

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE NEOTECTÔNICA DA REGIÃO DO VALE DO
RIO PARAÍBA DO SUL COMPREENDIDA ENTRE CRUZEIRO
(SP) E ITATIAIA (RJ)**

Elizete Domingues Salvador

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

São Paulo
1994

ABSTRACT

The region of the Paraíba do Sul River Valley between Cruzeiro (São Paulo) and Itatiaia (Rio de Janeiro), in Southeastern Brazil, comprises the eastern and western terminations, respectively, of the Cenozoic Taubaté and Resende rift basins, as well as the Precambrian terranes of the Queluz structural high separating these basins, and includes much evidence of recurrent or resurgent tectonic movements that have been active until recent times.

The morphostructural analysis of this region, combined with the characterization of the Quaternary sedimentary deposits and brittle tectonic structures, has permitted the recognition of three phases of neotectonic movements.

The oldest movements were related to a NW-SE compressive stress field, associated with an E-W right-lateral transcurrent binary. The structures related to this phase affected colluvium and stone-line deposits, which are often overthrust by blocks of basement rocks along faults trending NE to ENE.

The stress regime later changed to an E-W (WNW-ESE) extension, responsible for the generation of N-S-trending grabens with syntectonic sedimentary filling.

Finally, a new change in the stress field is recorded by conspicuous and widespread families of shear joints, systematically orientated ENE and WNW, that affect colluvium, colluvium-alluvium and alluvium deposits. The acute bisectrix of the families of joints indicate an E-W direction of compression, in agreement with seismological and breakout data.

The reliability of the neotectonic data presented in this study and the proposed neotectonic model are particularly significant in that important human activities in the region, including such major engineering projects as a radioactive fuel factory, a hydroelectric power station and reservoir as well as a nuclear power plant.

RESUMO

A região do Vale do Rio Paraíba do Sul localizada entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ), compreendendo o extremo leste da Bacia de Taubaté, oeste da Bacia de Resende, bem como o alto estrutural constituído por rochas do embasamento pré-cambriano que separa estas bacias cenozóicas, a denominada Soleira de Queluz, encerra numerosas evidências de movimentos tectônicos recorrentes, ativos até os tempos recentes.

A análise morfoestrutural, em conjunto com a caracterização dos depósitos sedimentares e das estruturas de caráter rúptil, permitiu o reconhecimento de três fases de movimentações neotectônicas.

Estas movimentações estariam relacionadas inicialmente a esforços compressivos pleistocênicos orientados segundo NW-SE, associadas a um binário transcorrente dextral de direção E-W. As estruturas relacionadas a esta fase afetam depósitos coluviais e linhas de seixos, por vezes cavalgados por blocos de rochas do embasamento, ao longo falhas de direções preferencialmente NE a ENE. Posteriormente, uma mudança do regime de esforços foi assinalada durante o holoceno, passando estes a extensionais, com direções E-W (WNW-ESE). Esta fase é responsável pela geração de feições marcantes, como *grabens* de direção N-S, que embutem pacotes sedimentares com espessuras superiores a trinta metros. Finalmente famílias de juntas conjugadas, de direções ENE e WNW, seccionando depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais, registrariam nova mudança no regime de esforços durante o holoceno, agora compressivos, de direção E-W, concordante com a direção de esforços atuais obtida a partir de dados sismológicos.

O quadro neotectônico já estabelecido é relevante em termos da estabilidade geológica da região, onde estão instaladas grandes obras de engenharia, incluindo uma central nuclear.

ÍNDICE

<u>CAPÍTULO 1</u>	1
<u>INTRODUÇÃO</u>	1
<u>1.1 GENERALIDADES</u>	1
<u>1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO</u>	1
<u>1.3 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS</u>	2
<u>1.4 AGRADECIMENTOS</u>	4
<u>CAPÍTULO 2</u>	5
<u>FONTES DE INFORMAÇÃO E MÉTODOS EMPREGADOS</u>	5
<u>2.1 GENERALIDADES</u>	5
<u>2.2 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO, CARTOGRÁFICO E FOTOGEOLÓGICO</u>	5
<u>2.3 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL EM PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS</u>	7
<u>2.4 ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS</u>	7
<u>2.4.1 Análise de gradientes hidráulicos</u>	7
<u>2.4.2 Análise de relevo pelo método de superfícies de base</u>	11
<u>2.5 LEVANTAMENTOS DE CAMPO</u>	11
<u>2.6 TRABALHOS DE GABINETE</u>	12
<u>CAPÍTULO 3</u>	13
<u>NEOTECTÔNICA E SISMICIDADE INTRAPLACA</u>	13
<u>3.1 GENERALIDADES</u>	13
<u>3.2 NEOTECTÔNICA: HISTÓRICO E EVOLUÇÃO DO TERMO</u>	13
<u>3.3 MÉTODOS DE ANÁLISE NEOTECTÔNICA</u>	15
<u>3.4 SISMICIDADE INTRAPLACA</u>	17
<u>3.5 SISMICIDADE E NEOTECTÔNICA NO BRASIL</u>	18
<u>3.6 SISMICIDADE E NEOTECTÔNICA NO SUDESTE DO BRASIL</u>	21
<u>CAPÍTULO 4</u>	25
<u>CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</u>	25
<u>4.1 GENERALIDADES</u>	25
<u>4.2 REVISÃO DOS TRABALHOS ANTERIORES</u>	26
<u>4.2.1 Revisão litoestratigráfica das bacias de Taubaté e Resende</u>	26
<u>4.2.2 Evidências de atividade neotectônica</u>	28
<u>4.3 GEOMORFOLOGIA</u>	31
<u>4.4 ESTRATIGRAFIA E GEOLOGIA ESTRUTURAL</u>	36
<u>4.4.1 Embasamento pré-cambriano</u>	36
<u>4.4.2 Rochas magmáticas juro-cretáceas</u>	38
<u>4.4.3 Rochas ultrabásicas cretáceas e terciárias</u>	38

4.4.4 Sedimentos cenozóicos	39
4.4.4.1 Sedimentos terciários	39
4.4.4.2 Sedimentos pleistocênicos e holocênicos	42
4.5 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA CENOZÓICA	44
<u>CAPÍTULO 5</u>	47
<u>ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA</u>	47
5.1 GENERALIDADES	47
5.2 DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS	47
5.2.1 Domínio norte	47
5.2.2 Domínio Sul	48
5.3 ÁREAS ANÔMALAS	49
<u>CAPÍTULO 6</u>	51
<u>UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS</u>	51
6.1 GENERALIDADES	51
6.2 UNIDADES PRÉ-QUATERNÁRIAS	51
6.2.1 Rochas pré-cenozóicas	51
6.2.2 Sedimentos terciários	52
6.3 UNIDADES QUATERNÁRIAS	54
6.3.1 Depósitos de tálus	55
6.3.2 Depósitos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul	55
6.3.3 Depósitos coluviais e colúvio-aluviais de primeira geração	58
6.3.4 Depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais de segunda geração	59
6.3.5 Depósitos aluviais em baixos terraços e várzeas	62
6.4 COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA	63
6.4.1 Depósitos pleistocênicos	64
6.4.2 Depósitos holocênicos	65
<u>CAPÍTULO 7</u>	66
<u>GEOLOGIA ESTRUTURAL</u>	66
7.1 GENERALIDADES	66
7.2 ESTRUTURAS TECTÔNICAS	68
7.2.1 Foliações	69
7.2.2 Falhas cenozóicas	69
7.2.3 Juntas	72
7.3 CRONOLOGIA DOS EVENTOS E CAMPOS DE TENSÕES ASSOCIADOS	73
<u>CAPÍTULO 8</u>	80
<u>MODELO NEOTECTÔNICO</u>	80
8.1 GENERALIDADES	80
8.2 FASES CENOZÓICAS PRÉ-NEOTECTÔNICAS	80
8.2.1 Fase extensional NNW-SSE inicial	80
8.2.2 Fase transcorrente sinistral	84
8.3 FASES NEOTECTÔNICAS	86

