadas para sudeste. (trecho final do Ribeirão Galvão).....	74
Figura 52: Escarpa rochosa.....	74
Figura 53: Feições morfotectônicas identificadas nos campos de São Francisco, setores de cabeceira e intermediário do Ribeirão Galvão (MODENESI – GAUTTIERI et al., inédito).....	76
Figura 54: Facetas triangulares e escarpas ao longo do vale do Ribeirão Galvão na Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, associadas a falhamentos normais.....	77
Figura 55: Alinhamento de morros facetados segundo a direção NW-SE, provavelmente associado à falha sinistral.	77
Figura 56: Alinhamento de facetas triangulares segundo a direção NE-SW, relacionado a falhas normais.....	78
Figura 57: Vale suspenso (aproximadamente 10 m de altura) com drenagem em gancho associado à falha normal de reativação, de direção NE, nas cabeceiras do Ribeirão do Sino. Provável captura tectônica no cruzamento de falhas NE e NNW.....	78

Figura 58: Feições morfotectônicas observadas ao longo dos ribeirões Ganha-Bola e Campo do Meio. As capturas de drenagem associam-se provavelmente a falhamentos normais e transcorrentes.....	79
Figura 59: Principais estruturas identificadas nos campos de São Francisco.....	81
Figura 60: Festões da escarpa da Serra da Mantiqueira, na borda do Planalto de Campos do Jordão, correspondem a prolongamentos de falhas NE-SW e NW-SE.....	82
Figura 61: Seqüência de cristas assimétricas de direção NE-SW, com vertentes abruptas voltadas para noroeste (descida da escarpa da Serra da Mantiqueira, estrada para Guaratinguetá).....	82
Figura 62: Principais falhas relacionadas ao regime de esforços compressivo de direção NW-SE associado ao binário transcorrente dextral E-W.....	84
Figura 63: Estereogramas das falhas relacionadas ao regime de compressão NW-SE (binário dextral de direção E-W, Pleistoceno/Holoceno). (a) falhas transcorrentes (círculos máximos) de direções ENE-WSW/NNW-ESE e caráter dextral com respectivas estrias (pontos). (b) falhas transcorrentes (círculos máximos) de direção NNW-SSE e componente sinistral com respectivas estrias (pontos). Rede de Schmidt – Lambert, hemisfério inferior de referência. (c) Dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977), sendo que as isolinhas de porcentagem mais elevada delimitam campos de maior probabilidade de conter o eixo de tensão máximo, σ_1 , e as de menor valor, o eixo de tensão mínima, σ_3	85
Figura 64: Principais falhas relacionadas ao regime de extensão NW-SE.....	86
Figura 65: Estereogramas das falhas relacionadas ao regime de extensão de direções E-W/NW-SE (Holoceno). (a) falhas normais (círculos máximos) de direção N-S com respectivas estrias (pontos). (b) falhas normais (círculos máximos) de direção NE-SW com respectivas estrias (pontos). Rede de Schmidt – Lambert, hemisfério inferior de referência. Dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977), sendo que as isolinhas de porcentagem mais elevada delimitam campos de	

maior probabilidade de conter o eixo de tensão máxima, σ_1 , e as de menor valor, o eixo de tensão mínima, σ_3	87
Figura 66: Regime de esforços compressivos de direção NW-SE a E-W estabelecido a partir de famílias de juntas conjugadas que afetam colúvios (CIII) e horizontes A superficiais, em diversos setores da área de estudo. Pólos de juntas plotados em diagrama de Schmidt – Lambert, hemisfério inferior de referência; I.C. = intervalos de contorno das isolinhas, a partir do centro; setas indicam a direção do eixo σ_1	89
Figura 67: Projeção estereográfica de pólos de juntas de toda a área de estudo, que afetam colúvio (CIII) e horizonte A superficial. Diagrama de Schmidt – Lambert, hemisfério inferior de referência; I.C. = intervalos de contorno das isolinhas, a partir do centro; setas indicam a direção do eixo σ_1	90
Figura 68: Quadro preliminar da relação entre a sedimentação quaternária e a tectônica no Planalto de Campos do Jordão. A representação esquemática da estratigrafia do Quaternário baseou-se na seção mais completa observada no planalto até o momento, descrita por MODENESI (1988a), situada em Vila Nova Suíça, Campos do Jordão (vide figura 37).....	91

LISTA DE TABELAS:

Tabela 1: Datações C14 obtidas para o Planalto de Campos do Jordão.....	62
---	----

ANEXOS:

Anexo 1: Mapa de caminhamentos e de pontos de descrição de afloramentos do frontão sudeste do Planalto de Campos do Jordão, SP
Anexo 2: Mapa morfotectônico do frontão sudeste do Planalto de Campos do Jordão, SP

1. INTRODUÇÃO

Evidências morfológicas indicam a presença de um tectonismo recente no Planalto de Campos do Jordão (MODENESI 1980, 1983, 1988a, 1988b). Na porção colinosa e pouco dissecada do frontão sudeste do planalto ocorrem anomalias de drenagem ao longo da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira. Na área do Morro da Pedra do Fogo e do Vale do Ribeirão do Fojo, os anfiteatros mais recentes inserem-se em facetas trapezoidais ou triangulares esculpidas nos esporões laterais de anfiteatros da geração imediatamente anterior (Fig. 1). RUELLAN (1952), no Guia de Excursão da I Reunião Panamericana de Consulta sobre Geografia, já apresentava como hipótese a subdivisão do planalto em pequenos blocos falhados e basculados, separados por depressões de ângulo de falha.

Partindo-se dessas evidências morfológicas, o trabalho proposto teve por finalidade confirmar a presença desse tectonismo recente e, a partir daí, definir e caracterizar o quadro neotectônico da região do Planalto de Campos do Jordão - SP. Pretendeu-se também verificar a continuidade - orientação e idade - dos regimes de esforços observados em áreas vizinhas, como no Vale do Rio Paraíba do Sul (RICCOMINI 1989) e na região do Alto Estrutural de Queluz (SALVADOR 1994, SALVADOR & RICCOMINI 1995).

Cabe ressaltar a importância dos estudos de neotectônica, principalmente para fins de ocupação do meio físico e implementação de obras de engenharia de grande porte. A avaliação da estabilidade geológica de áreas em função do risco sísmico é imprescindível na implantação de centrais nucleares, gasodutos, oleodutos, reservatórios de usinas hidrelétricas etc (vide exemplos de casos em HASUI & MIOTO 1992). O conhecimento da orientação e magnitude do campo de esforços contemporâneo permite avaliar a permeabilidade de fraturas e, deste modo, inferir o fluxo de fluidos em subsuperfície, sendo importante para a geologia de petróleo e hidrogeologia, bem como para a construção de locais de armazenamento subterrâneo de resíduos radioativos (STEWART & HANCOCK 1994). Estudos vêm sendo realizados para definir o papel dessa tectônica recente na deflagração de processos geomorfológicos que podem vir a provocar danos ambientais, tais como movimentos de massa e erosão (HASUI *et al.* 1995).

LEGENDA

- facetas trapezoidais
- facetas triangulares
- anfiteatros I
- anfiteatros II
- anfiteatros III
- desníveis em degrau

400 m

Figura 1: Esquema morfológico da área do Morro da Pedra do Fogo (MODENESI 1984).

Situado na área de nascentes do divisor de águas entre o Rio Paraíba do Sul e os rios que desembocam no Rio Paraná, o Planalto de Campos do Jordão constitui uma das principais áreas remanescentes da Mata Atlântica. A ocupação desordenada desse frágil ecossistema vem provocando graves problemas ambientais, entre os quais os movimentos de massa nas encostas e a erosão acelerada em áreas desmatadas. O melhor entendimento da evolução geomorfológica do Planalto de Campos do Jordão trará subsídios técnicos para a adoção de medidas adequadas de planejamento territorial e preservação ambiental.

O presente trabalho, financiado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo – FAPESP (Processo 96/08239-5) e Instituto Geológico – SMA, integra o projeto interinstitucional (Instituto Geológico - SMA / Instituto de Geociências - USP/ Instituto de Botânica - SMA) “Palinologia e evolução quaternária das cimeiras do Brasil de Sudeste: o Planalto de Campos do Jordão” (PROCESSO SMA nº 30.249/95) que tem por finalidade obter dados necessários à reconstituição espacial e temporal da evolução quaternária da paisagem das cimeiras do Brasil do Sudeste.

2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O Planalto de Campos do Jordão (1950 - 2050 m) localiza-se na porção sudoeste do bloco principal da Serra da Mantiqueira - leste de São Paulo e sul de Minas Gerais. A área do presente estudo, com cerca de 200 km², abrange o frontão sudeste do Planalto de Campos do Jordão e parte da escarpa da Serra da Mantiqueira, ambas em terras paulistas, e ocupa parcialmente os municípios de Campos do Jordão, Guaratinguetá e Pindamonhangaba (Fig. 2). Corresponde à região do planalto que apresenta as principais feições morfológicas indicativas de tectonismo recente, já descritas na literatura, onde se pode buscar evidências estruturais e tectônicas com maior probabilidade de êxito.

BASE: FOLHA GUARATINGUETÁ
ESCALA 1:250.000 (IBGE 1976)

Modelo de elevação digital
Base: Cartas topográficas nas escalas
1:50.000 e 1:10.000 (IBGE).

Figura 2: Localização e modelo de elevação digital da área de estudo.

Da Cidade de São Paulo, o acesso rodoviário principal à área de estudo é feito pela Rodovia Presidente Dutra (BR-116) até a altura do Município de Taubaté (marco quilométrico do km 310), seguindo-se daí, pela Rodovia Floriano Rodrigues Pinheiro (SP-123) até a Cidade de Campos do Jordão. O trajeto totaliza aproximadamente 190 km. Acesso alternativo pode ser feito pela Rodovia Ayrton Senna (SP-70), seguindo-se posteriormente pela Rodovia Carvalho Pinto (SP-75) até a entrada da rodovia SP-123.

Os acessos dentro da área de estudo são realizados em estradas pavimentadas e de terra.

3. MATERIAIS

Para o desenvolvimento da pesquisa foram utilizados os seguintes materiais:

- Cartas topográficas na escala 1:50.000 do IBGE: Delfim Moreira (1971) e Campos do Jordão (1971);

- Cartas topográficas na escala 1:10.000 do Plano Cartográfico do Estado de São Paulo (1978): Córrego dos Marmelos, Bairro Pedra Mármore, Pedra Chorona, Córrego do Homem Morto, Rio Casquilho, Córrego Galvão, Campos do Jordão II, Córrego Canjarana e Bairro Gameral;

- Fotos aéreas na escala 1:60.000 da Missão AST-10-USAF (1964-1967):

- Faixa 81C: fotos 54.575 a 54.578;

- Faixa 82E : fotos 68.028 a 68.031;

- Faixa 80G: fotos 67.867 a 67.870;

- Fotos aéreas na escala 1:25.000 do levantamento da VASP Aerofotogrametria S/A - Secretaria da Agricultura / Instituto Brasileiro do Café (1971-1973):

- Faixa 258I: fotos 50.313 a 50.319;

- Faixa 258N: fotos 50.377 a 50.382;

- Faixa 259I: fotos 45.982 a 45.977;

- Faixa 259J: fotos 44.436 a 44.429;

- Faixa 260I: fotos 45.965 a 45.971;

- Faixa 260J: fotos 44.385 a 44.392;
- Faixa 261J: fotos 45.898 a 45.904;
- Imagem de satélite na escala 1:250.000 TM - Landsat 5, Banda 4, obtida em 20/07/94, azimute 47°, elevação solar 30°;
- Imagens de satélite na escala 1:100.000 TM - Landsat 5, Banda 4, obtidas em 20/07/94, azimute 47°, elevação solar 30° e 11/09/90, azimute 59°, elevação solar 42°;
- Imagem de radar na escala 1:250.000.

Programas de computador utilizados:

- AUTOCAD (Autodesk): entrada de dados georeferenciados;
- SURFER (Golden Software): geração de mapas de isovalores;
- IDRISI (Clark University): cruzamento de mapas temáticos e correlação de parâmetros morfométricos;
- ROCKWARE UTILITIES (Rockware) e QUICKPLOT (D. van Everdingen & J. van GOOL 1990): elaboração de estereogramas de estruturas rúpteis;
- ROSAC (IPT): diagrama de rosáceas para análise de fotolineamentos;
- TRADE (CAMPANHA *et al.* 1996): análise estrutural (método gráfico de ANGELIER & MECHLER 1977).

4. MÉTODOS

Os métodos combinam análises estruturais e morfotectônicas. As técnicas utilizadas para o estudo da morfotectônica compreendem trabalhos de campo, interpretação de produtos de sensores remotos (fotos aéreas e imagens de satélite) e a leitura detalhada de cartas topográficas, em diferentes escalas (DOORNKAMP 1986, PANIZZA & CASTALDINI 1987).

4.1 Fotointerpretação

A identificação e o mapeamento de feições morfológicas indicativas de tectonismo recente, tais como capturas de drenagem, vales assimétricos com escarpas retilíneas, facetas triangulares e trapezoidais, vales e anfiteatros suspensos, *shutter ridges*, entre outras, foram efetuados a partir da análise de fotografias aéreas (escalas 1:25.000 e 1:60.000). A fotointerpretação permitiu, ainda, o reconhecimento de áreas de ocorrência de depósitos quaternários (alúvios, colúvios etc). Essas informações foram agrupadas no mapa morfotectônico (Anexo 2).

A interpretação de imagens de satélite (escalas 1:100.000 e 1:250.000) e de radar (escala 1:250.000) permitiu a extração de fotolineamentos, conforme metodologia adotada nos trabalhos de LIU (1987) e RICCOMINI & CRÓSTA (1988). A partir do modelo de elevação digital foram gerados mapas de sombreado de relevo com diferentes azimutes e "elevações solares", que permitiram maior refinamento na extração de lineamentos.

4.2 Técnicas de geoprocessamento

Técnicas de geoprocessamento foram utilizadas no presente trabalho com o intuito de subsidiar os estudos de morfotectônica, a partir da geração de cartas temáticas, aquisição de parâmetros morfométricos e cruzamento de dados em Sistema de Informação Geográfica.

O modelo de elevação digital, gerado a partir da digitalização de curvas de nível e pontos cotados das cartas topográficas Campos do Jordão e Delfim Moreira - escala 1:50.000 (IBGE), constituiu a base para confecção de cartas temáticas e perfis morfológicos. O intervalo utilizado para a digitalização das curvas de nível variou conforme a declividade do terreno (de 20 em 20 m nas áreas mais planas e de 100 em 100 m nas áreas mais rugosas). A interpolação dos dados para a geração do modelo de elevação digital foi feita no programa SURFER.

Cabe ressaltar que a aplicação de técnicas de geoprocessamento vem sendo progressivamente utilizada em estudos de morfotectônica (cf. DEFFONTAINES 1990, RILEY & MOORE 1993).

4.3 Análise cartográfica e morfométrica

O mapa hipsométrico foi elaborado a partir do modelo de elevação digital, com classes definidas de 100 em 100m, visando ilustrar a variação topográfica na área de estudo.

Métodos morfométricos foram empregados para a identificação preliminar de áreas anômalas/descontinuidades com grande probabilidade de ocorrência de registros de depósitos recentes e estruturas neotectônicas (DEFFONTAINES 1989, ZUCHIEWICZ 1991, ZUCHIEWICZ & OAKS Jr. 1993). No Brasil, os métodos de superfícies de bases e de gradientes hidráulicos vêm sendo utilizados com sucesso na análise neotectônica (RODRIGUEZ 1993, HIRUMA & PONÇANO 1994, SALVADOR & RICCOMINI 1995).

Cabe ressaltar que as análises morfométricas foram realizadas a partir de cartas topográficas, que podem apresentar imperfeições devido aos procedimentos de harmonização impostos pelo cartógrafo ao traçado das curvas de nível, como aquelas decorrentes da própria restituição das fotos aéreas (PONÇANO *et al.* 1989).

Para a elaboração dos mapas morfométricos utilizou-se critérios de hierarquização de rede de drenagem propostos por STRAHLER (1952).

Os mapas de superfícies de bases, gradientes hidráulicos e densidade de drenagem foram elaborados a partir de cartas topográficas na escala 1:10.000, enquanto que os mapas de declividade, hipsométrico, rugosidade de relevo e orientação de vertentes, a partir do modelo de elevação digital.

O mapa de superfícies de bases (FILOSOFOV 1960 *apud* JAIN 1984, GOLTS & ROSENTHAL 1993) possibilita visualizar contrastes acentuados no padrão de relevo de uma área, os quais podem indicar movimentações recentes. Adotou-se os seguintes procedimentos para sua confecção: a) hierarquização da rede de drenagem; b) obtenção dos pontos de intersecção dos canais de drenagem de 2ª ordem com as curvas de nível; c) geração de mapa de isovalores.

O mapa de gradientes hidráulicos, conforme a proposição de RODRIGUEZ (1993), permite separar blocos com características hidráulicas distintas, numa tentativa de correlacioná-los com lineamentos estruturais. Os seguintes procedimentos foram adotados para sua confecção: a) hierarquização da rede de

drenagem; b) obtenção do gradiente hidráulico para cada drenagem de 2ª ordem, a partir da razão da diferença altimétrica entre a cabeceira e a foz de cada drenagem com o comprimento em planta do canal; os valores obtidos foram atribuídos à porção média das drenagens; c) geração de mapa de isovalores.

O mapa de densidade de drenagem (HORTON 1945) foi elaborado conforme metodologia utilizada por HIRUMA & PONÇANO (1994) e permitiu a individualização de áreas anômalas de alta ou baixa densidade de drenagem, que podem estar refletindo um controle tectônico. Para a aquisição de dados para a elaboração do mapa de densidade de drenagem (HORTON 1945) foram estabelecidas duas malhas quadráticas de amostragem compostas respectivamente por células de 500 X 500m e de 1000 X 1000m. A densidade de drenagem foi obtida para cada célula a partir da razão entre a somatória do comprimento total da rede de drenagem e sua área (constante = 0,25 km²) (Fig. 3). O mapa de isovalores foi elaborado no programa SURFER.

O mapa de densidade de lineamentos foi elaborado seguindo os mesmos procedimentos do mapa de densidade de drenagem, no entanto, com malha quadrática de 500 X 500 m. Nesta análise, foram utilizados os lineamentos extraídos das imagens de satélite e dos mapas de sombreamento de relevo.

O parâmetro rugosidade do relevo vem sendo empregado para caracterização morfométrica de terrenos cársticos (DAY 1979, HOBSON 1972, FERRARI *et al.* 1997). Este trabalho pretendeu verificar, pela comparação com mapas morfotectônicos, a relação entre a rugosidade do relevo e eventos de deformação tectônica recente. Para a aquisição dos dados, estabeleceu-se uma malha de amostragem com células quadráticas de 1 X 1 km. A rugosidade foi obtida para cada célula a partir da relação entre área real e área planar (Fig. 4). Deste modo, valores próximos à unidade indicam áreas de relevo muito plano, enquanto que valores maiores, áreas de relevo mais acidentado. O mapa de isovalores foi gerado no programa SURFER.

O mapa de orientação de vertentes, obtido a partir do modelo de elevação digital, fornece para cada ponto do *grid* a direção do maior declive, em azimuth (0° para norte, 90° para leste). Em outras palavras, refere-se à direção de escoamento de água em uma superfície, ou ainda, ao ângulo que é exatamente perpendicular às linhas de contorno da superfície.

MÉTODO PARA OBTENÇÃO DA DENSIDADE DE DRENAGEM

PROGRAMA IDRISI

- 1) Extração do número de pixels relativos a drenagem para cada célula quadrática
- 2) Multiplicação do número de pixels pela resolução da imagem

Analysis
Database Query
Extract
Sum

Mathematical Operator
Scalar

- 3) Obtenção da densidade de drenagem

comprimento da
drenagem

área da célula
quadrática

Analysis
Database Query
Overlay

Figura 3: Método para obtenção da densidade de drenagem.

MÉTODO PARA OBTENÇÃO DA RUGOSIDADE DO RELEVO

PROGRAMA SURFER:

Isolar para cada célula quadrática os dados topográficos

Menu Grid
Blank

Cálculo da área real

Menu Grid
Volume
Positive surface area

Área planar: 1 km² (constante)

Área real: 1,071 km²

Rugosidade do relevo: área real / área planar = 1,071

Figura 4: Método para obtenção da rugosidade do relevo.

Para verificar a existência de correlação entre os parâmetros morfométricos foi empregado o modelo de regressão linear. Neste procedimento, as imagens de cada variável foram reclassificadas para um mesmo número de classes no programa IDRISI.

4.4 Trabalhos de campo

A análise conjunta das informações obtidas nos mapas morfométricos, de lineamentos e de feições morfotectônicas permitiu a seleção de áreas com maior probabilidade de ocorrência de estruturas tectônicas para a realização dos trabalhos de campo.

Os trabalhos de campo permitiram o reconhecimento geomorfológico e geológico, a caracterização de seções típicas de depósitos recentes, o levantamento e caracterização das estruturas tectônicas sin e pós-deposicionais (falhas, estrias e juntas) e a seleção de locais para coleta de amostras de sedimentos potencialmente datáveis.

A caracterização dos depósitos recentes e sua relação com as formas de relevo baseou-se nos trabalhos de MODENESI (1980, 1983, 1988a, 1988b), que apresentam uma detalhada descrição da sedimentação quaternária no Planalto de Campos do Jordão. Ênfase foi dada para a descrição de afloramentos com depósitos recentes afetados por estruturas tectônicas.

A caracterização dos principais litotipos e falhamentos antigos teve por finalidade avaliar o papel da estruturação antiga no controle da atividade neotectônica. As informações foram compiladas na escala 1:25.000, a partir dos mapeamentos geológicos realizados por IPT (1977), HASUI *et al.* (1978b), CAVALCANTE *et al.* (1979) e MORAIS *et al.* (inédito) e complementadas com dados obtidos em campo.

Para estabelecer o sentido de movimento das falhas foram utilizados indicadores cinemáticos (PETIT 1987, ANGELIER 1994, DOBLAS *et al.* 1997), tais como a presença de crescimento mineral, marcas de objeto, dobras de arrasto, entre outros. A caracterização de sistemas de juntas baseou-se nos trabalhos de HANCOCK & ENGELDER (1989), DUNNE & HANCOCK (1994) e CAPUTO (1995).

4.5 Trabalhos de laboratório

Foram coletadas amostras das seções mais representativas de sedimentação quaternária afetadas por estruturas tectônicas. Estas amostras foram encaminhadas aos laboratórios da Beta Analytic Inc. (EUA) para datação C_{14} .

4.6 Tratamento de dados estruturais

O tratamento e análise das falhas foram efetuados a partir de métodos gráficos (ANGELIER & MECHLER 1977, ANGELIER 1994) com a finalidade de se estabelecer os campos de esforços (Fig. 5).

A análise de famílias de juntas para estabelecimento do regime de esforços baseou-se nos trabalhos de HANCOCK & ENGELDER (1989) e DUNNE & HANCOCK (1994) (Fig. 6). Essas técnicas já foram utilizadas no Brasil na região do Alto de Queluz (SALVADOR & RICCOMINI 1995) e na Bacia Bauru (RICCOMINI 1997).

Para a análise das falhas relacionadas à tectônica transcorrente em níveis crustais rasos, adotou-se o esquema proposto para cisalhamento simples, conforme ZALÁN (1986) (Fig. 7).

As relações entre estruturas rúpteis, depósitos quaternários e feições geomorfológicas permitiram a elaboração de um quadro evolutivo relacionando o tectonismo e a sedimentação recente na área de estudo. A integração final dos estudos neotectônicos e geomorfológicos torna-se essencial para a melhor compreensão da evolução da paisagem no Planalto de Campos do Jordão.

Figura 5: Método dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER 1977).

Figura 6: Classificação de sistemas de juntas neotectônicas. (a) padrão simples de juntas de extensão verticais sistemáticas (linhas grossas) ligadas por juntas não-sistemáticas (linhas finas); (b) espectro de juntas sistemáticas (linhas grossas) compreendendo fraturas de extensão verticais e fraturas conjugadas de alto mergulho formando ângulos diedrais inferiores a 45°; juntas não-sistemáticas (linhas finas) ligam juntas sistemáticas; (c) espectro de juntas sistemáticas (linhas grossas) compreendendo fraturas de extensão verticais e fraturas conjugadas verticais formando ângulos diedrais inferiores a 45°; juntas não-sistemáticas (linhas finas) ligam juntas sistemáticas (HANCOCK & ENGELDER 1989).

Figura 7: Elipsóide de deformação, forças e estruturas associadas em uma zona de cisalhamento dextral (ZÁLAN 1986, baseado em HARDING 1974).

5. PLANALTO DE CAMPOS DO JORDÃO: ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS E GEOLÓGICOS

5.1 Aspectos geomorfológicos

O Planalto de Campos do Jordão constitui a superfície cimeira do Brasil de sudeste (AB'SÁBER & BERNARDES 1958), compondo os altos blocos de planaltos cristalinos definidos por AB'SÁBER (1956), com altitudes superiores a 2000 m, juntamente com o Planalto da Bocaina.

Na região do Planalto de Campos do Jordão DE MARTONNE (1943) reconheceu a "Superfície dos Campos", que considerou mais antiga que a "superfície das cristas médias", de provável idade paleogênica. FREITAS (1951) considera que se tratam da mesma superfície, deformada e erguida a vários níveis, fato com o qual ALMEIDA (1964) concorda.

Conforme MODENESI (1988a,b) a altitude do planalto sofre um decréscimo de 6 a 7 m por km de sudeste (2050 m) em direção ao norte e noroeste (1850 m). Entre o divisor da Mantiqueira (1900 - 2007m) e o Vale do Rio Sapucaí (1573m em Vila Capivari), a autora identifica três níveis topográficos que se sucedem em altitudes de 1800 - 1820 m, 1710 - 1740 m e 1640 -1660 m.

A subdivisão geomorfológica de ALMEIDA (1964) inclui o Planalto de Campos do Jordão como zona da Província Geomorfológica do Planalto Atlântico, definindo-o como um "planalto tectonicamente elevado, de estrutura cristalina complexa, maturamente dissecado a partir de uma superfície de aplainamento que nivela seus cimos a cerca de 2000 m de altitude". PONÇANO *et al.* (1981) considera o planalto como uma subdivisão da Zona do Planalto do Alto Rio Grande, dentro da Província do Planalto Atlântico, juntamente com o Planalto de Santo Antonio do Pinhal, a Serrania do Alto Sapucaí e o Planalto de Caldas, que corresponderiam a setores de planalto maturamente dissecados e tectonicamente elevados, separados por regiões serranas.

Os limites do planalto são essencialmente tectônicos (HASUI *et al.* 1978b, MODENESI 1988a); é limitado por duas grandes falhas transcorrentes de direção NE e idade pré-cambriana a paleozóica inferior: a Falha de Jundiuvira (HASUI *et al.* 1978b), próxima da escarpa da Mantiqueira, e a Falha do Paiol Grande (HASUI *et al.* 1978b) ou de São Bento do Sapucaí (CAVALCANTE *et al.* 1979), no seu flanco norte.

A drenagem do planalto, tributária do Rio Grande através da Alta Bacia do Rio Sapucaí, apresenta-se perfeitamente hierarquizada (ALMEIDA 1964). Os principais coletores do planalto - como o Sapucaí-Mirim - apresentam traçados quase normais às estruturas regionais, fluindo de sul para norte, enquanto que a drenagem de menor hierarquia é essencialmente subsequente, concordante com os principais lineamentos estruturais de direção ENE.

A influência da tectônica no Planalto de Campos do Jordão já há longo tempo vem sendo discutida por diversos autores (FREITAS 1951, RUELLAN 1952, ALMEIDA 1964 e mais recentemente por MODENESI 1980, 1983, 1988a, 1988b). RUELLAN (1952) sustentava a hipótese da subdivisão do planalto em pequenos blocos falhados e basculados, separados por depressões de ângulo de falha. MODENESI (1980, 1983, 1988a, 1988b) distingue várias feições indicativas de tectonismo recente como capturas de drenagem ao longo da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, facetas triangulares e trapezoidais na área do Morro da Pedra de Fogo e no Vale do Ribeirão do Fojo, entre outras.

SAADI (1991) ao tratar da morfogênese da margem sul do cráton do São Francisco e a Bacia do Alto Rio Grande caracteriza o compartimento dos blocos da Serra da Mantiqueira pelo agrupamento de serras alongadas em direção principal SSW-NNE. Esses relevos apresentam invariavelmente uma dissimetria marcada, com a face exposta a sudeste ou sudoeste sempre mais íngreme e desnuda. Os basculamentos dos blocos tectônicos para noroeste ou nordeste constituem a tônica principal dessa morfologia.

Estudos geomorfológicos de detalhe no Planalto de Campos do Jordão foram efetuados por MODENESI (1980, 1983, 1988a, 1988b). Segundo a autora, a evolução quaternária nas áreas de cimeira do planalto resultou em um sistema de paisagem tropical adaptado às condições de clima de altitude - os *altos campos*. A distribuição da vegetação caracteriza-se por um típico mosaico de mata e campo. Campos recobrem os topos dos interflúvios e o setor convexo das vertentes; mata ocupa o setor retilíneo inferior das vertentes convexas, as vertentes retilíneas e os anfiteatros de erosão. São reconhecidos dois geossistemas no Planalto de Campos do Jordão que compõem unidades de paisagem fisionomicamente heterogêneas: o *geossistema dos altos campos* e o *geossistema serrano* (Fig. 8).

Figura 8: Campos do Jordão: unidades de paisagem (modificado de MODENESI 1984).

Variações observadas nos dois geossistemas estão associadas principalmente a variações litológicas e ao grau de dissecação do relevo. No *geossistema dos altos campos* tais variações permitem a individualização em três unidades: campos do Jordão, campos do Serrano e campos de São Francisco. Nos campos do Jordão e do Serrano predominam respectivamente, granitóides e migmatitos de estrutura porfiroblástica, portanto rochas maciças ou com xistosidade pouco marcada. Os campos de São Francisco, situados nas porções mais elevadas da borda sudeste do planalto (acima de 1900 m), caracterizam-se pelo relevo com baixa amplitude topográfica (40 a 50 m), mamelonização generalizada das vertentes e maior heterogeneidade litológica, representada por biotita-gnaisses, xistos, quartzitos e migmatitos de estruturas estromática e porfiroblástica. O *geossistema serrano* desenvolve-se sobre gnaisses, migmatitos, granitóides, xistos e quartzitos e restringe-se às áreas profundamente dissecadas pelos ribeirões dos Marmelos, Jacu e Coxim, que se encontram recobertas pela mata.

5.2 Aspectos geológicos

O Planalto de Campos do Jordão está inserido na Região de Dobramentos Sudeste (ALMEIDA *et al.* 1976) incluindo rochas geradas no Ciclo Brasileiro e, em parte, rochas recicladas resultantes do retrabalhamento de rochas mais antigas. O modelo geotectônico proposto por CAMPOS NETO & FIGUEIREDO (1995) para o sudeste brasileiro distingue dois eventos orogênicos principais de idade Neoproterozóica a Eopaleozóica, que resultaram em microplacas e estágios colisionais separados por grande volume de rochas plutônicas. Esses eventos foram denominados de Orogênese “Brasiliiana I” e Orogênese Rio Doce. A evolução da Orogênese “Brasiliiana I” na microplaca Apiaí-Guaxupé, na região do Planalto de Campos do Jordão, gerou os terrenos exóticos da *Nappe* de Empurrão de Socorro – Guaxupé, composta por unidades infracrustais e fatias (*slices*) supracrustais de alto grau e seqüências supracrustais de baixo grau do Cinturão Apiaí. Também ocorrem granitóides cálcio-alcalinos sin-orogênicos relacionados à subducção.

O mapeamento geológico de maior detalhe da parte paulista do Planalto de

Campos do Jordão foi realizado na escala 1:100.000, no âmbito do projeto "Geologia da Região Administrativa 3 do Estado de São Paulo" (IPT 1977), posteriormente publicado na escala 1:250.000, no boletim "Geologia da Região Administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da Região Administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo" (HASUI *et al.* 1978b). Na escala 1:250.000 foi elaborado o mapa geológico do "Projeto Sapucaí - Estado de Minas Gerais e São Paulo" (CAVALCANTE *et al.* 1979), posteriormente modificado por MORAIS *et al.* (inédito) compreendendo todo o planalto. As figuras 9, 10 e 11 ilustram a geologia da área de estudo, segundo cada autor.

Os mapas geológicos divergem quanto à subdivisão das unidades estratigráficas pré-cambrianas e à nomenclatura utilizada para a designação das rochas metamórficas de alto grau. Tais modificações vêm se sucedendo concomitantemente aos avanços dos conhecimentos à luz da teoria de tectônica de placas, com maior volume de dados geofísicos e geocronológicos.

A estruturação regional de direção NE é dada pelas zonas de cisalhamento e foliações metamórficas das rochas pré-cambrianas. Duas falhas transcorrentes de importância atravessam a área: a Falha de Jundiuvira, na borda do Planalto de Campos do Jordão, próxima à escarpa da Serra da Mantiqueira, e a Falha do Buquira, já no sopé da Mantiqueira.

Conforme o mapeamento geológico efetuado por HASUI *et al.* (1978b), afloram na área de estudo rochas de idade proterozóica representadas por granitóides (sintectônicos para-autóctones) e migmatitos, micaxistos, quartzo-micaxistos e metaconglomerados atribuídos ao Grupo Açungui.