8.3.1 Fase transcorrente dextral	86
8.3.2 Fase extensional WNW-ESE	88
8.3.3 Fase compressiva E-W	89
CAPÍTULO 9	96
CONCLUSÕES	96
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Localização e principais vias de acesso da área de estudos. 1) auto-estrada; 2) estrada pavimentada; 3) estrada não pavimentada; 4) divisa de estado; 5) drenagens principais; 6) reservatório do Funil; 7) principais localidades: AS- Areias, CR- Cruzeiro, EP- Engenheiro Passos, IT- Itatiaia, LV- Lavrinhas, PI- Pinheiros, PQ- Passa Quatro, JB- São José do Barreiro, SV- Silveiras; 8) principais afloramentos.	3
Figura 2 - Principal documentação cartográfica utilizada.	6
Figura 3 - Mapa de lineamentos extraídos de produtos de sensores remotos. Compilado de FRANCHITTO (1987) e complementado neste estudo. 1- Lineamentos extraídos de produtos de sensores remotos; 2- Rio Paraíba do Sul; 3- principais localidades (CR- Cruzeiro, IT- Itatiaia).	8
Figura 4 - Localização de sismos e epicentros no Brasil, relacionados a geossuturas. Extraído de HASUI & PONÇANO (1978a), p.338.	19
Figura 5 - Zonas sismogênicas do Brasil. Extraído de HASUI (1990), p. 31.	20
Figura 6 - Regiões sismotectônicas do sudeste do Brasil, traçadas a partir de linhas de isossistas. Extraído de MIOTO (1990), p.45.	23
Figura 7 - Mapa de epicentros e áreas afetadas por sismos no sudeste do Brasil. Extraído de MIOTO & HASUI (1982), p.1659, modificado de ASSUMPÇÃO <i>et al.</i> (1980).	24
Figura 8 - Mapa de zonas sismogênicas do sudeste do Brasil (contornos em função da sismicidade acumulada e dados geotectônicos). Extraído de MIOTO & HASUI (1982), p.1659.	24
Figura 9 - Localização da área de estudos no contexto geológico regional do <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil. 1- embasamento pré-cambriano; 2- sedimentos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná; 3- rochas relacionadas ao vulcanismo da Formação Serra Geral; 4- rochas relacionadas ao magmatismo mesozóico e cenozóico; 5- sedimentos terciários; 6- zonas de cisalhamento relacionadas ao Ciclo Brasileiro; 7- zonas de flexura; 8- isópacas, em quilômetros, dos sedimentos das bacias costeiras; 9- epicentros de terremotos; 10- bacias do <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil (1- Bacia de Curitiba; 2- Formação Alexandra; 3- Formação Pariquêra-Açu; 4- <i>Graben</i> de Sete Barras; 5- Bacia de São Paulo; 6- Bacia de Taubaté; 7- Bacia de Resende; 8- Bacia de Volta Redonda; 9- Bacia de Itaboraí). Extraído de RICCOMINI (1989), p.3.	26
Figura 10 - Evolução da nomenclatura da coluna estratigráfica da Bacia de Taubaté. Modificado do IPT (1990), p.59.	27
Figura 11 - Direção de orientação de esforços horizontais máximos (SHmax) na América do Sul. Dados obtidos a partir de: FM- mecanismos focais; GF- falhas geológicas; BO- <i>breakouts</i>; IS- medidas <i>in situ</i>. Extraído de ASSUMPÇÃO (1992), p.11891.	30
Figura 12 - Contexto geomorfológico regional. Modificado do IPT (1982), p.63.	33
Figura 13 - Compartimentação morfoestrutural do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Extraído de SILVA <i>et al.</i> (1993).	35
Figura 14 - Relações entre a estratigrafia e a tectônica da área de estudos. Modificado do IPT (1983) e RICCOMINI (1989).	37

<u>Figura 15 - Coluna estratigráfica e tectonismo das bacias do <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil. Extraído de RICCOMINI & COIMBRA (1992), p.41.</u>	39
<u>Figura 16 - Coluna estratigráfica do Quaternário Superior da região de Bananal (SP/RJ). Extraído de MOURA & MELLO (1991), p.240.</u>	43
<u>Figura 17 - Fases de tectonismo cenozóico atuantes no <i>Rift</i> Continental do Sudeste do Brasil. Extraído de RICCOMINI (1989), p.215.</u>	45
<u>Figura 18 - Mapa de localidades descritas na região de Bananal (BA-01 a BA-14) e Resende (SQ-005, SQ-006 e SQ-025 a SQ-035). 1- Principais drenagens; 2- localidades (AR- Arapeí, BA- Bananal, BM- Barra Mansa, RE- Resende, RI- Rialto); 3- estradas; 4- localidades descritas.</u>	52
<u>Figura 19 - Diques de rochas alcalinas, de direção ENE, cortando rochas de igual composição no Maciço Alcalino de Itatiaia. Corte na estrada para as Prateleiras, próximo ao Abrigo Rebouças, local SQ-042.</u>	53
<u>Figura 20 - Rocha conglomerática com matriz lamítica das porções proximais de leques aluviais no pacote inferior, recoberto por sedimentos arenosos referentes às porções distais. Corte em estrada secundária de Cruzeiro a Pinheiros, local SQ-055.</u>	54
<u>Figura 21 - Sedimentos essencialmente arenosos das porções distais de leques aluviais, apresentando estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte, intercalados com pacotes tabulares síltico-arenosos. Corte na estrada de Cruzeiro a Lavrinhas, próxima à área urbana de Cruzeiro, local SQ-096.</u>	54
<u>Figura 22 - Vista geral da morfologia dos depósitos de tálus próximos ao Maciço Alcalino de Passa Quatro. Corte na estrada de Pinheiros a Capela do Jacu, local SQ-062.</u>	55
<u>Figura 23 - Depósitos de tálus nas proximidades do Maciço Alcalino de Itatiaia, apresentando seixos, calhaus e matacões de rochas alcalinas em meio a matriz sílica arenosa. Corte a noroeste da cidade de Itatiaia, na estrada para o Parque Nacional de Itatiaia, local SQ-211.</u>	56
<u>Figura 24 - Detalhe das características dos sedimentos dos depósitos de tálus da figura anterior.</u>	56
<u>Figura 25 - Conglomerado fluvial de depósitos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul, constituído por seixos a matacões de quartzo, rochas do embasamento pré-cambriano e rochas alcalinas com matriz arenosa. Corte na rodovia BR-116, próximo à divisa interestadual SP/RJ, local SQ-047.</u>	57
<u>Figura 26 - Conglomerado fluvial de depósitos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul, com características semelhantes ao descrito na figura anterior. Corte na estrada para Lavrinhas, local SQ-229.</u>	57
<u>Figura 27 - Porções mais arenosas intercaladas em conglomerados fluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul descritos na Figura 25, apresentando estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo.</u>	58
<u>Figura 28 - Características gerais dos depósitos colúviais de primeira geração, com linha de seixos na base. Notar falha deslocando a linha de seixos. Corte na estrada de Silveira à Queluz, local SQ-188.</u>	59
<u>Figura 29 - Morfologia dos depósitos colúvio-aluviais tde segunda geração. Estrada de Bananal a Rialto, local BA-05.</u>	60

<u>Figura 30 - Sedimentos argilo-arenosos com intercalação de camada arenosa, tablar (indicada pelo martelo), de depósitos colúvio-aluviais de segunda geração, com nível de paleossolo na base do afloramento. Corte em estrada secundária a partir da estrada de Queluz a Areias, local SQ-161.</u>	61
<u>Figura 31 - Corte na margem do Rio do Jacú mostrando forte imbricação dos seixos e com sentido de paleocorrente concordante com a atual, local SQ-100.</u>	61
<u>Figura 32 - Sedimentos arenosos com grânulos e pequenos seixos, apresentando estratos cruzados tabulares e acanalados, referentes aos depósitos aluviais de segunda geração. Corte na margem direita do Rio Sesmária, ao sul da Cidade de Resende, local SQ-032.</u>	62
<u>Figura 33 - Características gerais dos depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais da Aloformação Manso na região de Bananal. Corte nas proximidades da estrada de Bananal a Barra Mansa, no bairro Cotiara, Barra Mansa, local BA-08.</u>	63
<u>Figura 34 - Sedimentos colúvio-aluviais com provável nível de paleossolo próximo à base do pacote. Corte em estrada secundária a partir da estrada de Queluz a Areias, local SQ-161.</u>	64
<u>Figura 35 - Conceitação de diedros retos. A- Esquema de diedros retos em uma falha em bloco diagrama; o plano auxiliar é perpendicular à falha e à estria; B- projeção estereográfica; C- diedros retos para uma falha normal, D- diedros retos para uma falha reversa. Extraído de VICENTE <i>et al.</i> (1992), p.8.</u>	67
<u>Figura 36 - Princípio básico do método dos diedros retos. Extraído de ANGELIER & MECHLER (1977), p. 1311.</u>	68
<u>Figura 37 - Princípio básico do método de ARTHAUD (1969). A partir de 4 falhas (F1 a F4) e respectivas estrias (S1 a S4) são construídos 4 planos de movimentos (M1 a M4), ortogonais às falhas e contendo as respectivas estrias. Pelos pólos dos panos de movimento é traçada uma guirlanda, sendo o pólo desta uma das direções principais. Extraído de ARTHAUD (1969), p. 730.</u>	68
<u>Figura 38 - Pólos de planos de foliações em rochas do embasamento pré-cambriano. Diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, de referência, 122 dados.</u>	69
<u>Figura 39 - Diques básicos em rochas do embasamento pré-cambriano deslocados por falhas de direção NNE com movimentação transcorrente sinistral. Rochas aflorantes no leito do Rio Bonito, a norte da Cidade de Itatiaia, local SQ-037.</u>	71
<u>Figura 40 - Bloco de rochas do embasamento pré-cambriano cavalgado sobre sedimentos lamíticos pleistocênicos, Estrada das Estâncias, local SQ-046.</u>	71
<u>Figura 41 - Depósito coluvial de primeira geração afetado por família de juntas sbverticais, com direções ENE e WNW. Corte em estrada não pavimentada a NNW da Cidade de Silveiras, local SQ-196.</u>	72
<u>Figura 42 - Depósito coluvial da Aloformação Manso afetado por família de juntas subverticais, de direções NE e NW, na região de Bananal. Corte na estrada de Bananal a Rialto, local BA-01.</u>	73
<u>Figura 43 - Falhas de direção ENE e caráter normal, formadas a partir de extensão NNW-SSE, afetando rochas do embasamento pré-cambriano, local SQ-004, 4 dados. A- Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER 1977; C- dados tratados pelo método gráfico de ARTHAUD (1969).</u>	74