Ao norte da Falha de Jundiuvira afloram rochas gnáissicas e migmatíticas do Complexo Paraíba do Sul, de idade Proterozóica Inferior (BISTRICHI *et al.* 1981), e uma pequena bacia sedimentar de idade neoproterozóica/cambriana, englobando metassedimentos da Formação Pico do Itapeva (CAVALCANTE *et al.* 1979, JULIANI *et al.* 1990). A Bacia do Pico de Itapeva representa uma bacia do tipo *pull-apart* originada na Zona de Cisalhamento de Jundiuvira por deslocamento sinistral (RICCOMINI 1993). Ao sul da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira ocorrem rochas do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), predominantemente xistos (Complexo Pilar) e migmatitos (Complexo Embu). Também são identificados granitos sintectônicos, sob a forma de corpos alongados, segundo o *trend* regional das foliações.

LEGENDA

PRÉ-CAMBRIANO SUPERIOR

P∈γ Rochas granitóides em corpos parcialmente discordantes

Grupo Açungui

P∈x **P∈c** **P∈Me** **P∈De** **P∈Dg**

P∈x - micaxistos e quartzo-micaxistos

P∈c - metaconglomerados

P∈Me - migmatitos heterogêneos estromatíticos

P∈De - migmatitos homogêneos estromatíticos

P∈Dg - migmatitos homogêneos embrechíticos

- contato litológico ou estratigráfico
- falha transcorrente
- lineamento fotogeológico conspícuo correspondente a falha ou fratura
- alinhamentos fotogeológicos correspondentes à direção da foliação
- antiforma

Figura 9: Geologia da área de estudo (simplificado de HASUI *et al.* 1978b).

LEGENDA

PRÉ-CAMBRIANO/CAMBRIANO

FORMAÇÃO PICO DE ITAPEVA

Eppi

Metaconglomerados com matriz milonítica, metassiltitos e metarenitos

UNIDADES LITOESTRUTURAIS

ASSOCIAÇÃO PARAÍBA DO SUL

Complexo Piquete

gn: predominância de biotita-gnaisses e, subordinadamente, mármores dolomíticos leptinitos, "quartzitos", e núcleos graníticos gnaissificados

gnx: biotita-gnaisses, leptitos, biotita-xistos gnaissóides, "quartzitos", mármores dolomíticos, localmente carbonato-talco-xistos e espécimes fracamente migmatizados

gnM: biotita-gnaisses, bandas micaxistas, migmatitos estromáticos e, subordinadamente, anfibolitos

Me-o: migmatitos estromáticos encerrando bandas porfiroblásticas

ASSOCIAÇÃO BARBACENA

Complexo Paraísopolis

pCbp/grp

grp: predominância de granitos e granitóides porfiroblásticos

Figura 10: Mapa geológico da área de estudo, extraído de CAVALCANTE *et al.* (1979), escala original 1:250.000.

UNIDADES GEOLÓGICAS

NEOPROTEROZÓICO-EOPALEARÓICO

BACIAS MOLÁSSICAS

- 10: Fm. Pico de Itapeva: da base para o topo - metaconglomerados polimíticos, metarenitos arcoseanos, conglomeráticos e microconglomeráticos; metassiltitos, metaquartzos *wakes* e metalamitos.

ARQUEANO-EOPALEARÓICO

DOMÍNIO EMBU

Complexo Embu

- 27: (Sillimanita +- granada)-biotita gnaisses bandados, miloníticos; subordinadamente piroxênio gnaisses e anfíblio-biotita gnaisses; biotita gnaisses com intercalações de xistos feldspáticos.
- 28: (Granada)-biotita gnaisses porfiroclásticos e migmatitos com estruturas diversas; (sillimanita)-granada-biotita gnaisses. Intercalações de (biotita +- granada)-hornblenda gnaisses tonalíticos, biotita anfíbolitos, quartzitos e calciossilicáticas. Localmente ocorrem ortognaisses.
- 31: Migmatitos estromáticos com estruturas "schlieren" e nebulítica, e biotita gnaisses bandados, granatíferos. Intercalações de hornblenda gnaisses, biotita xistos e, localmente, quartzitos.

DOMÍNIO SOCORRO-GUAXUPÉ

Rochas Ígneas

- 44: (Granada-turmalina)-biotita granitos (3b) a granodioritos acinzentados a levemente rosados, inequigranulares, localmente foliados
- 56: Biotita granitos, porfíricos, localmente miloníticos

Complexo Piracala

- 80: Granada-sillimanita-biotita xistos que passam a migmatitos estromáticos e intercalam, ora granada-biotita gnaisses e/ou biotita gnaisses bandados, ora quartzitos, calciossilicáticas, e subordinadamente, anfíbolitos e hornblenda gnaisses.
- 81: (Granada) micaxistos; tremolita-talco xistos; muscovita quartzitos; calciossilicáticas; biotita gnaisses miloníticos e, localmente hornblenda gnaisses.
- 82: (Muscovita-magnetita) quartzitos, por vezes feldspáticos, miloníticos
- 83a: (Sillimanita)-biotita gnaisses bandados e migmatizados com intercalações de quartzitos, mármore e calciossilicáticas
- 83c: magnetita biotita gnaisses com intercalações de calciossilicática e biotita xisto (c)
- 86: Hornblenda-biotita gnaisses acinzentados, porfiroclásticos, migmatíticos, com estrutura estromática a nebulítica, milonitizados.
- 87: (Granada)-biotita gnaisses protomiloníticos, por vezes migmatizados ou porfiroclásticos, com intercalações de anfíbolitos e hornblenda gnaisses.

Figura 11: Mapa geológico da área de estudo, extraído de MORAIS *et al.* (inédito), escala original 1:250.000.

A região, a partir do Jurássico Superior, foi submetida a fenômenos relacionados com a Reativação Wealdeniana (ALMEIDA 1967), melhor caracterizada como evento Sul-Atlântico (SCHOBENHAUS *et al.* 1984), que culminaram, no Cretáceo Inferior, com a abertura do Oceano Atlântico Sul. Movimentos verticais opostos - descendentes na Bacia de Santos e ascendentes na região continental vizinha (ALMEIDA 1967, ASMUS & FERRARI 1978), teriam importantes efeitos na porção continental. Durante o Paleógeno (Eoceno-Oligoceno) a reativação normal de antigas zonas de cisalhamento originaram uma importante feição tectônica: o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil – RCSB - (RICCOMINI 1989), anteriormente denominado de Sistema de *Rifts* da Serra do Mar por ALMEIDA (1976). Corresponde a uma feição tectônica desenvolvida como uma depressão alongada de direção ENE, compreendendo cinco bacias principais de idade cenozóica - Curitiba (PR), São Paulo (SP), Taubaté (SP), Resende (RJ) e Volta Redonda (RJ). Esta feição desenvolve-se paralelamente à linha de costa, entre as cidades de Curitiba (PR) e Niterói (RJ). Outras depressões, de menores dimensões, também estão incluídas neste contexto: bacias de Itaboraí e Barra de São João (RJ) e os grábens de Sete Barras (SP) e da Guanabara (RJ). A figura 12 situa o RCSB em relação às superfícies cimeiras do Brasil de sudeste e ao contexto geológico regional. A evolução tectono-estratigráfica desse sistema foi detalhada por diversos autores (HASUI *et al.* 1978a, MELO *et al.* 1985, RICCOMINI 1989, RICCOMINI & COIMBRA 1992, MANCINI 1995, SALVADOR & RICCOMINI 1995). A sedimentação quaternária no RCSB tem sido detalhada na porção adjacente às bacias de Resende e Volta Redonda, na região de Bananal, SP (MOURA & MEIS 1986, MOURA & MELLO 1991). Na porção leste do Estado de São Paulo, a evolução dessa feição tectônica resultou na configuração atual do relevo, representada pelas Serras do Mar e Mantiqueira, como feições soerguidas e a Bacia de Taubaté, como feição abatida. Alçamentos de provável idade miocênica/pré-pleistocênica teriam acentuado a diferença altimétrica entre os compartimentos e elevado o Planalto de Campos do Jordão a mais de 2000 m (ALMEIDA 1976).

LEGENDA

	Cimeiras do Brasil de Sudeste:		Embasamento pré-cambriano
	II - Campos do Jordão		Sedimentos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná
	III - Bocaina		Rochas vulcânicas da Formação Serra Geral
	IV - Ribeirão do Fundo		Bacias sedimentares do Rift Continental do Sudeste do Brasil
	Zonas de cisalhamento (Ciclo Brasileiro/Pan-Africano)		

Figura 12: As cimeiras do Brasil de Sudeste e o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil no contexto geológico regional (modificado de MELO *et al.* 1985).

No modelo tectônico do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, proposto por RICCOMINI (1989), o autor reconhece 4 fases tectônicas (Fig. 13): a) extensional NNW-SSE inicial - Paleógeno; b) transcorrência sinistral - Neógeno (Mioceno?); c) transcorrência dextral - Pleistoceno Superior; d) extensional NW(WNW) - SE(ESE) final - Holoceno. As duas fases de transcorrência seriam explicadas por mecanismos de extensão e compressão desencadeados pelo balanço entre a deriva para oeste da Placa Sul-Americana e a subducção a oeste. O sentido da transcorrência (dextral/sinistral) seria indicado a partir da posição do pólo de rotação e direção de deslocamento da placa em relação às descontinuidades pré-existentes. Os esforços trativos ocorreriam quando o processo de subducção predominasse sobre a abertura, enquanto que os compressivos, no caso oposto (Fig. 14).

O modelo de evolução tectônica cenozóica para a região de Minas Gerais proposto por SAADI (1991) compreende dois eventos tectônicos principais: o primeiro no Eoceno-Oligoceno, responsável pela geração do sistema de *riffs* e o segundo, entre o final do Mioceno e o Plioceno, de caráter compressivo, com esforços horizontais de direção média NW-SE. As atividades cenozóicas na região do RCSB e em bacias vizinhas estariam associadas à zona de fraqueza crustal por ele denominada Descontinuidade Crustal do Paraíba do Sul (DCPS).

Atualmente, conforme mecanismos focais de terremotos e outras fontes, a região do RCSB estaria em condições compressivas (ASSUMPÇÃO 1992) (Fig. 15). A evidência geológica de uma fase compressiva E-W, na região do Vale do Rio Paraíba do Sul, foi inicialmente apontada por RICCOMINI (1989) e, posteriormente, verificada por SALVADOR (1994), a partir da observação de falhas e famílias conjugadas de juntas de direções NE a ENE e NW a WNW afetando depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais de idade holocênica.

Do ponto de vista da sismicidade, o Planalto de Campos do Jordão está compreendido na Zona Sismogênica de Cunha (MIOTO 1993, IPT 1989), que engloba partes das províncias Mantiqueira e Margem Continental, possuindo alguns sismos com magnitude em torno de 4 M_b , além dos induzidos pelas barragens-reservatórios de Paraibuna-Paraitinga (Fig. 16). O epicentro do sismo de Cunha (1967, $M_b=4,1$), que empresta o nome à zona, situa-se praticamente no traço da descontinuidade de Ubatuba.

Figura 13: Evolução do regime de esforços no *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI 1989).

Figura 14: Relações entre estruturas antigas e a direção de deriva da placa (intervalo de 0,91 a 8,92 Ma). Nas cadeias meso-oceânicas estão indicadas as taxas de abertura em cm/ano (RICCOMINI 1989).

Figura 15: Orientações dos esforços horizontais máximos (SHmáx) na América do Sul (Fontes: FM = mecanismos focais, GF = falhas geológicas, BO = *breakouts*, IS = medidas *in situ*, ASSUMPÇÃO 1992).

Figura 16: Zona Sismogênica de Cunha e as estruturas geológicas maiores (MIOTO 1993).
PCJ = Planalto de Campos do Jordão.

5.3 A sobrelevação da Serra da Mantiqueira

A geração do RCSB teria resultado de três pulsações tectônicas principais ocorridas durante o Campaniano/Paleoceno, Oligoceno/Mioceno e Plioceno/Quaternário (ALMEIDA 1976). A última pulsação seria responsável pela acentuação dos deslocamentos verticais ao longo dos *riffs*, entulhamento das bacias, acentuação do basculamento dos testemunhos da Superfície Japi e dissecação erosiva importante, tanto das vertentes meridional da Serra do Mar e setentrional da Mantiqueira, quanto da borda sudoeste da Bacia do Paraná.

Conforme ALMEIDA (1976), o desnível entre a superfície de erosão que nivela as montanhas das Serras da Mantiqueira e da Bocaina e a base dos sedimentos que preenche parcialmente a depressão é de 1900 m. SAADI (1993) considera que parte do rejeito total atual da falha principal do *Rift* continental deva ser atribuída ao Pleistoceno, uma vez que em "toda a Serra da Mantiqueira mineira são comuns os vales quaternários suspensos e as deformações tectônicas em terraços fluviais". Lateritas aluminoferruginosas encontradas acima de 1800 m e restos de latossolos retrabalhados das vertentes do nível topográfico de 1800 - 1820 m indicam, segundo MODENESI (1984), resquícios de um manto ferralítico, provavelmente formado sob condições e processos vigentes anteriores à acentuação do soerguimento do planalto.

A explicação para o mecanismo de formação de *riffs* e da topografia dos flancos de *rift* ainda apresenta algumas controvérsias. A idéia predominante para estas feições tectônicas era de que sua origem estivesse associada principalmente a processos termais. Segundo WEISSEL & KARNER (1989) a topografia elevada observada ao longo de diversas margens passivas dos continentes do Gondvana (como por exemplo, a Serra do Mar - Sudeste do Brasil) sugere que o soerguimento dos flancos de *rift* permaneceria constante por um longo período de tempo. No entanto, os autores ressaltam que qualquer suporte termal responsável pelo soerguimento teria sido dissipado há muito tempo, uma vez que a extensão cessaria nestas margens no fim do Jurássico ou início do Cretáceo. A formação de *riffs* e o soerguimento de seus flancos poderiam ser explicados pela reação isostática da litosfera, em decorrência de seu alívio mecânico (*unloading*) em regime extensional (WEISSEL & KARNER 1989, KARNER & DRISCOLL 1993).

ALMEIDA & CARNEIRO (1998) consideram que as escarpas da Serra do Mar teriam se desenvolvido bem mais a leste da posição geográfica atual. A mudança de posição seria causada pelo recuo erosivo diferencial, de sudeste para noroeste, a partir da falha situada na atual plataforma continental, condicionado pelas estruturas e unidades litológicas pré-cambrianas. FERNANDES (1993) considera que a formação do RCSB estaria relacionada a um mecanismo de Colapso Extensional da Serra do Mar. O desconfinamento lateral da escarpa da serra, causada pelo seu recuo erosional em direção ao continente, provocaria a reativação de estruturas do embasamento cristalino e o colapso extensional de blocos crustais, originando o sistema de *rifts*.

6. CONCEITOS E FONTES DE EVIDÊNCIA GEOMORFOLÓGICOS APLICADOS À NEOTECTÔNICA

6.1 Conceitos

O termo neotectônica teria sido introduzido por OBRUCHEV (1948) para designar "os movimentos tectônicos recentes ocorridos no fim do Terciário e início do Quaternário, os quais tomaram um papel decisivo na formação da topografia contemporânea". Desde então, o termo sofreu várias modificações, com a finalidade de melhor estabelecer os mecanismos, em decorrência dos avanços da teoria da tectônica de placas, e os períodos de manifestação dos eventos neotectônicos (ANGELIER 1976, VITA-FINZI 1986, MÖRNER 1978 *apud* MÖRNER 1989, PAVLIDES 1989). MÖRNER (1993) ressalta que, na maioria das definições sobre neotectônica, não existe uma preocupação para se estabelecer um período, a partir do qual os eventos neotectônicos ter-se-iam iniciado globalmente. Considera entretanto, que os últimos 3 Ma seriam caracterizados por uma intensa atividade tectônica, podendo ser atribuído como um "período neotectônico". Dessa forma, o conceito de neotectônica não ficaria restrito ao sentido vago de tectônica "jovem" ou "potencialmente ativa". Por outro lado, como bem colocado por SAADI (1991), o não consenso quanto a esta questão é compreensível, "na medida em que as várias partes do globo estão submetidas a estágios diferentes de eventos tectônicos relacionados com a posição de cada

uma no *puzzle* das placas litosféricas”.

O termo *neotectônica* é aqui definido segundo a Comissão de Neotectônica da *International Union for Quaternary Research* - INQUA (Mörner 1978 *apud* Mörner 1989) e refere-se a quaisquer movimentos da Terra ou deformação do nível de referência geodésico, seus mecanismos, sua origem geológica (quão antiga possa ser), suas implicações para vários propósitos práticos e suas extrapolações futuras. Esta definição não se prende a um período definido de manifestação dos eventos neotectônicos.