<u>Figura 44 - Falhas de direção ENE e caráter transcorrente sinistral, relacionadas ao binário transcorrente sinistral E-W, afetando rochas do Maciço Alcalino de Itatiaia, 7 dados, local SQ-039. A- Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER 1977.</u>	75
<u>Figura 45 - Falhas de direção NNW e caráter dextral normal, relacionadas ao binário transcorrente dextral E-W, afetando rochas do Maciço Alcalino de Itatiaia, local SQ-040, 7 dados. A- Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER 1977.</u>	75
<u>Figura 46 - Falhas de empurrão com direções predominantes NNW a NNE, relacionadas ao binário transcorrente dextral de direção E-W, colocando rochas do embasamento sobre sedimentos da Formação Resende, local SQ-023, 33 dados. A- Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977).</u>	76
<u>Figura 47 - Falhas de direção NNW e caráter normal, formadas a partir de extensão E-W, constituindo <i>graben</i> que embute lamitos pleistocênicos entre rochas do embasamento, local SQ-045, 6 dados. A- Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977); C- dados tratados pelo método de ARTHAUD (1969).</u>	77
<u>Figura 48 - Falhas de direção NE com caráter normal e sinistral, formadas a partir de extensão E-W, embutindo sedimentos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul entre rochas do embasamento, local SQ-047, 4 dados. A- Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER 1977; C- dados tratados pelo método gráfico de ARTHAUD (1969).</u>	78
<u>Figura 50 – Exemplos de juntas relacionadas à compressão de direção geral E-W e respectivas direções de esforços geradores. A) pólos de planos de juntas conjugadas afetando depósitos coluviais de segunda geração, local SQ-025, 30 dados; B) pólos de planos de juntas conjugadas afetando depósitos coluviais de primeira geração, locais SQ-071, SQ-073 e SQ-075, 34 dados; C) pólos de planos de juntas conjugadas afetando depósitos coluviais de primeira e segunda gerações, locais SQ-112 e SQ-117, 29 dados; D) pólos de planos de juntas conjugadas afetando depósitos coluviais de segunda geração, local SQ-161, 43 dados; E) pólos de planos de juntas conjugadas afetando depósitos coluviais de primeira e segunda gerações, locais SQ-171 e SQ-175, 34 dados; F) pólos de planos de juntas conjugadas afetando depósitos coluviais da Aloformação Manso, 100 dados. Todos os estereogramas foram confeccionados em diagrama Schimidt-Lambert, hemisfério inferior de referência; I.C.= intervalo de contorno das isolinhas, a partir do centro; as setas indicam a direção dos eixos de encurtamento.</u>	79
<u>Figura 51 - Coluna estratigráfica integrada das Bacias de Taubaté e Resende, com ênfase ao Quaternário e tectonismo associado na região de Cruzeiro - Itatiaia.</u>	81
<u>Figura 52 - Direção dos esforços obtidos, relacionados à extensão inicial NNW-SSE. 1- embasamento pré-cambriano; 2- rochas alcalinas (MPQ- Maciço de Passa-Quatro, MIT- Maciço de Itatiaia); 3- sedimentos da Formação Resende; 4- sedimentos quaternários; 5- falha, falha inferida; 6- principais localidades (IT- Itatiaia, CR- Cruzeiro); 7- Barragem do Funil; 8- Rio Paraíba do Sul; 9- direções de esforços extensivos.</u>	82
<u>Figura 53 - Direção dos esforços obtidos, relacionados à transcorrência sinistral, com compressão NE-SW e extensão NW-SE. 1- embasamento pré-cambriano; 2- rochas alcalinas (MPQ- Maciço de Passa-Quatro, MIT- Maciço de Itatiaia); 3- sedimentos da Formação Resende; 4- sedimentos quaternários; 5- falha, falha inferida; 6- principais localidades (IT-</u>	

<u>Itatiaia, CR- Cruzeiro); 7- Barragem do Funil; 8- Rio Paraíba do Sul; 9- direções de esforços compressivos</u>	85
<u>Figura 54 - Direção dos esforços obtidos, relacionados à transcorrência dextral, com compressão NW-SE e extensão NE-SW. 1- embasamento pré-cambriano; 2- rochas alcalinas (MPQ- Maciço de Passa-Quatro, MIT- Maciço de Itatiaia); 3- sedimentos da Formação Resende; 4- sedimentos quaternários; 5- falha, falha inferida; 6- principais localidades (IT- Itatiaia, CR- Cruzeiro); 7- Barragem do Funil; 8- Rio Paraíba do Sul; 9- direções de esforços compressivos.</u>	87
<u>Figura 55 - Depósitos de tálus afetados por falha de componente normal em corte vertical, com movimentação predominante dextral. Corte a noroeste da Cidade de Itatiaia na estrada que leva ao Parque Nacional do Itatiaia, local SQ-211.</u>	88
<u>Figura 56 - Direção dos esforços obtidos, relacionados à extensão de direção WNW-ESE. 1- embasamento pré-cambriano; 2- rochas alcalinas (MPQ- Maciço de Passa-Quatro, MIT- Maciço de Itatiaia); 3- sedimentos da Formação Resende; 4- sedimentos quaternários; 5- falha, falha inferida; 6- direções de esforços extensivos; 7- Barragem do Funil; 8- Rio Paraíba do Sul; 9- principais localidades (IT- Itatiaia, CR- Cruzeiro).</u>	90
<u>Figura 57 - Sedimentos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul, embutidos tectonicamente em rochas do embasamento pré-cambriano. Corte na rodovia BR-116, próxima à divisa interestadual SP/RJ, local SQ-047.</u>	91
<u>Figura 58 - Sedimentos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul, embutidos tectonicamente em rochas do embasamento pré-cambriano. Corte na estrada para Lavrinhas, local SQ-229.</u>	91
<u>Figura 59 - Vale de direção N-S com feição de escarpa de falha (facetado triangular) e morfologia de leques aluviais ainda preservados, ao sul da Cidade de Resende, local SQ-029.</u>	92
<u>Figura 60 - Conglomerados fluviais afetados por falhas normais, de direção ENE. Corte no Rio do Braço, local SQ-056.</u>	92
<u>Figura 61 - Sedimentos coluviais da Aloformação Manso em contato por falha normal com rochas do embasamento. Corte na estrada de Bananal a Rialto, local BA-03.</u>	93
<u>Figura 62 - Direção dos esforços obtidos, relacionados à compressão final de direção E-W (WNW-ESE). 1- embasamento pré-cambriano; 2- rochas alcalinas (MPQ- Maciço de Passa-Quatro, MIT- Maciço de Itatiaia); 3- sedimentos da Formação Resende; 4- sedimentos quaternários; 5- falha, falha inferida; 6- principais localidades (IT- Itatiaia, CR- Cruzeiro); 7- Barragem do Funil; 8- Rio Paraíba do Sul; 9- direções de esforços compressivos.</u>	94
<u>Figura 63 - Direção dos esforços obtidos, relacionados à extensão WNW-ESE e à compressão final de direção E-W (WNW-ESE) na região de Bananal. 1- drenagens; 2- principais localidades (AR- Arapeí, BA- Bananal, BM- Barra Mansa, RE- Resende, RI- Rialto); 3- estradas; 4- localidades com afloramentos descritos; 5- direções de esforços extensionais; 6- direções de esforços compressivos.</u>	95

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Produtos de sensores remotos utilizados.....	2
Tabela 2 - Parâmetros utilizados para confecção do mapa de gradientes hidráulicos.....	3
Tabela 3 - Parâmetros utilizados para confecção do mapa de superfícies de base.....	3

ANEXOS

Anexo A – Mapa geológico e neotectônico simplificado do Vale do Rio Paraíba do Sul – região localizada entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ).

Anexo B – Mapa de gradientes hidráulicos do Vale do Rio Paraíba do Sul – região localizada entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ).

Anexo C – Mapa de superfícies de base do Vale do Rio Paraíba do Sul – região localizada entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ).

Anexo D – Mapa de afloramentos decritos no Vale do Rio Paraíba do Sul – região localizada entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ).

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 GENERALIDADES

A ocorrência de terremotos de grande magnitude, mesmo em porções da crosta continental intraplaca, admitidas como estáveis, vem tornando crescente a preocupação no tocante à estabilidade geológica regional e suas implicações para a atividade humana, em especial a implantação de grandes obras de engenharia.

A incidência de abalos sísmicos em zonas sismogênicas como a do sudeste do Brasil, região de intensa ocupação, com numerosas instalações hidrelétricas e uma central nuclear, favoreceu o desenvolvimento de estudos visando o estabelecimento das relações entre a tectônica e a sismicidade.