Segundo DOORNKAMP (1986), a neotectônica associa-se freqüentemente à morfotectônica, que trata das formas de relevo relacionadas à tectônica recente. O autor considera que a morfotectônica pode ser subdividida em duas partes distintas: uma centrada na atividade estrutural resultante do ajustamento isostático durante o Quaternário e a outra, mais condizente com a neotectônica que não é uma resposta aos efeitos isostáticos pós-pleistocênicos.

Embora tenha havido um grande desenvolvimento na área de morfotectônica nas duas últimas décadas, cabe ressaltar que os trabalhos pioneiros sobre o assunto datam do início do século, como reportado por DOORNKAMP (1986).

O termo *Tectonic Geomorphology*, comumente utilizado na literatura, refere-se a uma disciplina que examina a interação da deformação terrestre vertical e horizontal com os processos erosivos e deposicionais (BULL & WALLACE 1986). Segundo EMBLETON (1987), o termo morfotectônica é simplesmente uma contração para *Tectonic Geomorphology*, ou seja, o estudo de processos e formas relacionadas a qualquer forma de atividade tectônica.

A conceituação dos termos morfotectônico e morfoestrutural muitas vezes apresenta diferentes significados na literatura científica. A respeito dessa questão, considera-se adequada a conceituação utilizada por SAADI (1991). Segundo o autor, o termo morfoestrutural diz respeito ao “compartimento morfológico cujas principais características demonstram a existência de um nítido controle exercido pelo arcabouço litoestrutural. Trata-se portanto, de um controle passivo, exercido por complexos litológicos envolvidos e delimitados por uma certa arquitetura tectônica. A elaboração da forma é papel do agente erosivo”. Já o termo morfotectônico seria utilizado apenas quando se verifica que a “elaboração das formas ou paisagens se processa sob controle tectônico ativo”.

6.2 Fontes de evidência e métodos geomorfológicos aplicados ao estudo da neotectônica

As fontes de evidência geomorfológica para o estudo da neotectônica abrangem um período que varia de dezenas a milhares de anos (Fig. 17). Podem variar de escalas locais, associadas a falhamentos, a regionais, relacionadas a movimentos epirogênicos.

Não foi objetivo deste capítulo efetuar uma revisão bibliográfica de todos os trabalhos na área de morfotectônica, apenas apresentar exemplos de estudos realizados em diferentes situações geológicas. Pela análise da literatura científica observa-se que a maior parte dos trabalhos sobre morfotectônica foram realizados em áreas tectonicamente ativas.

MORISAWA & HACK (1985) destaca dois fatores que estimularam os recentes avanços dos estudos sobre morfotectônica: a teoria da tectônica de placas e o sensoriamento remoto espacial. O primeiro permitiu uma nova perspectiva na morfologia e processos na superfície da Terra enquanto que o segundo possibilitou, como uma importante ferramenta/técnica, o desenvolvimento de princípios e técnicas de interpretação para criar modelos combinando a tectônica global com processos geomórficos de erosão e sedimentação.

Um dos principais problemas na análise morfotectônica, segundo VERSTAPPEN (1983), consiste na distinção entre movimentos antigos (e formas associadas) e eventos e /ou formas mais jovens. Um dos critérios para a identificação de feições neotectônicas verdadeiras, seria o reconhecimento da idade das camadas mais recentes afetadas por estes movimentos; o outro seria o grau de juventude das formas criadas (escarpas abruptas e não dissecadas, facetas bem preservadas, base linear das escarpas, entre outras).

De modo geral, os trabalhos mais recentes sobre morfotectônica e neotectônica apresentam uma abordagem associada à dinâmica global e são subsidiados por dados geofísicos (gravimetria, sismicidade, entre outros). No Brasil, o refinamento de dados geológicos e geofísicos vem contribuindo para o melhor conhecimento da estruturação regional antiga, essencial para o entendimento da dinâmica global. Cabe destacar os trabalhos de MIOTO (1990, 1993), que tratam da correlação entre atividade sísmica e zonas de fraqueza

crustal, baseando-se em dados geológicos e geofísicos (sismicidade, gravimetria, magnetometria e geotermia). Estudos recentes relacionando a ocorrência de sismos com estruturas geológicas foram desenvolvidos por ASSUMPÇÃO *et al.* (1989, 1990) para os sismos de Palhano (CE) e Manga (MG), onde foram utilizados a distribuição espacial dos hipocentros e a análise do mecanismo focal para determinar os planos de ruptura e o tipo de movimentação associados ao sismo. Esses estudos vêm contribuir para a definição do campo de esforços regional na Placa Sul - Americana (ASSUMPÇÃO 1992, 1993).

Em escala regional têm-se os trabalhos sobre morfotectônica relacionados diretamente à dinâmica das placas litosféricas. A primeira parte do livro "Tectonic Geomorphology" de MORISAWA & HACK (1985) é dedicada exclusivamente à morfotectônica global. OLLIER (1985) discute modelos evolutivos para a formação de grandes escarpamentos presentes nas margens continentais. GERSON *et al.* (1985) analisa os diferentes estágios de formação do *Rift* do Mar Morto a partir da identificação de evidências geomórficas. BULL (1985), estudando terraços marinhos de diversas regiões, fornece informações sobre as variações glacio-eustáticas do nível marinho, permitindo estabelecer correlações de terraços em áreas de soerguimento uniforme.

GOY *et al.* (1991), em sua proposição de modelo de mapa morfotectônico, subdividem as anomalias geomorfológicas indicadoras de atividade neotectônica em cinco grupos temáticos, relacionados a:

- escarpas de falha e lineamentos;
- depósitos superficiais deformados;
- interflúvios e vertentes;
- rede de drenagem;
- disposição geométrica - espacial dos depósitos superficiais.

Associadas diretamente a falhamentos, podem ser citadas as seguintes feições morfológicas: *shutter ridges* (COTTON 1948) (geralmente relacionadas a falhamentos com componente direcional), escarpas (WALLACE 1978, STEWART & HANCOCK 1990 e 1991, STEWART 1996), facetas triangulares e trapezoidais (WALLACE 1978). Em escala regional, pode ser citada a desconfiguração de antigas superfícies de erosão e níveis planálticos (MELO *et al.* 1993, CAMPANHA *et al.* 1994, SANT'ANNA *et al.* 1997). A figura 18 ilustra exemplos de feições morfotectônicas associadas a falhamentos.

Figura 17: Escala temporal das fontes de evidências para os estudos da neotectônica (VITA-FINZI 1986).

Figura 18: Feições morfotectônicas (extraído de COOKE & DOORNKAMP 1990, modificado de WESSON et al. 1975).

Análise detalhada de colúvios e solos permitiram a AMIT *et al.* (1995) distinguir fases de atividade tectônica e estabelecer a evolução de intervalos de recorrência em escarpas de falhas associadas a múltiplos eventos. NELSON (1992) analisa fácies de colúvios adjacentes a escarpas para inferir a frequência e magnitude de terremotos passados.

Sistemas fluviais são muito sensíveis ao tectonismo e preservam importantes registros dessa atividade, tais como migração de canais, variação anômala da espessura de depósitos aluviais (KRZYSZKOWSKI & STACHURA 1993), deformação de terraços (MELO *et al.* 1990), captura de drenagem (BIANCOTTI 1979) e formação de lagos (COTTON 1948). Anomalias no padrão e densidade de drenagem também podem indicar tectonismo recente, como mostram os trabalhos de DEFFONTAINES (1991) e DEROIN & DEFFONTAINES (1995).

Outros exemplos sobre evidências morfológicas relacionadas à tectônica podem ser encontrados em COOKE & DOORNKAMP (1990) e VERSTAPPEN (1983).

Processos geomórficos também podem ser desencadeados por eventos neotectônicos. Em áreas tectonicamente ativas ocorrem movimentos de massa causados por instabilidade de vertentes (GENTILI & PANBIANCHI 1994, BULL & BRANDON 1998) e estruturas de liquêfação em camadas de areias saturadas (AUDEMARD *et al.* 1990, AUDEMARD & DE SANTIS 1991); ambos os processos gerados a partir de eventos sísmicos. HASUI *et al.* (1995) demonstram a influência da estrutura e da tectônica no desenvolvimento de boçorocas pelo efeito do tensor de tensão neotectônico, que favorece a incidência preferencial de percolação da água e processos erosivos ao longo de discontinuidades.

7. FOTOLINEAMENTOS

A análise de lineamentos morfoestruturais extraídos das imagens de satélite e de radar, mapas de sombreado de relevo e fotos aéreas indicam a presença de *trends* com as seguintes direções principais: NE-SW, ENE-WSW, N-S e NW-SE. As figuras 19, 20, 21 e 22 mostram diagramas de rosáceas apresentando a porcentagem acumulada de comprimento e de azimuth dos lineamentos, obtidos a partir das diversas fontes.

ROSÁCEA - TAMANHO DE LINEAMENTOS

N.LINEAMENTOS = 286
 COMPRIMENTO TOTAL = 311430.410m
 FREQ. MÁXIMA (EM NÚMERO) = 32 (11.1%)
 FREQ. MÁXIMA (COMPRIMENTO) = 32690.730m (10.4%)
 INTERVALO ANGULAR = 5 graus

ROSÁCEA - NÚMERO DE LINEAMENTOS

Figura 19: Extração de lineamentos de imagem de satélite Landsat 5, Banda 4 (Azimute 47°, Elevação 30°).

ROSÁCEA - TAMANHO DE LINEAMENTOS

N.LINEAMENTOS = 340
 COMPRIMENTO TOTAL = 330910.478 m
 FREQ. MÁXIMA (EM NÚMERO) = 30 (8.8%)
 FREQ. MÁXIMA (COMPRIMENTO) = 29500.820 m (8.9%)
 INTERVALO ANGULAR = 5 graus

ROSÁCEA - NÚMERO DE LINEAMENTOS

Figura 20: Extração de lineamentos de mosaico semi-controlado de radar ("azimute" = 90°).

ROSÁCEA - TAMANHO DE LINEAMENTOS

N.LINEAMENTOS = 192
 COMPRIMENTO TOTAL = 222670.560 m
 FREQ. MÁXIMA (EM NÚMERO) = 21 (10.9%)
 FREQ. MÁXIMA (COMPRIMENTO) = 24741.299 m (11.1%)
 INTERVALO ANGULAR = 5 graus

ROSÁCEA - NÚMERO DE LINEAMENTOS

Figura 21: Extração de lineamentos de imagem de sombreamento de relevo (Azimute 315°, Elevação 45°).

ROSÁCEA - TAMANHO DE LINEAMENTOS

N.LINEAMENTOS = 173
 COMPRIMENTO TOTAL = 203618.699 m
 FREQ. MAXIMA (EM NUMERO) = 17 (9.8%)
 FREQ. MAXIMA (COMPRIMENTO) = 18933.169 m (9.2%)
 INTERVALO ANGULAR = 5 graus

ROSÁCEA - NÚMERO DE LINEAMENTOS

0 1.5 3 4.5 6 km

Figura 22: Extração de lineamentos de imagem de sombreamento de relevo (Azimute 45°, Elevação 30°).

As direções NE-SW e ENE-WSW coincidem com a estruturação antiga dada pelas foliações metamórficas (xistosidade, bandamento e foliação milonítica) das rochas pré-cambrianas e pelas zonas de cisalhamento de Jundiuvira, Paiol Grande e Buquira. Essa direção corresponde morfologicamente ao alinhamento de escarpas e cristas e vales retilíneos da drenagem subsequente do planalto. As direções N-S e NW-SE têm sua origem relacionada possivelmente à uma estruturação mais recente. Morfologicamente correspondem à direção de truncamento de cristas e escarpas e a trechos da drenagem consequente do planalto.

Os maiores valores de densidade de lineamentos ($> 2,5 \text{ km/km}^2$) concentram-se principalmente no *Geossistema Serrano* e nos campos de São Francisco e coincidem com as áreas de intersecção dos principais *trends* (NE-SW, ENE-WSW, N-S e NW-SE, Fig. 23).

O mapa de orientação de vertentes (Fig. 24), elaborado a partir do modelo de elevação digital, ilustra com clareza a seqüência de vales assimétricos e escarpas com vertentes abruptas voltadas para sudeste, de direção NE-SW e ENE-WSW, truncada pelos alinhamentos de direção N-S e NW-SE, coincidentes com trechos dos ribeirões Ganha-Bola, Fojo, Casquilho, Serrote e Campo do Meio.

8. ANÁLISE CARTOGRÁFICA E MORFOMÉTRICA

As distribuições de freqüências dos parâmetros densidade de drenagem, densidade de lineamentos, gradiente hidráulico e rugosidade de relevo podem ser observadas nos histogramas da figura 25. O único histograma a apresentar uma distribuição próxima da normal é o de densidade de drenagem (média = $2,81 \text{ km/km}^2$); os dos demais parâmetros apresentam uma distribuição assimétrica em relação à média. O histograma de densidade de lineamentos apresenta duas concentrações principais, uma delas em torno de zero. Esta é explicada pelo fato de muitas células de amostragem, em função da malha quadrática utilizada, não apresentarem lineamentos mapeados.

MAPA DE DENSIDADE DE LINEAMENTOS (km/km²)

Figura 23: Mapa de densidade de lineamentos (km/km²).

MAPA DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES (EM GRAUS)

Figura 24: Mapa de orientação de vertentes (em graus).

Figura 25: Histogramas dos parâmetros morfométricos.

A partir da análise de regressão linear foi possível estabelecer índices de correlação entre os diversos parâmetros. O melhor índice de correlação ($r = 0,82$) foi obtido entre os parâmetros rugosidade de relevo (variável dependente) e gradiente hidráulico (variável independente) (Fig. 26). Outras correlações utilizando o modelo linear não apresentaram bons índices de determinação; no entanto, algumas tendências foram observadas: o aumento da densidade de lineamentos é acompanhado pelo aumento da densidade de drenagem e diminuição da rugosidade de relevo; o aumento do gradiente hidráulico é acompanhado pela diminuição das densidades de drenagem e de lineamentos.

O divisor da Mantiqueira, com altitudes variando de 1900 a 2007m, constitui a porção mais elevada da área de estudo (Fig. 27). Para noroeste, a altitude decresce, sucedendo-se vários níveis embutidos na superfície cimeira (Fig. 27 e 28).

Os maiores valores de declividade ($> 30^\circ$) ocorrem na escarpa da Serra da Mantiqueira e em alguns setores do *Geossistema Serrano* (Fig. 29). De modo geral, as zonas de maior declividade agrupam-se em faixas de direção NE-SW e correspondem aos alinhamentos de cristas e escarpas mais proeminentes. Os menores valores de declividade ($< 10^\circ$) ocorrem nos campos de São Francisco. Pela leitura da carta de declividade (Fig. 29) ainda é possível distinguir compartimentos (blocos) delimitados por lineamentos de direção N-S e NW-SE, que coincidem aproximadamente com trechos dos ribeirões da Galhada, Ganha-Bola, Casquilho, Fechadura e Serrote.

Pelo mapa de superfícies de base (Fig. 30), pôde-se separar três domínios distintos delimitados pelos seguintes intervalos:

a) entre 800 a 1800 m, com as maiores concentrações de curvas de superfícies de base, correspondente às escarpas da Serra da Mantiqueira;

b) entre 1850 a 2000 m, caracterizado pela presença de superfícies de base bem espaçadas, coincidindo aproximadamente com os limites dos campos de São Francisco;

c) entre 1500 a 1700 m, coincidindo aproximadamente com a área de abrangência dos campos do Jordão. A transição entre este domínio e o anterior corresponde aproximadamente aos limites do *Geossistema Serrano*.

A distribuição desses três domínios sugere uma compartimentação em blocos do planalto, com abatimentos para NW.

n = 943

Figura 26: Gráficos de correlação entre parâmetros morfométricos.

Figura 27: Carta hipsométrica (intervalos de classes em metros).

Figura 28: Vista geral das cimeiras e níveis planálticos intermediários do Planalto de Campos do Jordão. Mosaico de mata e campo ilustra a paisagem dos *altos campos*.

MAPA DE DECLIVIDADE (EM GRAUS)

UNIDADES DE PAISAGEM: Geossistema dos altos campos: campos do Jordão (Cj)
campos de São Francisco (Csf)
Geossistema Serrano (GS)
Escarpa da Serra da Mantiqueira (SM)

Figura 29: Mapa de declividade (em graus).

MAPA DE SUPERFÍCIES DE BASE (metros)

Figura 30: Mapa de superfícies de base (em metros) (+++ = área em soerguimento, --- = área em subsidência, // = falha normal inferida). (Cj) campos do Jordão; (Csf) campos de São Francisco; (GS) Geossistema Serrano; (SM) Escarpa da Serra da Mantiqueira.

Os mapas de densidade de drenagem foram gerados com malhas quadráticas de 500 X 500 m e 1000 X 1000 m (Figs. 31 e 32). As anomalias de alta e baixa densidade de drenagem distribuem-se espacialmente em faixas, cujos limites coincidem com os *trends* de lineamentos de direções NE-SW e NW-SE. Esta distribuição é mais evidente no mapa gerado com malha quadrática de 1000 X 1000 m. As maiores concentrações de zonas de alta densidade de drenagem ($> 6 \text{ km/km}^2$) ocorrem na região dos campos de São Francisco, coincidindo aproximadamente com uma das áreas de elevada densidade de lineamentos (Fig 23). A figura 33 ilustra a distribuição da densidade de drenagem na topografia. Conforme modelo proposto por JIANJUN *et al.* (1997), que relaciona o comportamento da densidade de drenagem com taxas de soerguimento e subsidência tectônica, a área dos campos de São Francisco estaria em estágio intermediário a final de soerguimento, quando a intensidade de soerguimento é igual ou mais baixa que a incisão do canal. Nesta situação desenvolve-se uma nova rede de ravinas no bloco em soerguimento, devido à erosão remontante, levando à formação de um padrão de drenagem denso, radial, com muitos canais estreitos. Próximo à sede da Fazenda da Lavrinha podem ser observados leques arenosos e concentrações de ravinas que sugerem uma retomada erosiva recente.

Na região do Alto Rio Pardo, utilizando-se a mesma metodologia adotada neste trabalho, MELO *et al.* (1993) verificaram que as principais anomalias de adensamento de drenagem apresentavam estreita correlação com blocos topograficamente soerguidos delimitados por estruturas, sugerindo rejuvenescimento do relevo ao longo dessas direções (MELO *et al.* 1993, HIRUMA & PONÇANO 1994).

O mapa de gradientes hidráulicos (Fig. 34) guarda uma grande semelhança com o mapa de rugosidade de relevo (Fig. 35) (índice de correlação = 0,82). Assim como para os demais parâmetros analisados, observa-se uma grande concordância entre os mapas de isovalores desses parâmetros com a distribuição espacial dos geossistemas e dos *trends* de lineamentos. Os maiores valores de gradiente hidráulico ($> 0,5$) estão situados na escarpa da Mantiqueira, enquanto que os menores valores ($< 0,1$) nos campos de São Francisco. Valores intermediários são encontrados no *Geossistema Serrano* (0,1 a 0,3) e nos campos do Jordão (0,0 a 0,2).

MAPA DE DENSIDADE DE DRENAGEM (km/km²)

Figura 31: Mapa de densidade de drenagem (km/km², malha quadrática de 500 X 500 m).

MAPA DE DENSIDADE DE DRENAGEM (km/km²)

Figura 32: Mapa de densidade de drenagem (km/km², malha quadrática 1000 X 1000 m). Zonas de alta e baixa densidade de drenagem são delimitadas pelos principais "trends" de lineamentos.

Figura 33: Distribuição da densidade de drenagem (km/km², malha quadrática de 500 X 500 m) na topografia.

MAPA DE GRADIENTES HIDRÁULICOS

UNIDADES DE PAISAGEM: Geossistema dos altos campos: campos do Jordão (Cj)
campos de São Francisco (Csf)
Geossistema Serrano (GS)
Escarpa da Serra da Mantiqueira (SM)

Figura 34: Mapa de gradientes hidráulicos.

MAPA DE RUGOSIDADE DE RELEVO

UNIDADES DE PAISAGEM: Geossistema dos altos campos: campos do Jordão (Cj)
campos de São Francisco (Csf)
Geossistema Serrano (GS)
Escarpa da Serra da Mantiqueira (SM)

Figura 35: Mapa de rugosidade de relevo.

As áreas mais planas (índices de rugosidade próximos a 1,00) (Fig. 35) correspondem aos campos de São Francisco, enquanto que as áreas com maior rugosidade de relevo situam-se no *Geossistema Serrano* (índice entre 1,03 e 1,06) e nas escarpas da Serra da Mantiqueira (índice > 1,11).

A análise morfométrica permitiu verificar a existência de estreita correlação entre os mapas de isovalores dos parâmetros e os limites de unidades geossistêmicas estabelecidos por MODENESI (1988a). O condicionante tectônico está presente na organização da rede de drenagem e na compartimentação do planalto. O controle litológico é subordinado, não havendo correlação significativa entre litotipos e índices morfométricos.

9. SEDIMENTAÇÃO QUATERNÁRIA

A análise dos depósitos quaternários baseou-se nos trabalhos de MODENESI (1984, 1988a, 1988b) que efetuou um estudo detalhado sobre a sedimentação quaternária no Planalto de Campos do Jordão. Este capítulo aborda aspectos da sedimentação quaternária do planalto essenciais para a correlação com os fatos tectônicos. Foram realizadas datações C14 de depósitos afetados por falhas com a finalidade de se estabelecer a cronologia dos eventos.

Conforme MODENESI (1984, 1988a, 1988b), a evolução das vertentes no planalto durante o Pleistoceno está registrada por, pelo menos, três gerações de anfiteatros de erosão e por seus depósitos correlativos (Fig. 36). A origem dos anfiteatros estaria associada a importantes movimentos de massa relacionados a fases de incisão de caráter tectônico e a flutuações climáticas, podendo ocorrer associados a diferentes níveis topográficos: os dois inferiores seriam equivalentes aos níveis erosivos reconhecidos no Sul e Sudeste do Brasil (BIGARELLA *et al.* 1965) do Pleistoceno Médio e Superior, enquanto que aqueles acima de 1740 m ocorreriam em níveis topográficos relacionados ao retrabalhamento da superfície cimeira, provavelmente do Pleistoceno Inferior. A diminuição da atividade morfogenética e a mudança nos processos de vertentes durante o Holoceno está documentada principalmente no terço inferior das "lombas" e nas depressões da base dos anfiteatros por seqüência de colúvios com paleossolos intercalados (Fig. 37).

Figura 36: Esquema dos depósitos de terraço do Ribeirão das Perdizes (Jardim Primavera, Campos do Jordão) e sua relação com as gerações de anfiteatros (MODENESI 1984).

Figura 37: Colúvios de setor inferior de lomba (C_I , C_{II} , C_{III}) com paleossolos intercalados (A_I), Vila Nova Suíça, Campos do Jordão (MODENESI 1988b). (1) Rocha alterada. (2) *Stone-lines*. (3) Alternância de estratos finos claros e arenosos com turfa. (4) Cascalheira. Notar a inversão de idades dos 2 paleossolos inferiores, provavelmente devido ao limite de alcance do método C_{14} (~30.000 anos).

A seção mais completa destes depósitos está situada na Vila Nova Suíça, Campos do Jordão, a leste da área de estudo, onde MODENESI (1988a) descreveu uma seqüência de três colúvios (C_I , C_{II} e C_{III}) intercalados com paleossolos (Fig. 37). Na área de estudo foi possível identificar seqüências coluviais em setores de baixa vertente com apenas um paleossolo intercalado (ponto 143, Fig. 38).

Os materiais de recobrimento dos topos de interflúvios e das "lombas" (setores mamelonizados das vertentes) são rasos e contrastam com aqueles mais espessos dos anfiteatros de erosão e das vertentes retilíneas. A figura 39 ilustra a distribuição das formas de relevo e sua relação com os materiais superficiais e a cobertura vegetal dos *altos campos*.

Duas gerações de *stone-lines* com colúvios intercalados são observadas nas vertentes; a inferior, mais importante, estaria relacionada à fase de pavimentação detrítica durante o final do Pleistoceno, enquanto que a superior estaria associada provavelmente a processos atuantes em fase intra-holocênica, de clima mais seco (MODENESI 1984a).

Ainda não existe um consenso sobre a origem das *stone-lines*. Diversos processos podem estar envolvidos na sua gênese (vide trabalhos de AB'SÁBER 1962, 1969). No Planalto de Campos do Jordão as *stone-lines* caracterizam-se pela continuidade lateral, heterogeneidade dos fragmentos constituintes quanto à petrografia e granulometria e, muitas vezes, assentam-se diretamente sobre as rochas alteradas do Pré-Cambriano, em marcante discordância (Fig. 40). Estes fatores contribuem com a hipótese de se tratar de um paleopavimento detrítico. No Vale do Paraíba, FILIZOLA (1993) atribui às *stone-lines* e depósitos sobrejacentes uma possível origem pedogenética.

Os terraços raramente apresentam-se bem preservados e, muitas vezes, encontram-se retrabalhados por processos coluviais (Fig. 41).

Figura 38: Seqüência de colúvios com paleossolo intercalado datado de 21.340 +/- 230 anos AP (ponto 143).

Figura 39: Relação das formas de relevo com os materiais superficiais e a cobertura vegetal dos *altos campos*. (1) solo atual (horizonte A ou A/B); (2) colúvio; (3) colúvio rudáceo estratificado com matriz de latossolo; (4) Mistura coluvial de solo latossólico vermelho e clastos de rocha alterada; (5) depósito conglomerático; (6) horizonte A enterrado; (7) *stone-line*; (8) areia; (9) sedimento rico em matéria orgânica; (10) rocha alterada; (11) profundidade dos materiais superficiais (MODENESI 1988).

Figura 40: *Stone-line* com fragmentos centimétricos a decimétricos de composição predominante de quartzo de veio, em marcante discordância com a rocha pré-cambriana alterada (ponto 150).

Figura 41: Nível topográfico equivalente aos baixos terraços com cascalho (Tc1), próximo à sede da Fazenda Lavrinha.

A tabela 1 apresenta datações C_{14} de amostras coletadas no presente estudo.

Ponto	Identificação	Profundidade da amostragem (m)	Datação C_{14} (anos A.P.)	Erro (anos)	Idade Calibrada (anos A.P.)*
143	BETA – 128168	1,20 – 1,40	21.340	± 230	-
140B	BETA – 128169	0,05 – 0,10	3.410	± 80	3.860 a 3.465
140	BETA – 128170	1,50	9.250	± 170	11.075 a 10.940 10.860 a 10.140
11	BETA – 128171	2,00 – 2,10	8.630	± 80	9.865 a 9.855 9.780 a 9.500
CJ231B	BETA – 128173	0,90 – 1,15	18.580	± 140	22.385 a 21.740
CJ231C	BETA – 128174	1,60 – 1,90	30.990	± 350	-
CJ231D	BETA – 128175	2,00 – 2,30	27.130	± 360	-
CJ244	BETA – 126077	1,80 – 2,10	14.260	± 70	-

Tabela 1: Datações C_{14} obtidas para o Planalto de Campos do Jordão (*conforme STUIVER, 1998 e TALMA & VOGEL, 1993).

As datações referentes aos pontos CJ231B, CJ231C e CJ231D correspondem aos paleossolos da seção de Vila Nova Suíça, Campos do Jordão, descritos por MODENESI (1988a) (Fig. 37). A datação do paleossolo (CJ231B) subjacente à *stone-line* forneceu idade de 18580 ± 140 anos A.P. Os pontos 143 (Fig. 38) e CJ244 correspondem a horizontes A enterrados, enquanto que os pontos 140B, 140 e 11 referem-se a horizontes superficiais (A) afetados por falhas.

As depressões hidromórficas das bases dos anfiteatros constituem sítios favoráveis à acumulação de matéria orgânica e formação de turfeiras. Estudos palinológicos de um depósito turfoso da base de um anfiteatro, realizados por MODENESI & MELHEM (1992), permitiram verificar mudanças na cobertura vegetal que refletem a transição de climas mais quentes e provavelmente mais secos do Holoceno Médio para o clima atual do planalto, caracterizado por temperaturas mais baixas e por distribuição mais homogênea das chuvas. BEHLING (1997) realizando a análise palinológica em uma turfeira da região do mirante do Pico de Itapeva, Campos do Jordão, verificou mudanças composicionais dos tipos de vegetação desde o último período glacial, que evidenciam variações importantes de períodos mais secos e frios a climas mais amenos durante o final do Quaternário.

10. ESTRUTURAS RÚPTEIS E FEIÇÕES MORFOTECTÔNICAS ASSOCIADAS

Nos trabalhos de campo, puderam ser observadas as seguintes situações envolvendo depósitos quaternários, feições morfotectônicas e estruturas rúpteis:

a) estruturas rúpteis afetando depósitos quaternários, com clara associação a feições morfotectônicas; em alguns casos, foi possível a datação destes depósitos, o que permitiu situar cronologicamente os eventos;

b) estruturas rúpteis afetando rochas pré-cambrianas, associadas a feições morfotectônicas, porém sem relação evidente com depósitos quaternários; neste caso, o caráter recente dos falhamentos é comprovado pela juventude das formas de relevo associadas à tectônica;

c) falhas afetando rochas pré-cambrianas, sem relação evidente com feições morfotectônicas e depósitos quaternários.

As estruturas rúpteis observadas podem ser classificadas em:

a) falhas em padrão aproximadamente ortogonal, de direções NE-SW a ENE-WSW e NW-SE a NNW-SSE, com mergulhos subverticais e rejeitos centimétricos a decimétricos, mostram componentes direcionais dextrais e sinistrais, respectivamente, além de componentes normais em ambas (Fig. 42); tal disposição implica em um regime de esforços com σ_1 situado a NW; dado o caráter subvertical das falhas e a presença de deslocamentos de componente horizontal predominante, o regime tectônico vigente exigiria σ_2 na posição vertical, o que lhe confere provável caráter transcorrente; essas falhas estão expressas no relevo pela presença de prováveis *shutter ridges*, divisores pouco nítidos e capturas de drenagem;

b) falhas normais de direção NE-SW, paralelas à Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, com mergulhos elevados e rejeitos centimétricos a decimétricos; são as mais comuns, ocorrendo de modo generalizado no planalto; ocorrências de capturas fluviais, vales assimétricos com escarpas retilíneas, facetas triangulares/trapezoidais e anfiteatros suspensos parecem estar condicionadas diretamente ao seu desenvolvimento; ocorrem afetando stone-lines (Fig. 43) e horizonte A superficial (Fig. 44, 45, 46);

Figura 42: Falha transcorrente de direção NNW-SSE com componente normal. Rejeito vertical de aproximadamente 20 cm, deslocando *stone-lines* do Pleistoceno Superior/Holoceno (ponto 103).

Figura 43: *Stone-line* afetada por falha de componente normal.

A

B

Figura 44: a) Contato por falhamento normal entre metarenitos conglomeráticos da Fm. Pico de Itapeva e sedimento turfoso. b) Detalhe da foto anterior.

Figura 45: Falha com componente normal no contato entre horizonte A superficial e ultramilonitos da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, nas nascentes do Córrego da Lavrinha.

Figura 46: Depósito estratificado conglomerático com fragmentos centimétricos de rochas miloníticas e de material turfoso, recoberto por colúvio pedogeneizado de coloração escura, em contato brusco com falha normal de reativação de direção NE-SW (à direita), próximo à sede da Fazenda Lavrinha. A feição assemelha-se a um gráben.

c) falhas de empurrão; com menor expressão morfológica, ocorrem ao sul da área de estudo, próximo ao mirante do Pico de Itapeva, afetando horizonte superficial turfoso (Fig. 47).

Tanto os falhamentos transcorrentes como os normais desenvolveram-se por reativação tectônica, principalmente ao longo de faixas miloníticas. Os planos de movimentação aproveitaram as zonas de fraqueza preexistentes, representadas pela foliação metamórfica e/ou acamamento sedimentar das rochas pré-cambrianas. Os planos de falha em rochas alteradas apresentam, por vezes, preenchimento argiloso de espessura milimétrica, associado a fragmentação da rocha ("farinha de rocha"); comumente são revestidos por uma película fina de manganês, estriada, que sugere a idade recente dos falhamentos.

Observou-se que tanto as falhas transcorrentes como as falhas normais afetam *stone-lines* do final do Pleistoceno, atestando seu caráter contemporâneo.

Além das falhas, também foram realizados levantamentos de juntas neotectônicas. Estas caracterizam-se por apresentar mergulhos subverticais e espaçamento decimétrico a métrico (Fig. 48 e 49) e chegam a afetar depósitos de colúvios e horizontes superficiais acima das *stone-lines*. Na região do Planalto de Campos do Jordão foram descritos os denominados "Solos de Campos do Jordão" (COMISSÃO DE SOLOS 1960) que apresentam, freqüentemente, estrutura em blocos subangulares ou prismática. Nos trabalhos de campo, alguns critérios foram adotados para distinguir a origem pedogênica ou tectônica dessas estruturas. As juntas neotectônicas foram diferenciadas de estruturas associadas a pedogênese pelo seu caráter penetrativo e pela grande continuidade lateral nas seções estudadas. A persistência das direções e mergulhos observada nos estereogramas constitui um argumento a favor da origem tectônica. Em alguns perfis é possível observar a continuidade destas juntas no embasamento pré-cambriano. Segundo o modelo de HANCOCK & ENGELDER (1989), o sistema de juntas da área de estudo é caracterizado por fraturas conjugadas verticais que determinam ângulos diedrais inferiores a 45° (σ_1 horizontal situado na bissetriz do ângulo agudo).