Na porção leste do Estado de São Paulo, sul de Minas Gerais e oeste do Rio de Janeiro, levantamentos específicos foram realizados há cerca de 10 anos para as instalações da Usina de Angra dos Reis. Àquela época, as investigações não apontaram a existência de indícios de movimentos mais recentes do que 1,4-1,7 Ma (IPT 1983). Entretanto, a continuidade dos trabalhos (RICCOMINI 1989, RICCOMINI *et al.* 1989, 1991c, SAADI *et al.* 1991) permitiu a verificação de um número crescente de indicações de atividades dessa natureza. Em particular, para a área limítrofe dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, no âmbito da denominada Soleira de Queluz (FREITAS 1956), alto estrutural que separa as bacias de Resende e Taubaté, vêm sendo encontradas várias evidências de atividade tectônica recente.

Do ponto de vista científico, o interesse nessa área é crescente, desde a implantação da Barragem do Funil, nas proximidades da Bacia de Resende e da Usina de Angra dos Reis, na praia de Itaorna. Sendo assim, é de grande importância a análise estratigráfica, geomorfológica e estrutural dos depósitos quaternários da região, a fim de se estabelecer o quadro neotectônico local e regional.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área em questão situa-se geograficamente entre os paralelos 22°28'-22°21' e 22°43'-22°36' de latitude sul e os meridianos 45°-44°55' e 44°35'-44°30' de longitude oeste, perfazendo um total de aproximadamente 1.500 km² (Figura 1). Localizada no eixo Rio-São Paulo, abrange porções dos estados do Rio de Janeiro e São Paulo, além de um pequeno trecho de Minas Gerais. As localidades mais importantes da região são Cruzeiro, Queluz (SP), Engenheiro Passos e Itatiaia (RJ), situadas no Vale do Rio Paraíba do Sul. Ao norte encontra-se a Serra da Mantiqueira, onde estão

inseridos os maciços de Itatiaia e Passa-Quatro, a oeste ocorre a Bacia de Taubaté e a leste uma pequena porção da Bacia de Resende.

A principal via de acesso é a Rodovia Presidente Dutra (BR-116), que corta toda a área na direção NE a E-W, existindo ainda numerosas estradas secundárias, pavimentadas ou não, permitindo fácil acesso à área.

1.3 OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

O principal objetivo deste estudo é a definição e caracterização dos movimentos tectônicos ocorrentes a partir do Mioceno Superior na área em foco, aqui entendidos como movimentos neotectônicos. No Brasil, as pesquisas desta natureza vêm sendo ainda executadas de forma limitada, visando, sobretudo, a caracterização preliminar da estabilidade geológica de determinadas regiões.

O estudo com as características assim propostas adquire importância para a implantação de obras de engenharia, tendo-se em mente os riscos geológicos envolvidos, em especial para os aglomerados urbanos da região.

Na área estão localizadas grandes obras, como o Reservatório do Funil, contemplando um dique de terra e barragem de concreto em duplo arco, construída na década de 60, onde deve ser cuidadosamente considerada a segurança da população no trecho do Rio Paraíba do Sul, a jusante da barragem. Está também instalada a Fábrica de Elementos Combustíveis (FEC), na localidade de Engenheiro Passos, onde a possibilidade de contaminação dos aquíferos em zonas fraturadas constitui aspecto merecedor dos devidos cuidados. Ademais, outro fator relevante, é a localização da Usina Nuclear de Angra dos Reis, que deve satisfazer as condições do *U.S. Regulatory Guide* formulado em 1979, pelo qual as centrais nucleares devem estar situadas em regiões sem movimentações tectônicas recentes (dentro do limite de detecção pelo método C14, aproximadamente 30.000 anos) ou recorrentes (nos últimos 500.000 anos) em uma área de 320 km de raio.

Pretende-se ainda, com o desenvolvimento dos estudos, caracterizar-se a relação das estruturas recentes, seus condicionantes estruturais mais antigos, reativações sucessivas, bem como os registros sedimentares associados.

Deve ser ressaltado que os registros históricos da região, com menos de 500 anos, são demasiadamente recentes para a caracterização da sismicidade regional. Este trabalho pretende, assim, colaborar no conhecimento destes possíveis eventos, através da descrição e interpretação dos registros geológicos, únicos preservados, em uma região de sismicidade histórica pouco conhecida.

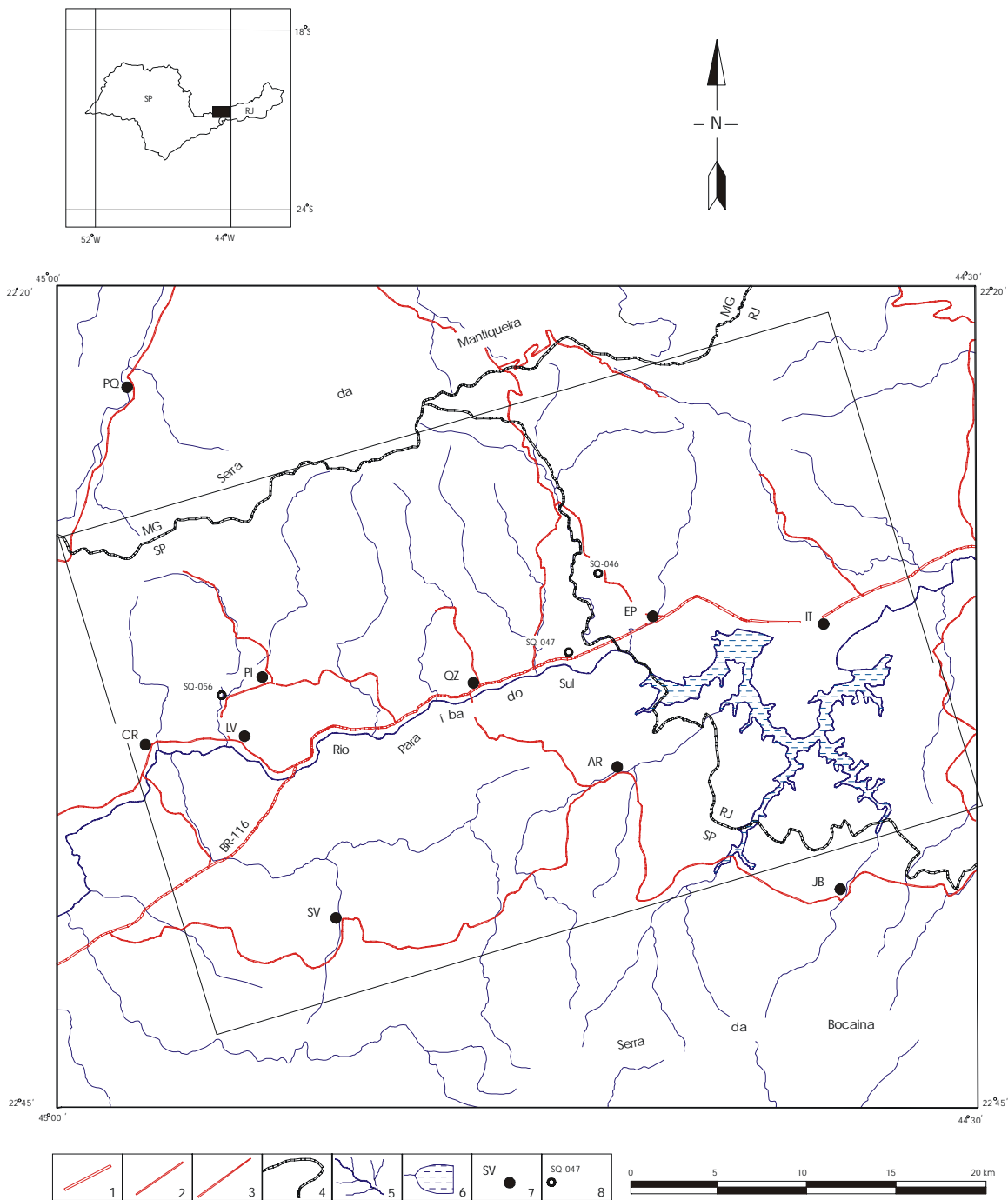


Figura 1 - Localização e principais vias de acesso da área de estudos. 1) auto-estrada; 2) estrada pavimentada; 3) estrada não pavimentada; 4) divisa de estado; 5) drenagens principais; 6) reservatório do Funil; 7) principais localidades: AS- Areias, CR- Cruzeiro, EP- Engenheiro Passos, IT- Itatiaia, LV- Lavrinhas, PI- Pinheiros, PQ- Passa Quatro, JB- São José do Barreiro, SV- Silveiras; 8) principais afloramentos.

1.4 AGRADECIMENTOS

Várias pessoas e entidades contribuíram de alguma forma para que este trabalho pudesse ser concluído. Gostaria, desta forma, de manifestar aqui os meus agradecimentos.

Inicialmente agradeço ao Prof. Dr. Claudio Riccomini do DPE/IGUSP pelo paciente trabalho de orientação e pelo estímulo dispensado em todas as etapas deste estudo.

Ao geólogo Fernando Mancini, pós-graduando do DPE/IGUSP, agradeço pelo companheirismo e sugestões apresentadas em diversas ocasiões, bem como pelo acompanhamento em várias etapas de campo.

Ao geólogo Claudio Limeira de Mello da UFRJ pelas sugestões e discussões levantadas, bem como pela oportunidade do estudo da área de Bananal.

À geóloga Lucy G. Sant'Anna, pela amizade e auxílio nos momentos mais diversos deste trabalho.