Figura 47: Falha de empurrão no contato entre metaconglomerados da Fm. Pico de Itapeva e horizonte turfoso superficial de idade holocênica, próximo ao mirante do Pico de Itapeva. Na zona brechada ocorrem níveis de material turfoso imbricados com o material rochoso, datados de 3.410 $\pm$ 80 anos AP.

A

Figura 48: Juntas conjugadas de cisalhamento subverticais afetando colúvio e horizonte A (coloração preta) sobre o embasamento (a - metaconglomerados da Formação Pico de Itapeva, b - filonitos).

Vista frontal

Vista em planta

Figura 49: Juntas neotectônicas em arranjo ortogonal, afetando *stone-line* e colúvio. O sistema de juntas é compatível com um regime de esforços compressivo horizontal de direção NW-SE.

A maior parte das estruturas rúpteis analisadas no planalto apresenta estreita correlação com feições morfológicas indicativas de tectonismo recente. O Mapa Morfotectônico (Anexo 2) ilustra as principais feições mapeadas por fotointerpretação na escala 1:25.000, tais como capturas de drenagem, vales assimétricos com escarpas retilíneas, facetas triangulares e trapezoidais, vales e anfiteatros suspensos, cristas truncadas e *shutter ridges*.

Os campos de São Francisco correspondem a uma área de elevada concentração de feições morfotectônicas preservadas, possivelmente pelo fato desta área ainda ser pouco dissecada em relação ao restante do planalto.

Cristas mais proeminentes ocorrem associadas a litologias mais resistentes, como os quartzitos que ocorrem na área do Morro da Pedra do Fogo.

As escarpas retilíneas orientam-se segundo a direção NE-SW, paralelamente à drenagem subsequente do planalto, e caracterizam-se pelo caráter assimétrico bem acentuado, com vertentes abruptas voltadas para sudeste (Figs. 50 e 51), apresentando comumente afloramento rochoso (Fig. 52). A amplitude das escarpas varia de 20 a 70 m nos campos de São Francisco e atinge as maiores amplitudes (150 - 200 m) no *Geossistema Serrano*. Em contraposição ao desenvolvimento destas escarpas com amplitudes de dezenas a centenas de metros, têm-se os rejeitos dos falhamentos normais a elas associados, com dimensões centimétricas a decimétricas. Tal fato pode ser explicado de duas formas: 1) em escala de afloramento, é comum observar uma seqüência de falhamentos normais, com planos subparalelizados e espaçamento decimétrico a métrico; a somatória dos rejeitos pode ser responsável pela geração de escarpas com amplitudes significativas; 2) outra hipótese é a de que tais escarpas poderiam estar associadas à repetição de incrementos de movimento em falhas, os quais poderiam formar escarpas rochosas de centenas de metros de altura, como observado por STEWART & HANCOCK (1990). Não se pode descartar a hipótese da origem destes escarpamentos estar associada a um evento mais antigo, como por exemplo, à fase de abertura do *Rift Continental* do Sudeste do Brasil, ocorrida durante o Paleógeno (extensão NNW-SSE, RICCOMINI 1989), e terem sido reafeiçoados durante o Quaternário. No entanto, não foram observados registros sedimentares correlativos a esse evento.

LEGENDA

0 250 500m

escarpa crista rio em gancho faceta

Figura 50: Esquema morfológico das escarpas de direção NE-SW com vertentes abruptas voltadas para sudeste. Rios em gancho associados a falha normal de reativação, de direção NE-SW, nas cabeceiras do Ribeirão do Sino.

Figura 51: Escarpas orientadas segundo a direção ENE-WSW, com vertentes abruptas - recobertas de mata - voltadas para sudeste (trecho final do Ribeirão Galvão).

Figura 52: Escarpa rochosa, próxima à cabeceira do Rio Grande.

A evolução do processo de dissecação nas escarpas fez surgir as facetas trapezoidais e, em estágios mais avançados, as facetas triangulares. Tais feições acompanham as direções dos *trends* principais de lineamentos e podem ser observadas ao longo dos ribeirões do Paiol, Fojo, Ganha-Bola, Serrote, Galvão e Lavrinha (Fig. 53, 54, 55 e 56, ANEXO 2).

Segundo MODENESI (1988b), os anfiteatros de erosão foram gerados por profundos movimentos de massa pleistocênicos, refletindo períodos de maior incisão erosiva nas vertentes; apresentam-se suspensos e situados acima do nível atual das várzeas (Fig. 53). Nos campos de São Francisco os anfiteatros de erosão apresentam dimensões menores que nos campos do Jordão. Através do mapeamento e cartografia dos anfiteatros verificou-se que estes ocorrem preferencialmente ao longo de lineamentos de direção N-S, NW-SE e NE-SW correspondentes a falhamentos recentes. As rupturas de declive na base dos anfiteatros alinham-se paralelamente a facetas triangulares, trapezoidais e escarpas. Em alguns locais, estas rupturas foram descaracterizadas por processos de dissecação fluvial. Tais fatos indicam a existência de um nítido controle tectônico na geração dos anfiteatros.

Na área do Morro da Pedra do Fogo e do Vale do Ribeirão do Fojo, os anfiteatros mais recentes (III) inserem-se em facetas trapezoidais ou triangulares, esculpidas nos esporões laterais de anfiteatros da geração imediatamente anterior (II). Considerando - se a datação relativa das gerações de anfiteatros, baseada no esquema proposto por BIGARELLA *et al.* (1965) para o sul e sudeste do Brasil, os falhamentos de direção ENE-WSW associados às facetas triangulares seriam mais recentes que o Pleistoceno Superior.

Capturas de drenagem são freqüentes e estão associadas a falhamentos normais e transcorrentes. Nos campos de São Francisco, nas cabeceiras do Ribeirão do Sino, ocorre um vale suspenso (aproximadamente 10 m de altura em relação ao talvegue atual) com drenagem em gancho associado à falha normal de reativação, de direção NE-SW (Figs. 50 e 57). Próximo à sede da Fazenda Lavrinha ocorre uma zona de captura importante associada a falhamentos normais subverticais de direção NE-SW (Fig. 53). Nos campos do Jordão e no *Geossistema Serrano* também ocorrem indícios de capturas de drenagem associadas a falhamentos normais e transcorrentes nos córregos da Galhada, Campo do Meio e Ganha-Bola (Fig. 58).

LEGENDA

- anfiteatro de erosão
- faceta triangular
- faceta trapezoidal
- escarpa
- crista
- desníveis em degrau
- rampa
- SR shutter ridge
- zc zona de captura

(54), (55), (56) localização das fotos referentes às figuras 54, 55 e 56

Figura 53: Feições morfotectônicas identificadas nos campos de São Francisco - setores de cabeceira e intermediário do Ribeirão Galvão (MODENESI *et al.*, inédito).

Figura 54: Facetas triangulares e escarpas ao longo do vale do Ribeirão Galvão na Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, associadas a falhas normais.

Figura 55: Alinhamento de morros facetados segundo a direção NW-SE, provavelmente associado à falha sinistral.

Figura 56: Alinhamento de facetas triangulares segundo a direção NE-SW, relacionado a falhas normais.

Figura 57: Vale suspenso com rio em gancho associado a falha normal de reativação de direção NE-SW, nas cabeceiras do Ribeirão do Sino. Provável captura tectônica no cruzamento de falhas NE-SW e NNW-SSE.

LEGENDA

250 m

escarpa		faceta trapezoidal
crista		ruptura de declive
anfiteatro		rio em gancho
faceta triangular		provável traçado original da drenagem

Figura 58: Feições morfotectônicas observadas ao longo dos ribeirões Ganha-Bola e Campo do Meio. As capturas de drenagem estão relacionadas provavelmente a falhas normais e transcorrentes.

As falhas transcorrentes, de direções N-S e NW-SE, são responsáveis pelo truncamento de alinhamentos de cristas e escarpas de direções NE-SW e ENE-WSW (Fig. 50), pelo surgimento de divisores pouco nítidos e *shutter ridges* e, também, pelo condicionamento tectônico da drenagem conseqüente do planalto. Alguns limites entre geossistemas (*geossistema serrano* e os campos de São Francisco) são bruscos e acompanham as direções destes falhamentos. Nos campos de São Francisco, possíveis *shutter ridges* interrompem o curso do Ribeirão Galvão, subdividindo-o em três setores distintos que evoluíram de forma diferenciada (Fig. 59, MODENESI-GAUTTIERI *et al.* 1997a, b).

Nos setores de cabeceira do Ribeirão Galvão e do Ribeirão Grande (Fig. 53 e 59), o arranjo de pequenas bacias de forma romboédrica, delimitadas por escarpas e facetas triangulares que acompanham lineamentos de direções NW-SE e NE-SW, sugerem uma origem semelhante ao de bacias do tipo *pull-apart*. No setor final do Ribeirão Galvão ocorrem lagos que podem ter sua origem associada a movimentações transcorrentes (COTTON 1948). O arranjo de falhas normais e transcorrentes é condizente com esta hipótese.

Níveis de soleiras coincidem com áreas de cruzamento de falhas normais e transcorrentes. Os grandes festões das bordas do planalto correspondem a prolongamentos destas falhas (Fig. 60).

Descendo as escarpas da Serra da Mantiqueira, seguindo-se um perfil noroeste-sudeste, uma seqüência de cristas assimétricas com vertentes abruptas voltadas para noroeste, sugere um padrão de blocos adernados para sudeste (Fig. 61). Foram observadas falhas normais de direção ENE-WSW e mergulhos para NW que coincidem com estas feições.

As evidências descritas permitem identificar um importante controle neotectônico na evolução do relevo do Planalto de Campos do Jordão.

Figura 59: Principais estruturas identificadas nos campos de São Francisco.

Figura 60: Festões da escarpa da Serra da Mantiqueira, na borda do Planalto de Campos do Jordão, correspondem a prolongamentos de falhas NE-SW e NW-SE.

Figura 61: Seqüência de cristas assimétricas de direção NE-SW, com vertentes abruptas voltadas para noroeste (descida da escarpa da Serra da Mantiqueira, estrada para Guaratinguetá).

11. EVOLUÇÃO DO REGIME DE ESFORÇOS DURANTE O QUATERNÁRIO

Em trabalhos de neotectônica, o balanço entre tectônica e sedimentação é estabelecido a partir de relações estratigráfico-estruturais (SAADI 1991; MELO 1990, 1995; MELLO 1997). A aplicação desses métodos no Planalto de Campos do Jordão foi dificultada pelo fato das exposições dos depósitos quaternários serem descontínuas e, em muitos casos, pouco espessas, não permitindo estabelecer uma relação cronológica segura com as falhas observadas.

Pela análise estrutural das famílias de falhas identificadas, verificou-se que estas não podem ser originadas, do ponto de vista geométrico, por um único regime de esforços.

Cabe ressaltar que a aplicação do método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977) para estabelecimento dos regimes de esforços implica na existência de um meio isótropo. Na área de estudo ocorre uma forte anisotropia de direção ENE-WSW representada pela Zona de Cisalhamento de Jundiuvira, que possivelmente provoca mudanças nas relações angulares obtidas pelo método.

Verificou-se no Planalto de Campos do Jordão a superposição de três regimes neotectônicos superpostos.

As falhas transcorrentes de direções NNW – SSE, ENE – WSW e WNW-ESE verificadas no planalto (Fig. 62) são compatíveis com um binário transcorrente dextral de direção E - W com regime compressivo NW – SE (Fig. 63), semelhante àquele observado no *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI 1989) e considerado de idade pleistocênica superior a holocênica. Estas falhas cortam *stone-lines*, de idade mais recente do que 18.580 ± 140 anos A.P., considerando-se a datação efetuada em paleossolo subjacente, na seção descrita em Vila Nova Suíça, Campos do Jordão por MODENESI (1988b). No *rift*, tais falhamentos afetam os depósitos paleogênicos, *stone-lines* e condicionam altos estruturais (Arujá, Queluz, Floriano-Barra Mansa, Caçapava e Resende).

Este regime seria seguido por um outro de extensão E – W a NE - SW, evidenciado pelas falhas normais de direção NE – SW (Fig. 64 e 65). Essas falhas afetam horizontes húmicos superficiais (Figs. 44 e 45) datados em 9.250 ± 170 anos AP e 8.630 ± 80 anos AP.

7492000

7488000

7484000

444000

448000

452000

456000

460000

84

	fotolineamento		drenagem em gancho		faceta triangular		escarpa da Serra da Mantiqueira		crista
	falha transcorrente	SR	shutter ridge		faceta trapezoidal		escarpa		

0 1 2 3 4km

Figura 62: Principais falhas relacionadas ao regime de esforços compressivo de direção NW-SE associado ao binário transcorrente dextral E-W.

Figura 63: Estereogramas das falhas relacionadas ao regime de compressão NW - SE (binário dextral de direção E-W, Pleistoceno/Holoceno). (a) Falhas transcorrentes (círculos máximos) de direções ENE-WSW / WNW-ESE e caráter dextral com respectivas estrias (pontos). (b) falhas transcorrentes (círculos máximos) de direção NNW-SSE e componente sinistral com respectivas estrias (pontos). Rede de Schmidt - Lambert, hemisfério inferior de referência. (c) Dados tratados pelo método gráfico de Angelier & Mechler (1977), sendo que as isolinhas de porcentagem mais elevada delimitam campos de maior probabilidade de conter o eixo de tensão máxima, σ_1 , e as de menor valor o eixo de tensão mínima, σ_3 .

Figura 65: Estereogramas das falhas relacionadas ao regime de extensão de direção E-W/NW-SE (Holoceno). (a) falhas normais (círculos máximos) de direção N - S com respectivas estrias (pontos). (b) falhas normais (círculos máximos) de direção NE -SW com respectivas estrias (pontos). Rede de Schmidt - Lambert, hemisfério inferior de referência. Dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977), sendo que as isolinhas de porcentagem mais elevada delimitam campos de maior probabilidade de conter o eixo de tensão máxima, σ_1 , e as de menor valor o eixo de tensão mínima, σ_3 .

A Falha de Jundiuvira teria sido reativada nestas duas primeiras fases, primeiramente como falha transcorrente dextral e, posteriormente, como normal.

As juntas de cisalhamento subverticais afetando *stone-lines*, depósitos de colúvios e turfeiras corresponderiam às estruturas mais recentes na área de estudo, indicando um regime de esforços compressivos de direção predominante E-W a NW-SE (Fig. 66 e 67), compatível com o regime atual de esforços horizontais máximos, obtidos a partir de dados geofísicos (ASSUMPÇÃO 1992). Falhas de empurrão afetando depósitos holocênicos (Fig. 47) datados de 3.410 ± 80 anos A.P., próximo ao Mirante do Pico de Itapeva, também indicam regime compressivo E – W.

A figura 68 ilustra uma primeira aproximação da relação entre a sedimentação e a tectônica no Planalto de Campos do Jordão. Pretende-se em trabalhos futuros efetuar novas datações C_{14} para refinar o quadro ora apresentado e estabelecer correlações regionais com os depósitos vizinhos (MELLO *et al.* 1995, SALVADOR & RICCOMINI 1995). No atual estágio do conhecimento ainda é difícil avaliar o peso dos fatores climáticos e tectônicos na evolução geomorfológica do planalto. O caráter cíclico desta evolução, evidenciado por fases de maior ou menor atividade morfodinâmica nas vertentes, pode tanto ser explicado por desequilíbrio de condições climáticas como também por sucessivas reativações tectônicas.

Figura 66: Regime de esforços compressivos de direção NW-SE a E - W estabelecido a partir de famílias de juntas conjugadas que afetam colúvios (C_{III}) e horizontes húmicos superficiais, em diversos setores da área de estudo. Pólos de juntas plotados em diagrama de Schmidt - Lambert, hemisfério inferior de referência; I.C. = intervalos de contorno das isolinhas, a partir do centro; setas indicam a direção dos eixos de tensão máxima (σ_1).

Figura 67: Projeção estereográfica de pólos de juntas de toda a área de estudo, que afetam colúvio (C_{III}) e horizonte A superficial. Diagrama Schmidt - Lambert, hemisfério inferior de referência; I.C. = intervalos de contorno das isolinhas, a partir do centro; setas indicam a direção do eixo de tensão máxima (σ_1).

Figura 68: Quadro preliminar da relação entre a sedimentação quaternária e a tectônica no Planalto de Campos do Jordão. A representação esquemática da estratigrafia do Quaternário baseou-se na seção mais completa observada no Planalto de Campos do Jordão até o momento, descrita por MODENESI (1988a), situada em Vila Nova Suíça, Campos do Jordão (vide figura 37). As datações para o horizonte A superficial foram obtidas próximo ao mirante do Pico de Itapeva e na Fazenda Lavrinha.

12. CONSIDERAÇÕES FINAIS

O presente trabalho confirma algumas questões levantadas em trabalhos anteriores (RUELLAN 1952, MODENESI 1980, 1983, 1988a, 1988b) sobre a presença de um tectonismo recente no Planalto de Campos do Jordão. A evolução da paisagem do planalto resulta, portanto, da interação de controles climático e tectônico. O último reflete-se principalmente na compartimentação e no padrão de drenagem do planalto.

As técnicas de geoprocessamento utilizadas neste trabalho permitem um maior refinamento das análises morfotectônicas. Modelos de elevação digital, cartas de declividade, mapas de sombreamento de relevo auxiliam na visualização dos diferentes compartimentos geomorfológicos e na identificação de fotolineamentos. Parâmetros morfométricos e análises de correlação são obtidos com maior precisão e rapidez.

A análise morfométrica demonstra um nítido controle neotectônico na compartimentação do planalto. Os mapas de isovalores dos parâmetros morfométricos - densidade de drenagem, rugosidade de relevo, gradientes hidráulicos, superfícies de bases e declividade - confirmam a compartimentação em blocos do planalto, delimitados pelos principais *trends* de lineamentos. Os limites desta compartimentação coincidem, muitas vezes, com as unidades geossistêmicas estabelecidas por MODENESI (1988a).

A análise de fotolineamentos indicou a presença de trends com as seguintes direções: NE – SW, ENE – WSW, N – S e NW – SE. As direções NE – SW e ENE – WSW coincidem com a estruturação regional pré-cambriana; as direções N – S e NW – SE refletem possivelmente uma estruturação mais recente.

Feições morfotectônicas mapeadas - capturas de drenagem, vales assimétricos com escarpas retilíneas, facetas triangulares e trapezoidais, vales e anfiteatros suspensos, *shutter ridges* e divisores pouco nítidos - estão associadas diretamente a falhamentos recentes. O reconhecimento e mapeamento das feições morfotectônicas constituem, portanto, importante subsídio à análise neotectônica, principalmente em áreas pré-cambrianas como o Planalto de Campos do Jordão, onde os registros sedimentares são menos preservados.

Facetas triangulares e trapezoidais e vales assimétricos com escarpas

retilíneas associam-se freqüentemente às falhas normais, enquanto que cristas truncadas, divisores pouco nítidos e *shutter ridges*, às falhas transcorrentes. Capturas de drenagens e rios em gancho ocorrem associados aos dois tipos de falhas.

A ocorrência dos anfiteatros de erosão está intimamente associada aos principais *trends* de lineamentos; freqüentemente apresentam-se alinhados com facetas triangulares e escarpas geradas por falhas recentes, indicando a existência de um condicionante tectônico em sua origem, o qual estaria interagindo concomitantemente a fatores climáticos.

Nos campos de São Francisco, a posição de soleiras coincide com áreas de cruzamento de falhas de direções NW-SE, N-S e NE-SW.

As falhas observadas resultam da reativação tectônica em zonas de fraqueza pré-cambrianas, como por exemplo, ao longo da Zona de Cisalhamento de Jundiuvira. Este fato vem destacar a importância da estruturação regional antiga na evolução do quadro neotectônico e corrobora as idéias sobre "tectônica ressurgente" (HASUI & PONÇANO 1978, HASUI 1990).

No Planalto de Campos do Jordão foram identificados três regimes neotectônicos superpostos: inicialmente, um regime de compressão NW – SE, compatível com um binário transcorrente dextral E-W com falhas transcorrentes dextrais ENE-WSW/WNW-ESE e sinistrais NNW-SSE, seguido por um de extensão E-W a NW-SE, caracterizado por falhas normais de direção NE - SW e, finalmente, de compressão E-W, registrado por juntas neotectônicas em colúvios e horizontes superficiais. Verifica-se, portanto, a continuidade - orientação e idade - dos regimes de esforços identificados em áreas vizinhas, como no Vale do Rio Paraíba do Sul (RICCOMINI 1989) e na região do Alto de Queluz (SALVADOR 1994). Padrões semelhantes de distribuição de falhas também foram observados no Médio Vale do Rio Doce, MG (MELLO 1997).

Os resultados da presente pesquisa vêm contribuir também para a melhor compreensão da evolução da paisagem no Planalto de Campos do Jordão e, deste modo, subsidiar questões relacionadas a planejamento, ocupação e preservação do meio físico.

13. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. 1956. A terra paulista. *Bol. Paul. Geog.*, São Paulo, 23: 5-38.
- AB'SÁBER, A.N. 1962. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte sub-superficial de cascalhos inhumados do Brasil Oriental. *Bol. Universidade do Paraná*, Geografia Física, 2, 32p.
- AB'SÁBER, A.N. 1969. Uma revisão do Quaternário Paulista, do presente para o passado. *Rev. Bras. Geogr.*, Rio de Janeiro, 31(4): 1-51.
- AB'SÁBER, A.N. & BERNARDES, N. 1958. Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOGRAFIA, 18, Rio de Janeiro (RJ). *Guia de Excursões* (4), CNG, Rio de Janeiro, 304 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Bol. Inst. Geogr. Geol.*, São Paulo, (41):169-263.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 241, 36 p.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.*, 48 (Suplem.): 15 - 26.
- ALMEIDA, F.F.M. de & CARNEIRO, C.D.R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Rev. Bras. Geoc.*, 28(2): 135-150.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de. 1976. The upper Precambrian of South America. *Bol. IG - USP*, 7: 5-80.
- AMIT, R.; HARRISON, J.B.J.; ENZEL, Y. 1995. Use of soils and colluvial deposits in analyzing tectonic events - the southern Arava Rift, Israel. *Geomorphology*, 12: 91 - 107.
- ANGELIER, J. 1976. La néotectonique cassante et sa place dans un arc insulaire: l'arc égéen méridional. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.*, 18:1257-1265.
- ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: *Continental Deformation* (Paul L. Hancock - Editor), Pergamon Press, 421 p.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: 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, p. 75 - 88.
- ASSUMPÇÃO, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, vol. 97, NO. B8, p. 11889-11903.
- ASSUMPÇÃO, M. 1993. Earthquakes and stresses in the Brazilian Continental Margin. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3. Rio de Janeiro, 1993. *Boletim de Resumos Expandidos...* Rio de Janeiro, SBGf - Divisão Centro-Sul, vol. 2, p. 1128-1131.
- ASSUMPÇÃO, M.; FERREIRA, J.M.; CARVALHO, J.M.; BLUM M.L.; MENEZES, E.A.; FONTENELE, D.; AIRES, A. 1989. Seismic activity in Palhano, CE, October, 1988, preliminary results. *Rev. Bras. Geof.*, 7(1): 11-17.

- ASSUMPÇÃO, M.; VELOSO, J.A.; CARVALHO, J.; BARBOSA, J.R.; NEVES, E.; BASSINI, A.; BLUM, M. 1990. Os sismos de Manga, MG, de março de 1990. In: CONGR. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG, vol. 5, p. 2154-2159.
- AUDEMARD, F.A. & DE SANTIS, F. 1991. Prospect-pit survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull. INQUA N.C.* 14: 41 - 50.
- AUDEMARD, F.A.; BELTRÁN, C.; DE SANTIS, F.; LUGO, M. 1990. Liquefaction on the eastern coastlands of Falcon State (Northwestern Venezuela), induced by moderate shallow earthquakes. *Bull. INQUA N.C.* 13, p. 47 - 50.
- BEHLING, H. 1997. Late Quaternary vegetation, climate and fire history from the tropical mountain region of Morro de Itapeva, SE Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129: 407 - 422.
- BIANCOTTI, A. 1979. Rapporti fra morfologia e tettonica nella pianura cuneese. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 2: 51-56.
- BIGARELLA, J.J.; MOUSINHO, M.R.; SILVA, J.X. 1965. *Processes and environments of the Brazilian Quaternary* - Prepared for the VII INQUA Congress, Fairbanks, Alaska, Imprensa Universitaria do Paraná, 69 p.
- BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; DANTAS, A.S.L.; PONÇANO, W.L.; CAMPANHA, G.A.C.; NAGATA, N.; ALMEIDA, M.A. de; STEIN, D.P.; MELO, M.S. de; CREMONINI, O.A. 1981. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. Escala 1:500.000, volume 1.
- BULL, W.B. 1985. Correlation of flights of global marine terraces. In: *Tectonic Geomorphology* (MORISAWA, M. & HACK, J.T., ed.) - Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, September 1984, Unwin Hyman (Boston, London, Sydney, Wellington), p. 129-152.
- BULL, W.B. & BRANDON, M.T. 1998. Lichen dating of earthquakes - generated regional rockfall events, Southern Alps, New Zealand. *Bulletin of Geological Society of America*, 110 (1): 60 - 84.
- BULL, W.B. & WALLACE, R.E. 1986. Tectonic geomorphology. *Geology*, 13: 216.
- CAMPANHA, G.A.C.; ENS, H.H.; PONÇANO, W.L. 1994. Análise morfotectônica do Planalto do Juqueriquerê, São Sebastião. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(1): 32-42.
- CAMPANHA, G.A.C.; CARNEIRO, C.D.R.; PEREIRA JÚNIOR, G.G.; FURUMOTO, S.; HASUI, Y.; NAGATA, N. 1996. Uso do programa Trade para determinação de direções principais de esforços pelos métodos Arthaud e Angelier. In: *Projeção estereográfica para análise de estruturas* (Coordenador: CARNEIRO, C.D.R.), São Paulo, p. 116-120.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 8(2): 143-162.
- CAPUTO, R. 1995. Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova*, 7: 479-490.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. 1979. *Projeto Sapucaí. Estados de Minas Gerais e São Paulo. Relatório Final de Geologia*. DNPM/CPRM, Brasil. (Série Geologia nº 5, Seção Geologia Básica nº2), 299p.

- COMISSÃO DE SOLOS. 1960. *Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado de São Paulo*. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura, Boletim do Serviço Nacional de Pesquisas Agronômicas, 12, 634 p.
- COOKE, R.U. & DOORNKAMP, J.C. 1990. *Geomorphology in environmental management - a new introduction*. Clarendon Press, Oxford, 2^o edition, 410 pp.
- COTTON, C.A. 1945. *Geomorphology*. John Wiley & Sons Inc., 4^o edition, 505 pp.
- COTTON, C.A. 1948. *Landscape - as developed by the processes of normal erosion*. John Wiley & Sons Inc., 2^o edition, 509 pp.
- DAY, M.J. 1979. Surface roughness as a discriminator of tropical karst styles. *Zeitsch. Geomorph.*, Suppl. 32: 1-8.
- DEFFONTAINES, B. 1989. Proposition of a morpho-neotectonic method; application in the Fougères area, Oriental Britany, France. *Bull. INQUA N.C.12*, p. 48-52.
- DEFFONTAINES, B. 1990. Digital terrain model and morpho-neotectonics application in the Strasbourg area, Rhine graben, France. *Bull. INQUA N.C.13*, p. 58-59.
- DEFFONTAINES, B. 1991. Contribution of drainage network analysis to neotectonics: method and application in France. *Bull. INQUA N.C. 14*: 16-17.
- DE MARTONNE, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil tropical Atlântico. *Rev. Bras. Geogr.*, São Paulo, (4): 523-550.
- DEROIN, J. & DEFFONTAINES, B. 1995. Morphostructural analysis for linking streamflow, lithology, and structure: comparison with remote sensing data on the Cévennes (French Massif Central). *Zeitsch. Geomorph.*, 39 (1): 97-116.
- DOBLAS, M.; MAHECHA, V.; HOYOS, M.; LÓPEZ-RUIZ, J. 1997. Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 19(2): 159-170.
- DOORNKAMP, J.C. 1986. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *Journal of the Geological Society*, 143: 335-342.
- DUNNE, W.M. & HANCOCK, P. L. 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: *Continental deformation* (HANCOCK, P.L. ed.). Oxford, Pergamon, p. 101 - 120.
- EMBLETON, C. 1987. Neotectonic and morphotectonic research. *Zeitsch. Geomorph.*, Suplem. 63 (Neotectonics and morphotectonics), p. 1-7.
- FERNANDES, F.L. 1993. *Arcabouço estrutural e evolução da Bacia de Taubaté – SP*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 147p.
- FERRARI, J.A.; HIRUMA, S.T.; ANTONIETTI, E.; KARMANN. 1997. Geoprocessamento aplicado à caracterização de terrenos cársticos - Núcleo Caboclos (PETAR). In: Simpósio de Quantificação em Geociências, 7, Rio Claro (SP). *Boletim de Resumos Expandidos*, Rio Claro (SP), IGCE- UNESP p.37-40.
- FILIZOLA, H.F. 1993. *O papel da erosão geoquímica na evolução do modelado da Bacia de Taubaté – SP*. Tese de Doutorado, Departamento de Geografia, FFLCH - USP, São Paulo, 104 p.

- FREITAS, R.O. de. 1951. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras - USP*, Geologia Número 6, 130: pp.
- GENTILI, B. & PAMBIANCHI, G. 1994. Gravitational morphogenesis of the Apennine chain in Central Italy. In: INTERNATIONAL CONGRESS INTERNATIONAL ASSOCIATION OF ENGINEERING GEOLOGY, 7. Lisboa, 1994. *Proceedings...* Lisboa, IAEG, p. 1177-1186.
- GERSON, R.; GROSSMAN, S.; BOWMAN, D. 1985. Stages in the creation of a large rift valley - geomorphic evolution along the southern Dead Sea Rift. In: *Tectonic Geomorphology* (MORISAWA, M. & HACK, J.T., ed.) - Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, September 1984, Unwin Hyman (Boston, London, Sydney, Wellington), p. 53-73.
- GOLTS, S. & ROSENTHAL, E. 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology* 7: 305-315.
- GOY, J.L.; SILVA, P.G.; ZAZO, C.; BARDAJI, T.; SOMOZA, L. 1991. Model of morphoneotectonic map and legend. *Bull. INQUA N.C.* 14: 19- 31.
- HANCOCK, P.L. & ENGELDER, T. 1989. Neotectonic joints. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 1197-1208.
- 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 - MG. *Bol. Soc. Bras. Geol. - Núcleo Minas Gerais*, 11: 1-31.
- HASUI, Y. & MIOTO, J.A. (Coordenadores). 1992. *Geologia estrutural aplicada*. ABGE/VOTORANTIM, 459 p.
- HASUI, Y. & PONÇANO, W.L. 1978. Geossuturas e sismicidade no Brasil. In: CONGR. BRAS. GEOL. ENGENHARIA, 2, São Paulo, 1978. *Anais...* São Paulo. ABGE, vol. 1, p. 331-338.
- HASUI, Y.; GIMENEZ, A.F.; MELO, M.S. de. 1978a. Sobre as bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife. *Anais...* Recife, SBG, v. 1, p. 382-392.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; STEIN, D.P.; GALVÃO, C.A.C.F.; GIMENEZ, A.F.; ALMEIDA, M.A. de; PIRES NETO, A.G.; MELO, M.S. de; SANTOS, M.C.S.R. dos. 1978b. *Geologia da Região Administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da Região Administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas, São Paulo, 78 p.
- HASUI, Y.; FACINCANI, E.M.; SANTOS, M. dos; JIMÉNEZ-RUEDA, J.R. 1995. Aspectos estruturais e neotectônicos na formação de boçorocas na região de São Pedro, SP. *Geociências*, São Paulo, 14(2): 59-76.
- HIRUMA, S.T. & PONÇANO, W.L. 1994. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfo-pedológicos na área do Alto Rio Pardo, SP e MG. *Rev. Inst. Geol.*, 15(1/2): 49-57.
- HOBSON, R.D. 1972. Surface roughness in topography: quantitative approach. In: CHORLEY, R.J. (ed) *Spatial analysis in geomorphology*, Harper and Row, p.225-245.
- HORTON, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 56 (3): 275-370.
- IPT. 1977. *Geologia da Região Administrativa 3 do Estado de São Paulo*. Relatório nº 9.720, 3

vols.