À Liliana S. Osaka, na época aluna de graduação em geologia do IGUSP, pelo apoio nos trabalhos de campo.

Ao Prof. Dr. Thomas R. Fairchild pela leitura do *Abstract*.

Aos colegas Rita, Claudia, Paulo de Souza, Sandra, Ana, Paulo Boggiani e Harmi, pela amizade, convívio e apoio durante o curso de pós-graduação.

Gostaria ainda de manifestar meus agradecimentos ao Prof. Dr. Paulo M. B. Landim, do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio-Ambiente do IGCE/UNESP, pela permissão para a utilização do programa Surfer na confecção dos mapas morfométricos.

Aos funcionários do IGUSP, especialmente aos da Gráfica e Biblioteca, pelos serviços prestados.

Ao IGUSP, à Comissão de Pós-Graduação e à Coordenação do Programa de Geologia Sedimentar, pelo custeio da impressão e parte dos volumes finais da dissertação e pelo apoio institucional.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, pela concessão de bolsas de mestrado, auxílio à pesquisa e auxílio para impressão da dissertação.

Finalmente gostaria de agradecer aos meus pais, Ramiro e Maria Emília, responsáveis pela formação que tenho hoje, pelo infinito apoio, compreensão e carinho dedicados.

CAPÍTULO 2

FONTES DE INFORMAÇÃO E MÉTODOS EMPREGADOS

2.1 GENERALIDADES

Os métodos adotados neste estudo estão baseados, principalmente, na análise geomorfológica e estrutural.

Para o estudo geomorfológico foram utilizados métodos de análise de mapas morfométricos, como o de superfícies de base de FILOSOFOV (1960 *apud* JAIM 1980) e o de gradientes hidráulicos, segundo RODRIGUEZ (1993). Na caracterização da tectônica rúptil, foram analisados mapas de lineamentos extraídos de imagens de satélite e radar, bem como dados estruturais coletados em campo, tanto em rochas do embasamento como em sedimentos terciários e quaternários.

As etapas realizadas no decorrer deste estudo estão descritas a seguir, sendo que a cronologia destas não obedeceu rigidamente a seqüência apresentada, ocorrendo, muitas vezes, a reavaliação de etapas anteriormente executadas.

2.2 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO, CARTOGRÁFICO E FOTOGEOLÓGICO

Nesta etapa inicial foi pesquisada e analisada a documentação bibliográfica e cartográfica disponível, visando a obtenção de dados prévios da literatura, com o objetivo de efetuar-se um levantamento dos estudos realizados a nível regional e local, bem como dos resultados anteriormente obtidos.

Este levantamento foi executado em duas etapas principais, compreendendo a revisão temática de assuntos fundamentais de interesse ao projeto e a revisão dos trabalhos realizados a respeito do contexto geológico regional e local da área onde está inserido este estudo.

Na elaboração do mapa geológico compilado, apresentado na Anexo A, foram empregados os seguintes documentos cartográficos (Figura 2):

a. Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, na escala 1:400.000, elaborado pelo Departamento de Recursos Minerais (DRM-RJ) em 1974, abrangendo a porção da área de estudos equivalente ao Estado do Rio de Janeiro;

b. Mapa Geológico do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, na escala 1:250.000, elaborado por RICCOMINI (1989), cobrindo toda a área de estudos;

c. Mapa geológico, na escala 1:100.000, confeccionado pelo IPT (1977), abrangendo a porção da área de estudos equivalente ao Estado de São Paulo;

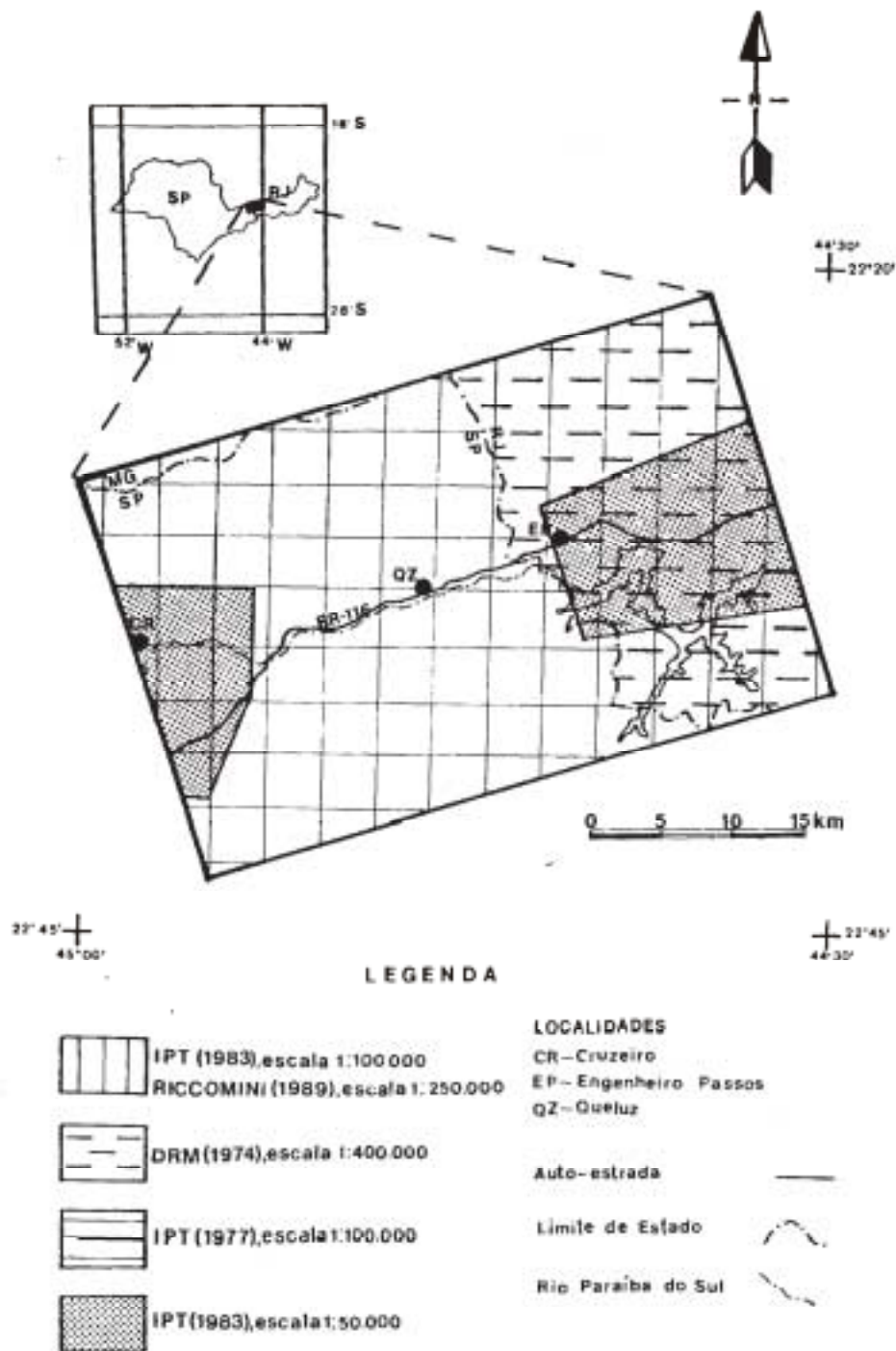


Figura 2 - Principal documentação cartográfica utilizada.

2. d. Mapa geológico, na escala 1:100.000, elaborado pelo IPT (1983), cobrindo toda a área de estudos;
 e. Mapas geológicos, na escala 1:50.000, confeccionados pelo IPT (1983), de porções compreendendo o extremo leste da Bacia de Taubaté (SP) e oeste da Bacia de Resende (RJ).

Como mapas base foram utilizadas as folhas topográficas de Passa-Quatro, Agulhas Negras, Cruzeiro e São José do Barreiro, na escala 1:50.000, produzidas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, em 1974, e Folha Volta Redonda, na escala 1:250.000, confeccionada também pelo IBGE, em 1976.

Para a análise fotogeológica foram utilizadas fotografias aéreas, em preto e branco, na escala 1:25.000, obtidas pela Terra Foto S.A. e Secretaria da Agricultura, em 1973. Nesta fase, foram extraídas das fotos aéreas, em papel *ultraphan*, as unidades presumivelmente quaternárias, sendo compilado um mapa preliminar destes depósitos para posterior seleção de áreas mais propícias à análise de campo, onde fosse mais provável a observação das relações entre os depósitos e as estruturas que os afetam e a coleta de dados estruturais. Este mapa foi utilizado ainda como complementação ao mapa geológico compilado.

2.3 ANÁLISE MORFOESTRUTURAL EM PRODUTOS DE SENSORES REMOTOS

Nesta etapa de trabalho, foram compilados os dados obtidos por FRANCHITTO (1987), na escala 1:250.000, extraídos de imagens *Thematic Mapper* (TM) e *Multispectral Scanner System* (MSS), do satélite da série LANDSAT e de imagens *Side Looking Airborne Radar* (SLAR), obtidas pelo Projeto RADAMBRASIL. Este dados foram complementados com análise de imagem do sensor MSS, com extração de lineamentos segundo o método proposto por LIU (1987). Este mapa foi compilado e complementado na escala 1:250.000 (Figura 3).

Os dados foram combinados de várias imagens, com diferentes datas de passagens, a fim de minimizar o efeito da variação dos ângulos de elevação e azimute solar sobre a discriminação das feições do relevo. Estes parâmetros podem ser verificados na Tabela 1.

2.4 ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS

2.4.1 Análise de gradientes hidráulicos

Nesta etapa do trabalho foi confeccionado um mapa de gradientes hidráulicos visando a separação de blocos com características hidráulicas distintas, as quais refletem prováveis diferenças estruturais, segundo o proposto por RODRIGUEZ (1993).

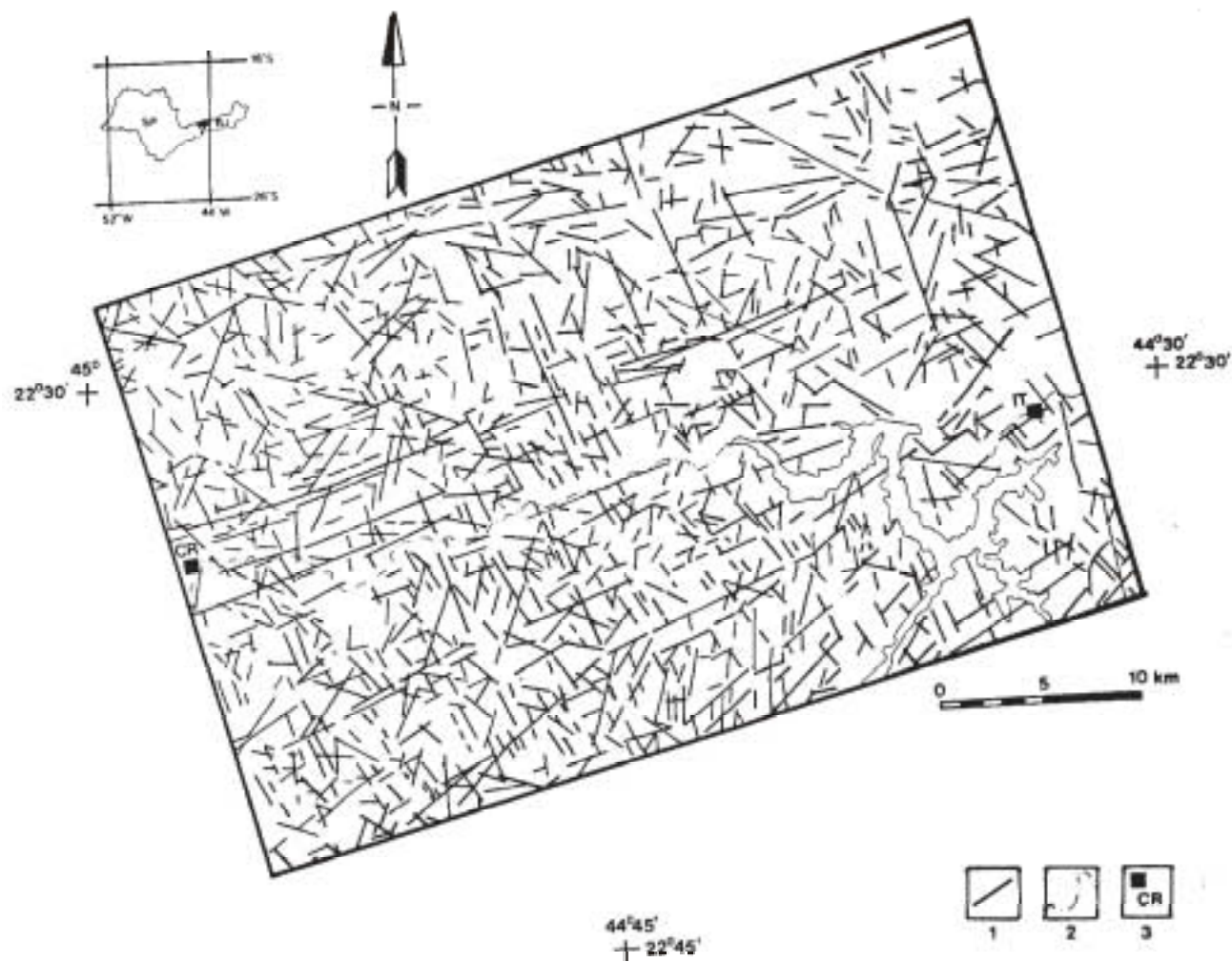


Figura 3 - Mapa de lineamentos extraídos de produtos de sensores remotos. Compilado de FRANCHITTO (1987) e complementado neste estudo. 1- Lineamentos extraídos de produtos de sensores remotos; 2- Rio Paraíba do Sul; 3- principais localidades (CR- Cruzeiro, IT- Itatiaia).

Tipo de produto	Dia de passagem	Órbita	Banda	Elevação solar	Azimute solar
TM/LANDSAT (★)	22/06/1984	218/ponto 76	4	30°	42°
MSS/LANDSAT (★)	25/06/1976	150/ponto 28	7	22°	49°
MSS/LANDSAT (★)	31/01/1978	150/ponto 28	7	41°	93°
MSS/LANDSAT	09/09/1977	150/ponto 28	7	36°	64°
Mosaico de imagens SLAR, obtida pelo Projeto RADAMBRASIL, com direção de iluminação E-W (★)					
(★) Dados extraídos de FRANCHITTO (1987)					

Tabela 1 - Produtos de sensores remotos utilizados.

Para tanto, foram empregadas como mapas base as folhas topográficas de Cruzeiro, Agulhas Negras, São José do Barreiro e Passa-Quatro, na escala 1:50.000, do IBGE, onde, ao ponto médio de cada drenagem de segunda ordem (segundo a concepção de STRAHLER 1952), foi atribuído o valor do gradiente hidráulico encontrado. Este valor é calculado pela razão entre a diferença de altitude da cabeceira para a foz da drenagem e a respectiva distância, multiplicado por 100 (artifício utilizado para o manuseio com números inteiros):

$$g = (h_1 - h_2 / d) * 100$$

onde: g = gradiente hidráulico; h₁ = altitude da cabeceira; h₂ = altitude da foz e d = distância da cabeceira à foz.

Atribuídos às porções médias de cada drenagem, estes valores foram "amarrados" a um sistema cartesiano de coordenadas, sendo, então, confeccionado um mapa de isovalores.

Para a elaboração deste mapa, utilizou-se o programa SURFER (*Golden Software*) do IGCE/UNESP, com dados interpolados pelo Método do Inverso do Quadrado da Distância (IQD). O mapa de gradientes hidráulicos foi elaborado na escala 1:100.000 (Anexo B). Os parâmetros utilizados estão relacionados na Tabela 2.

Número de pontos utilizados: 707
Método: Inverso do Quadrado da Distância (IQD)
Malha utilizada: 5 X 5 km
Malha de pontos interpolados: 18 X 12
Raio de abrangência: 3,53 km
Número de pontos próximos: 2
Escala final: 1:100.000

Tabela 2 - Parâmetros utilizados para confecção do mapa de gradientes hidráulicos.

2.4.2 Análise de relevo pelo método de superfícies de base

Nesta etapa do trabalho, foi confeccionado o mapa de superfícies de base, segundo o conceito de FILOSOFOV (1960 *apud* JAIM 1980), com base em mapas topográficos em escala 1:50.000, a fim de se identificar acentuações de contraste de relevo, ocorrentes em áreas de presumível atividade tectônica recente.

Foram assinalados, para cada drenagem de segunda ordem (segundo a concepção de STRAHLER 1952), os pontos de intersecção dos talwegues (de vales) com as curvas de nível do relevo. Estes pontos foram "amarrados" a um sistema cartesiano de coordenadas e unidos por meio de isolinhas (curvas de superfícies de base), utilizando-se, para isto, novamente o programa SURFER, com dados interpolados pelo método do IQD. O mapa de superfícies de base foi confeccionado na escala 1:100.000 (Anexo C). Os parâmetros utilizados constam da Tabela 3.

Tanto o mapa de superfícies de base como o mapa de gradientes hidráulicos foram posteriormente analisadas em conjunto com o mapa de lineamentos, para a verificação de prováveis direções principais, controlando as isolinhas dos mapas morfométricos, que presumivelmente refletem estruturas geológicas.

Número de pontos utilizados: 3420
Método: Inverso do Quadrado da Distância (IQD)
Malha utilizada: 5 X 5 km
Malha de pontos interpolados: 18 X 12
Raio de abrangência: 3,53 km
Número de pontos próximos: 2
Escala final: 1:100.000

Tabela 3 - Parâmetros utilizados para confecção do mapa de superfícies de base.

2.5 LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram realizados, tendo como mapas base as folhas topográficas de Cruzeiro, São José de Barreiro, Agulhas Negras e Passa-Quatro, de 1974, na escala 1:50.000, e a folha topográfica de Volta Redonda, de 1976, na escala 1:250.000, todas elaboradas pelo IBGE.

Os levantamentos de campo foram também amparados na análise de fotografias aéreas em preto e branco, na escala 1:25.000, levantadas pela Terra Foto S.A. e Secretaria da Agricultura, entre julho e agosto de 1973.