- IPT. 1989. *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo*. São Paulo. Relatório IPT nº 27.394, 2 vols.
- JAIN, V.E. 1984. *Geotectônica general*. Moscou, vol. 1, 357 p.
- JIANJUN, H.; MUKANG, H.; OLLIER, C.D. 1997. A morphometric method to determine neotectonic activity of the Weihe Basin in northwestern China. *Episodes*, 20(2): 95-99.
- JULIANI, C.; RICCOMINI, C.; BARROS, E.J. DE; BATISTUCCI, N.L.N. 1990. Proterozoic storm-dominated sedimentation in the Pico de Itapeva Formation (São Paulo State, Brazil). *An. Acad. Bras. Ci.*, 62(1): 105.
- KARNER, G.D. & DRISCOLL, N.W. 1993. Rift flank topography and extensional basin architecture: formation of Broken Ridge, Southeast Indian Ocean. *An. Acad. Bras. Ci.*, 65 (Supl. 2): 263 - 294.
- KRZYSZKOWSKI, D. & STACHURA, R. 1993. The thickness of alluvial deposits as an indicator of neotectonic faulting: example from River Strzegomka Valley, Sudeten, Southwestern Poland. *Bull. INQUA N.C.* 16: 26 - 28.
- LIU, C.C. 1987. A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat. *Anais do I Simpósio de Geologia Regional RJ-ES, SBG*, p. 164 -188.
- MANCINI, F. 1995. *Estratigrafia e aspectos da tectônica deformadora da Formação Pindamonhangaba, Bacia de Taubaté, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências - USP, São Paulo, 107 p.
- MELLO, C.L. 1997. *Sedimentação e tectônica cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - USP, São Paulo, 275 p.
- MELLO, C.L.; MOURA, J.R. da S. de; CARMO, I. de O.; SILVA, T.M. da; PEIXOTO, M.N. de O. 1995. Eventos de sedimentação durante o Holoceno no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ) – aloestratigrafia e datações por radiocarbono. In: CONGR. ASSOC. BRAS. EST. QUAT., 5, Niterói, RJ. *Anais...* Niterói, RJ. P. 193-200.
- MELO, M.S. de. 1990. *A Formação Pariquêra-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências - USP, São Paulo, 211 p.
- MELO, M.S. de; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; COIMBRA, A.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 15(3): 193 - 201.
- MELO, M.S. de; FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. 1990. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no sudeste brasileiro, 1, Belo Horizonte - MG. *Bol. Soc. Bras. Geol. - Núcleo Minas Gerais*, 11: 47 - 56.
- MELO, M.S. de; STEIN, D.P.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A. 1993. Neotectônica da área do Alto Rio Pardo (SP e MG). *Rev. Inst. Geol.*, 14(2), 27-38.
- MIOTO, J.A. 1990. Tentativa de zoneamento sísmico do sudeste brasileiro. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no sudeste brasileiro, 1, Belo

- Horizonte - MG. *Bol. Soc. Bras. Geol.* - Núcleo Minas Gerais, 11: 33-45.
- MIOTO, J.A. 1993. *Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil*. Tese de Doutorado, UNESP, Rio Claro, 2 vols.
- MODENESI, M.C. 1980. Intemperismo e morfogênese no Planalto de Campos do Jordão, São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 10(3):213-225.
- MODENESI, M.C. 1983. Weathering and morphogenesis in a tropical plateau. *Catena*, 10(3):237-251.
- MODENESI, M.C. 1984. Evolução quaternária de uma montanha tropical: o Planalto de Campos do Jordão, São Paulo. *Rev. Inst. Geol.*, 5(1/2):7-13.
- MODENESI, M.C. 1988a. Significado dos depósitos correlativos quaternários em Campos do Jordão - São Paulo: implicações paleoclimáticas e paleoecológicas. *Bol. Inst. Geol.*, 7, 155 p.
- MODENESI, M.C. 1988b. Quaternary mass movements in a tropical plateau (Campos do Jordão, São Paulo, Brazil). *Zeitsch. Geomorph.*, 32(4):425-440.
- MODENESI, M.C. & MELHEM, T.S. 1992. Palynological data on a Holocene peat deposit in tropical Brasil: preliminary paleoclimatic and paleoecological interpretations. *Rev. Inst. Geol.* 13(2): 7-15.
- MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C. 1997a. Geomorphological evolution and tectonic reactivation in a tropical plateau (Campos do Jordão, SE Brasil). In: International Conference on Geomorphology, 4, Bologna (Italia), *Supplement di Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, Supplemento III* (Tomo 1), p. 278.
- MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C. 1997b. Morfotectônica dos altos Campos de São Francisco (Planalto de Campos do Jordão - SP). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, Penedo, Itatiaia (RJ). *Atas...*, Penedo, Itatiaia (RJ), SBG/ABGE, p. 77-79.
- MODENESI-GAUTTIERI, M.C.; HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C. Inédito. Evolução geomorfológica e reativação tectônica num planalto tropical (Campos do Jordão - Brasil de sudeste).
- MORAIS, S.M.; DEHLER, N.M.; SACHS, L.L.B.; RODRIGUES, J.B. inédito. *Carta geológica - Folha Guaratinguetá (SF.23-Y-B), escala 1:250.000*. CPRM - Superintendência Regional de São Paulo, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- MORISAWA, M. & HACK, J.T. (eds). 1985. *Tectonic Geomorphology*. Allen & Unwin, Boston.
- MÖRNER, N. 1989. Introduction. In: Special Issue: Paleoseismicity and Neotectonics (MÖRNER & ADAMS, Editors). *Tectonophysics*, 163 (3/4): 181-184.
- MÖRNER, N. 1993. Neotectonics, the new global tectonic regime during the last 3 Ma and the initiation of Ice Ages. *An. Acad. Bras. Ci.*, 65 (Supl. 2): 295 -301.
- MOURA, J.R.S. & MEIS, M.R.M. 1986. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul - Bananal, SP. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 58(1): 89-102.
- MOURA, J.R.S. & MELLO, C.L. 1991. Classificação aloestratigráfica do Quaternário Superior da região de Bananal (SP/RJ). *Rev. Bras. Geoc.*, 21(3): 236-254.
- NELSON, A.R. 1992. Lithofacies analysis of colluvial sediments - an aid in interpreting the recent

- history of Quaternary normal faults in the basin and range province, Western United States. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(4): 607-621.
- OBRUCHEV, V.A. 1948. Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektoniki. *Akad. Nauk. SSSR, Izv. Serv. Geol.*, 5:13-24.
- OLLIER, C.D. 1985. Morphotectonics of continental margins with great escarpments. In: *Tectonic Geomorphology* (MORISAWA, M. & HACK, J.T., ed.) - Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, September 1984, Unwin Hyman (Boston, London, Sydney, Wellington), p. 3-25.
- PANIZZA, M. & CASTALDINI, D. 1987. Neotectonic research in applied geomorphological studies. *Zeitsch. Geomorph.*, Suplem. 63 (Neotectonics and morphotectonics), p. 173 - 211.
- PAVLIDES, S.B. 1989. Looking for a definition of neotectonics. *Terranova*, 1(3): 233-235.
- PETIT, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9(5/6): 597-608.
- PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M.de; PRANDINI, F.L. 1981. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. IPT, *Monografias* 5, Publicação IPT 1183, Vol. 1., 94 p.
- PONÇANO, W.L.; MELO, M.S. de; CHRISTOFOLETTI, A. 1989. Relações entre deflúvios e variáveis morfométricas em bacias hidrográficas do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 19(2): 197-206.
- RICCOMINI, C. 1989. *O rift continental do sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências - USP, 256 p.
- RICCOMINI, C. 1993. Origem, evolução e inversão da Bacia do Pico de Itapeva, Neoproterozóico - Cambriano, São Paulo, Brasil. In: SIMPOSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZOICO -CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA, 1, La Paloma - Minas, Uruguai. *Resumenes Extensos...* Tomo 1 (16), Dinamige - Facultad de Agronomia, La Paloma - Minas, Uruguai.
- RICCOMINI, C. 1997. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(2): 153-162.
- RICCOMINI, C. & COIMBRA, A.M. 1992. Geologia da Bacia Sedimentar. In: *Solos da Cidade de São Paulo* (NEGRO Jr., A.; FERREIRA, A.A.; ALONSO, U.R.; LUZ, P.A.C., ed.), Mesa Redonda, p. 37-94.
- RICCOMINI, C. & CRÓSTA, A.P. 1988. Análise preliminar de lineamentos em imagens de sensores remotos aplicada à prospecção mineral na área dos granitóides Mandira, SP. *Bol. IG-USP, Série Científica*, 19: 23-37.
- RILEY, C. & MOORE, J.M. 1993. Digital elevation modelling in a study of the neotectonic geomorphology of the Sierra Nevada, southern Spain. *Zeitsch. Geomorph.*, Suplem. 94 (Neotectonics and active faulting), p. 25 - 39.
- RODRIGUEZ, S.K. 1993. *Neotectônica e sedimentação quaternária na região da "Volta Grande" do Rio Xingu, Altamira, Pará*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências - USP, 106 p.

- RUELLAN, F. 1952. Excursão à região do Vale do Paraíba e à Serra da Mantiqueira. *Guia de excursão*. B. I Reunião Panamericana. Consulta sobre Geogr., set./1949, Anais, 2, p. 206-251.
- SAADI, A. 1991. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese*. Tese para cargo de Professor Titular - Departamento de Geografia, Instituto de Geociências - UFMG, Belo Horizonte, 285 pp.
- SAADI, A. 1993. Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares. *Geonomos*, 1(1): 1-15.
- SALVADOR, E.D. 1994. *Análise neotectônica da região do Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências - USP, 129 p.
- SALVADOR, E.D. & RICCOMINI, C. 1995. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 25 (3): 151-164.
- SANT'ANNA, L.G.; SCHORSCHER, H.D. & RICCOMINI, C. 1997. Cenozoic tectonics of the Fonseca Basin Region, Eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3/4): 275-284.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D. de A., DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais – escala 1:2.500.000*. MME/DNPM, Brasília, 501 p.
- STEWART, I. S. 1996. A rough guide to limestone fault scarps. *Journal of Structural Geology*, 18 (10): 1259-1264.
- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. 1990. What is a fault scarp? *Episodes*, 13(4): 256-263.
- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. 1991. Neotectonic range-front fault scarps in the Aegean region. In: *Neotectonics and Resources* (Ed. COSGROVE, J. & JONES, M.). Belhaven Press, London & New York, p. 93-107.
- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. 1994. Neotectonics. In: *Continental deformation* (Ed. HANCOCK, P.L.). Pergamon, Oxford, p. 370-409.
- STRAHLER, A.N. 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 63: 923-938.
- STUIVER, M. 1998. INCAL98 Radiocarbon age calibration. *Radiocarbon*, 40(3): 1041-1083.
- TALMA, A.S. & VOGEL, J.C. 1993. A simplified approach to calibrating C14 dates. *Radiocarbon*, 35(2): 317-322.
- VERSTAPPEN, H. Th. 1983. *Applied Geomorphology - Geomorphological surveys for environmental development*. Elsevier, Amsterdam/Oxford/New York, 437 pp.
- VITA-FINZI, C. 1986. *Recent Earth movements - an introduction to neotectonics*. Academic Press, 226 pp.
- WALLACE, R.E. 1978. Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, North-Central Nevada. *Jour. Research U.S. Geol. Survey*, 6(5): 637 – 650.
- WEISSEL, J.K. & KARNER, G.D. 1989. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, number B10, p. 13.919-13.950.

- ZALÁN, P.V. 1986. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, 16(3): 245-257.
- ZUCHIEWICZ, W. 1991. On different approaches to neotectonics: a Polish Carpathians example. *Episodes*, 14(2):116-124.
- ZUCHIEWICZ, W. & OAKS Jr., R.Q. 1993. Geomorphology and structure of the Bear River Range, north eastern Utah: a morphometric approach. *Zeitsch. Geomorph*, Suplem. 94 (Neotectonics and active faulting), p. 41 - 55.

MAPA DE CAMINHAMENTO E DE PONTOS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS DO FRONTÃO SUDESTE DO PLANALTO DE CAMPOS DO JORDÃO, SP

T2722
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA

DIVISÃO ADMINISTRATIVA

ELABORAÇÃO: Sílvio Takashi Hiruma

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS
ESCALA 1:10.000

Folha	Coordenadas	Descrição
70/123	8°23'18"V-2-SE-B	Córrego dos Marmelos
70/124	8°23'18"V-2-SE-C	Bairro de Pedra Mármora
70/125	8°23'18"V-2-SE-D	Pedra Chorona
71/123	8°23'18"V-1-SE-B	Córrego do Homem Morto
71/124	8°23'18"V-1-SE-C	Rio Casquinho
71/125	8°23'18"V-1-SE-D	Córrego Galvão
72/123	8°23'18"V-1-SE-E	Campos do Jordão II
72/124	8°23'18"V-1-SE-F	Córrego Canjarana
72/125	8°23'18"V-1-SE-G	Bairro Gameral

FUSO 23

Declinação Magnética 1977
Variação Anual 9° Oeste

ESCALA 1:25.000

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

Símbolo	Descrição
Curva de nível	Curva de nível
Ponto cotado	Ponto cotado
Estrada principal percorrida	Estrada principal percorrida
Estrada secundária	Estrada secundária
Limite estadual	Limite estadual
Limite municipal	Limite municipal

LEGENDA

Símbolo	Descrição
Área de estudo	Área de estudo
Ponto descrito	Ponto descrito
Ponto descrito e com análise petrográfica	Ponto descrito e com análise petrográfica
Ponto com datação C ₁₄	Ponto com datação C ₁₄
Rio	Rio
Ribeirão	Ribeirão
Lago	Lago
Represa, barragem	Represa, barragem
Zona urbana	Zona urbana
Construção isolada	Construção isolada

Base cartográfica compilada e digitalizada a partir de cartas topográficas na escala 1:10.000 (TERRAFOTO S.A. 1977/1978) - Plano Cartográfico do Estado de São Paulo.

MAPA MORFOTECTÔNICO DO FRONTÃO SUDESTE DO PLANALTO DE CAMPOS DO JORDÃO, SP

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

	Curva de nível		Rio
	Ponto cotado		Ribeirão
	Estrada		Lago
	Zona urbana		Represa, barragem
	Construção isolada		

ESCALA 1:25.000

250 0 250 500 750 1000 1250 1500 1750 2000 2250 2500m

EQÜIDISTÂNCIA DE CURVAS DE NÍVEL : 100 METROS
PROJEÇÃO: UTM (Universal Transversa Mercator)
FUSO: 23 MERIDIANO CENTRAL: 45°
REFERÊNCIA HORIZONTAL: Córrego Alegre, MG
REFERÊNCIA VERTICAL: Marégrafo de Imbituba, SC

Base cartográfica compilada e digitalizada a partir de cartas topográficas na escala 1:10.000 (TERRAFOTO S.A. 1977/1978) - Plano Cartográfico do Estado de São Paulo.

Declinação Magnética 1977
Variação Anual 9' Oeste

DIVISÃO ADMINISTRATIVA

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS

70/123 Córrego dos Marmelos
70/124 Bairro de Pedra Mármora
70/125 Pedra Chorrada
71/123 Córrego do Homem Morto
71/124 Rio Casquinha
71/125 Córrego Galvão
72/123 Campos do Jordão II
72/124 Córrego Canjarana
72/125 Bairro Gameral

MOSAICO DAS INFORMAÇÕES UTILIZADAS

- Projeto Sapucaí, Estado de Minas Gerais e São Paulo (CAVALCANTE *et al.* 1979)
- Carta geológica - Folha Guaratinguetá (SF-23-Y-B), escala 1:250.000 (MORAIS *et al.*, inédito)
- Geologia da Região Administrativa 3 do Estado de São Paulo (HASUI *et al.* 1977)
- Geologia da Região Administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da Região Administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo (HASUI *et al.* 1978b)
- Evolução geomorfológica e reativação tectônica num planalto tropical (Campos do Jordão - Brasil de sudeste) (MODENESI - GAUTIERI *et al.*, inédito)

LEGENDA

	anfiteatro suspenso		SR shutter ridge
	faceta triangular		+ divisor de drenagem
	faceta trapezoidal		drenagem em gancho
	escarpa		ravina
	crista		rampa
	desníveis em degrau		aluvião

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

	contato geológico		foliação metamórfica
	contato geológico inferido		acamamento
	falha transcorrente		falha normal
(A = bloco alto, B = bloco baixo)

LITOTIPOS

- Metaconglomerados polimíticos, metarenitos arcoseanos e metassiltitos (Formação Pico de Itapeva).
- Ultramilonitos em zona de cisalhamento.
- Predominância de milonito gnaisses, por vezes porfiróclásticos (K-felds. centimétricos e alongados), com textura blastomilonítica.
- Predominância de biotita granitos (3a e 3b), porfiríticos (fenocristais de K-felds. centimétricos), leucocráticos a mesocráticos, foliados, localmente miloníticos. Enclaves de xistos feldspatizados e biotita gnaisses bandados. Diques centimétricos a decimétricos de rochas alcalinas e básicas.
- Predominância de biotita - gnaisses bandados; subordinadamente muscovita quartzitos, metabásicas, quartzo - biotita xistos, mármores dolomíticos, metabásicas e núcleos graníticos gnaissificados.
- Migmatitos estronômicos com estruturas "schlieren" e nebulítica, biotita gnaisses bandados. Intercalações de homblenda gnaisses, biotita xistos e, localmente quartzitos.
- Predominância de biotita gnaisses com textura porfiróclástica (K-felds. centimétricos) e biotita xistos.
- Predominância de muscovita quartzitos, por vezes miloníticos; subordinadamente biotita gnaisses bandados.

Mapa geológico compilado de HASUI *et al.* (1977, 1978b), CAVALCANTE *et al.* (1979) e MORAIS *et al.* (inédito). Informações geomorfológicas da área dos campos de São Francisco extraídas de MODENESI-GAUTIERI *et al.* (inédito).

ELABORAÇÃO: Silvio Takashi Hiruma