As atividades de campo compreenderam:

a. reconhecimento local e regional de rochas e estruturas do embasamento, de sedimentos das bacias terciárias e de depósitos quaternários;

b. reconhecimento geomorfológico regional e local, com ênfase à morfologia dos depósitos quaternários;

c. observação, descrição e caracterização de litologias e estruturas dos sedimentos quaternários;

d. observação e cadastramento de dados estruturais no embasamento pré-cenozóico, sedimentos terciários e depósitos quaternários, tais como falhas, juntas e lineações diversas, bem como uma tentativa preliminar de hierarquização da cronologia relativa destas estruturas.

O levantamento de campo foi realizado após a preparação dos mapas geomorfológicos, fotogeológico, de lineamentos e geológico compilado, onde, pelo cruzamento destes, foram selecionadas áreas de maior probabilidade de ocorrência de depósitos e de estruturas neotectônicas e com maior possibilidade de preservação destes registros.

2.6 TRABALHOS DE GABINETE

Os trabalhos de gabinete compreenderam:

a. Análise e interpretação dos mapas morfométricos, confeccionados pelos métodos de gradiente hidráulico e superfícies de base, onde foram destacadas áreas anômalas, correlacionando-as ao mapa de lineamentos, mapa geológico e ao mapa morfoestrutural confeccionado por SILVA *et al.* (no prelo);

b. análise dos dados litológicos e geomorfológicos obtidos no campo a respeito dos depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais, numa tentativa de definição do quadro estratigráfico geral do Quaternário na área;

c. análise de dados estruturais obtidos nas fases de levantamento de campo, utilizando métodos gráficos tradicionais, como os de ARTHAUD (1969) e ANGELIER & MECHLER (1977) através do programa TRADE, desenvolvido pelo IPT, a fim da identificação e hierarquização de mudanças no campo de *stresses* durante o Quaternário;

d. integração dos dados, confecção do mapa geológico-estrutural final e elaboração desta dissertação.

CAPÍTULO 3

NEOTECTÔNICA E SISMICIDADE INTRAPLACA

3.1 GENERALIDADES

O conceito de neotectônica sofreu várias mudanças desde seu surgimento e as discussões quanto à sua localização no tempo e espaço prosseguem até os dias atuais. Os estudos do tectonismo recente, ou neotectônica, estão estreitamente relacionados com os estudos de sismicidade, sendo difícil sua desvinculação. A relação entre eles pode ser tida como de efeito e causa, sendo, entretanto, poucos os trabalhos que tratam estes dois aspectos conjuntamente no Brasil. Considerou-se de particular relevância, para o estudo ora proposto, uma revisão temática dos conceitos inerentes à neotectônica e sismicidade.

3.2 NEOTECTÔNICA: HISTÓRICO E EVOLUÇÃO DO TERMO

Segundo GERBOVA & TIKHOMIROV (1982) a neotectônica vêm sendo tema de estudos desde o século XIX, quando pesquisadores russos como I.D. Sokolov, em 1839, e G.E. Schurovsky, em 1865, notaram que a reorganização da crosta da Terra aconteceu não só no tempo passado, como se acreditava naquela época, mas ocorreria também no tempo presente. Surgiram então os primeiros métodos de reconhecimento de movimentos neotectônicos, relacionando-os a mudanças e geração de novas formas na paisagem geomorfológica. Foram de grande importância para o desenvolvimento desta fase inicial dos estudos os trabalhos de W.M. Davis em 1899, A. Penck em 1924 e G.F. Mirchink em 1929, entre outros.

O reconhecimento da importância dos processos geológicos atualmente ativos levou OBRUCHEV (1948) a propor um novo ramo das Geociências, introduzindo para ele o termo *Neotectônica*, a fim de 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". O trabalho deste autor, juntamente com o de outros pesquisadores da escola soviética, como os de I.D. Nikolaev, em 1949, e Y.A. Mescherikov, em 1965, tiveram grande importância na fase inicial do desenvolvimento da neotectônica. SCHULTZ (1939 *apud* MESCHERIKOV 1968) e WEGMAN (1955) introduziram tentativamente os termos *newest tectonic* (tectônica mais jovem) e *lebendige tektonik* (tectônica viva), respectivamente.

Em 1960, um mapa sumário da neotectônica da antiga URSS foi publicado na escala 1:5.000.000 (eds. N.I. Nikolaev e S.S. Schultz). Este caracterizava

quantitativamente as amplitudes de soerguimentos e depressões crustais durante o Neógeno-Quaternário. Com a compilação deste mapa, foi aceito pela maior parte dos pesquisadores que o início do estágio neotectônico teria ocorrido no Mioceno, ou seja, a partir do limite entre o Paleógeno e o Neógeno.

Desde então, inúmeras modificações foram realizadas por diversos autores, diferindo entre si, geralmente, no tempo e no espaço, sempre em busca de uma definição mais apropriada para o termo (e.g. NIKOLAEV 1962 *apud* NIKOLAEV 1974, MERCIER 1976, ANGELIER 1976, BLOOM 1978 *apud* PAVLIDES 1989, JAIM 1980, SENGÖR 1982 *apud* SENGÖR *et al.* 1985, HANCOCK & WILLIAMS 1986, PAVLIDES 1989 e MÖRNER 1989a,b).

Segundo NIKOLAEV (1962 *apud* NIKOLAEV 1974) a neotectônica seria um ramo das ciências geológicas abrangendo os processos tectônicos ocorrentes durante o Cenozóico Superior (Neógeno-Quaternário), que teriam reativado formas estruturais antigas ou criado formas novas. Estas formas teriam uma expressão evidente, parcial ou encoberta, no relevo da superfície da Terra.

MERCIER (1976) considerou a neotectônica como sendo o elo entre fenômenos tectônicos ativos e geológicos. O estudo destes fenômenos, segundo este autor, permitiria uma análise mais precisa da deformação e sua cronologia, sendo esta muito mais refinada do que as utilizadas para orogenias antigas.

ANGELIER (1976) definiu neotectônica como sendo o período no qual poder-se-ia extrapolar observações geofísicas à luz de dados geológicos.

Outra definição foi a utilizada por JAIM (1980), que considerou como movimentos contemporâneos os ocorrentes na crosta terrestre, que se manifestavam no tempo histórico, estando em atividade até o presente e passíveis de observações imediatas, incluindo as instrumentais. Segundo este autor, seria cômodo denominar movimentos contemporâneos os dos últimos seis mil anos, durante os quais o nível oceânico se estabeleceu após o último período glacial (*Würm*). Neste trabalho o autor distinguiu ainda os movimentos jovens (incluídos no Holoceno) e os novíssimos (atuais), considerando os movimentos do Neógeno e Quaternário como causadores do modelado do relevo atual.

SENGÖR (1982 *apud* SENGÖR *et al.* 1985) definiu o período neotectônico, em uma região de interesse, como sendo o tempo decorrido desde a última reorganização tectônica principal de escala regional.

Segundo HANCOCK (1986 *in* HANCOCK & WILLIAMS 1986) seria inútil a seleção de uma data arbitrária para o início da fase neotectônica (Neógeno ou Quaternário), aplicada globalmente para o período no qual estruturas neotectônicas teriam se formado. Este autor propôs, como alternativa, a idéia de que, para uma dada região, a fase neotectônica poderia ser considerada iniciada quando a configuração

atual dos limites de placas e movimentações relevantes fossem estabelecidas. BLENKINSOP (1986 *in* HANCOCK & WILLIAMS 1986) modificou a proposta deste último autor, definindo o início da fase neotectônica pelo estabelecimento dos campos de *stresses* contemporâneos de uma região, permitindo ao geólogo a comparação regional de direções significativas de compressões e extensões horizontais, inferidas das estruturas comprovadamente ativas durante um tempo apropriado, como as determinadas por medidas *in situ* ou por soluções de planos de falhas.

PAVLIDES (1989) discutiu e sintetizou as idéias de vários autores revisados, concluindo que o início do período neotectônico não possuiria um valor global, dependendo das características individuais de cada meio geológico. Este autor definiu o termo neotectônica como o estudo de eventos tectônicos jovens, os quais ocorreram após a orogenia final da região ou, mais precisamente, após a última reorganização tectônica significativa.

O conceito admitido para fins deste estudo é o proposto pela Comissão de Neotectônica da INQUA (*International Union for Quaternary Research*) (e.g. MÖRNER 1989a), que refere-se à neotectônica como "qualquer movimento da Terra ou deformação do nível de referência geodésico, seus mecanismos, sua origem (não importando o quão antiga esta seja), suas implicações práticas e suas extrapolações futuras". De acordo com este conceito, neotectônica não possuiria vínculo cronológico, incluindo toda a escala de tempo dos movimentos, desde os instantâneos (sismos), até 10^7 anos, caso necessário para permitir o entendimento da origem do movimento registrado.

Para MÖRNER (1989b) o conceito de neotectonismo denota todos os tipos de movimentos crustais verticais e horizontais (sismotectônicos, interação de placas, orogênese, subsidência de bacias, processos isostáticos, etc.) durante um longo período de tempo. Este período pode incluir os últimos 2,5 Ma (quando uma reorganização geral dos regimes tectônicos parece ter ocorrido), ou até os últimos 38 Ma (quando uma reorganização considerável da tectônica global parece ter ocorrido). Foi então introduzido o termo "tectônica ativa", que tem sido aplicado estritamente a eventos neotectônicos ocorridos num passado próximo, sem margem inferior fixa, que difere de lugar para lugar. O enfoque seria dado às feições e eventos que poderiam sugerir algo a respeito das atividades tectônicas num futuro próximo.

3.3 MÉTODOS DE ANÁLISE NEOTECTÔNICA

Os métodos de análise neotectônica são baseados em estudos de morfologia, análises de depósitos sedimentares e estruturas neogênico-quadernárias, na correlação de eventos em diferentes regiões, no estudo de deformações,

deslocamentos e *stresses*, bem como na análise das possíveis causas da tectogênese (TRIFONOV 1989). Para tanto, além dos métodos tradicionais de pesquisa geológica, é necessário a combinação de outros métodos, estes baseados em história, física, química e geografia.

Métodos histórico-arqueológicos tem sido empregados nos estudos de oscilações do nível marinho. Em algumas localidades, como na baía de Sujumi (na antiga URSS), são observadas construções antigas afogadas pelas águas do mar. No Golfo de Fos, próximo a Marselha (França), foram encontrados restos de uma cidade romana a seis metros abaixo do nível do mar. Por outro lado, as ruínas da cidade e do porto fenício de Utica, próximo ao mar Mediterrâneo, encontram-se hoje a mais de 12 km da linha de costa (JAIM 1980).

Instrumentos bastante sofisticados tem sido atualmente empregados para medidas de oscilação do nível de água dos oceanos, como os marégrafos. Com os registros destes instrumentos são construídos mapas de velocidades médias dos movimentos verticais ao longo das costas.

A geologia estrutural tradicional, em conjunto com estudos de imagens de sensoriamento remoto e geomorfológicos, são ferramentas indispensáveis, visto que, em áreas de atividade neotectônica, as formas de relevo são basicamente construídas em função das estruturas recentes. Manifestações geológicas da tectônica ativa quaternária incluem distúrbios que podem ser vistos em perfis longitudinais em terraços de rios, razão diferenciada de dissecação por erosão, escorregamentos e oscilações do nível de base erosivo, entre outros.

Estes estudos baseiam-se na confecção de mapas morfométricos (e.g. Filosofov 1960 *apud* JAIM 1980, DEFFONTAINES 1989, 1991, KRAWCZYK & ZUCHIEWICZ 1989 e ZUCHIEWICZ 1991), utilizando, para tanto, cartografia qualitativa, com compilação de mapas de relevo, densidade de drenagens, gradientes hidráulicos, níveis de topo e base, curvas de nível, bem como a análise de perfis de drenagem e métodos de hierarquização e evolução.

Para estudos em níveis mais profundos da litosfera as bases são, geralmente, os métodos geofísicos, como os gravimétricos, magnetométricos, sísmicos de refração e, particularmente, os sismológicos. Para estes últimos, é de grande importância a definição de campos de *stresses* na litosfera, por meio de medidas de *stresses in-situ*. Para tanto utilizam-se análises de *breakouts* de furos de sondagens (e.g. BLÜMLING *et al.* 1983), análises de mecanismos focais de terremotos (e.g. VASSEUR *et al.* 1983) e análises de fraturamento hidráulico (e.g. HICKMAN & ZOBACK 1983).

Estudos sedimentológicos são também importantes em análises neotectônicas, principalmente na definição da estratigrafia, litologia, formas e relações

entre corpos. Atualmente, grandes progressos têm ocorrido nessa área, a medida em que se associam estruturas, antes mal conhecidas, à ocorrência de sismos, como por exemplo, estruturas de liqüefação de areias, solos e sedimentos e injeções de diques clásticos induzidas por abalos sísmicos.

No Japão, a abertura de trincheiras, seccionando falhas ativas, tem permitido a obtenção dos intervalos de recorrência dos falhamentos no Quaternário, bem como o tempo decorrido desde os últimos eventos (MATSUDA & KINUGASA 1991).

3.4 SISMICIDADE INTRAPLACA

BRADY (1975) relacionou atividade sísmica, direta ou indiretamente, a zonas fraturadas da crosta, onde as tensões conseguem vencer a resistência das descontinuidades. A sismicidade é explicada em termos de deformação elástica que, em levando à ruptura, acarreta imediato recuo, sendo a energia liberada em ondas sísmicas a partir da falha (foco) (HASUI 1979).

SYKES (1978) realizou um estudo global de sismicidade intraplaca em áreas continentais abrangendo o leste e centro da América do Norte, África, Austrália, Brasil, Groenlândia, Antártica, Noruega, Índia e adjacências às margens do Mar Vermelho e Golfo de Aden. Comparando as ocorrências nestes locais, o autor tece várias considerações, entre elas a de que a sismicidade não parece ser distribuída aleatoriamente, mas tende a se concentrar próxima às zonas terminais de falhas transformantes oceânicas principais, ao longo de zonas preexistentes de deformação ou ao longo de antigos cinturões dobrados dentro da litosfera espessada dos continentes. Estas falhas preexistentes se colocam, geralmente, paralela ou transversalmente às margens continentais atuais e foram reativadas durante estágios precoces da fragmentação continental. A atividade sísmica também é relativamente alta ao longo de cinturões de magmatismo alcalino recente, provavelmente *rifts* não evoluídos para bacias oceânicas (braços abortados).

As teorias mais simples sobre tectônica de placas assumem uma quase total, ou mesmo total, ausência de sismicidade natural no interior das placas. É verdade que esta sismicidade é de pequeno valor quando comparada com a existente nas bordas de placas onde se concentram as deformações, metamorfismo, magmatismo e deslocamentos associados a orogenias. Contudo, é notória a ocorrência de fortes e desastrosos terremotos em áreas bastante distantes de bordas de placas, classificados como fenômenos intraplaca (SYKES 1978).

3.5 SISMICIDADE E NEOTECTÔNICA NO BRASIL

O Brasil se situa na porção central da Placa Sul-Americana, bastante distante das margens ativas desta, onde, a oeste se dá a subducção da Placa de Nazca e se eleva a Cadeia Andina e a leste ocorre a expansão do assoalho oceânico na Cadeia Meso- Atlântica. Levando-se em conta sua enorme extensão territorial, é um dos países sísmicamente mais estáveis do mundo (ASSUMPÇÃO *et al.* 1979). Por esta posição intraplaca, o Brasil era considerado, até há pouco tempo atrás, como praticamente assísmico, sendo a pequena atividade ocorrente considerada de importância secundária.

Os principais registros de sismos ocorridos no Brasil remontam ao século XVI, fazendo parte de relatos, por vezes duvidosos. A partir do século XIX são diversos os registros em revistas e jornais da época que descreviam a ocorrência de abalos no Brasil. O primeiro trabalho de cunho científico foi o de CAPANEMA (1859), que realizou uma tentativa de caracterização dos abalos ocorridos no país. A partir daí, diversos autores publicaram trabalhos a respeito da sismicidade no país (*e.g.* GAMA 1910, BRANNER 1910, 1920, FREITAS 1951 e STERNBERG 1953), tratando, geralmente, de compilações de relatos de revistas e jornais, sem interpretações tectônicas, sendo os tentativamente interpretativos pouco conclusivos.

Os primeiros trabalhos a tentarem definir a distribuição espacial de ocorrências de sismos foram o de BRANNER (1920), o de MALAMPHY & ODDONE (1937), onde foi estimado o nível de sismicidade na área de Bom Sucesso (MG) e, mais tarde, o de STERNBERG (1953), que pesquisou a sismicidade e morfologia da região Amazônica, relacionando o padrão de forma de drenagens à tectônica atual.

BJÖRNBERG *et al.* (1965, 1971), em estudos no Estado de São Paulo, determinaram deslocamentos verticais modernos por meio de análises geomorfológicas e sedimentológicas, concluindo, no último trabalho, pela existência de tectonismo recente, devido ao adernamento das coberturas sedimentares modernas.

A partir da década de 70, a preocupação com estudos sísmicos tornou-se crescente, provocado pela implantação de grandes e numerosas obras de engenharia como usinas hidrelétricas e nucleares, as quais requerem condições especiais de estabilidade para sua segurança operacional, devendo o risco sísmico ser considerado e tratado quantitativamente. Estes estudos se firmaram com diversos trabalhos a respeito de estabilidade regional, relacionando a geologia e estruturas tectônicas presentes à ocorrência de sismos (*e.g.* HABERLEHNER 1978, LIU 1978, HASUI & PONÇANO 1978a, SADOWSKI *et al.* 1978, HASUI 1979, BJORNBERG *et al.* 1979 e ASSUMPÇÃO *et al.* 1980, MIOTO & HASUI 1982 e HASUI 1990).

HASUI & PONÇANO (1978a) interpretando áreas de incidências de sismos, relacionaram áreas de fraqueza permanente (geossuturas), com a causa da sismicidade natural do Brasil (Figura 4). HABERLEHNER (1978) apresenta o primeiro mapa sismotectônico do Brasil com o objetivo principal de avaliar o grau de risco sísmico nas diversas regiões do país. Este autor verifica a concentração da atividade sísmica em dez áreas distintas, com sismicidade e características geológicas e estruturais em comum, denominando-as de províncias sismotectônicas.

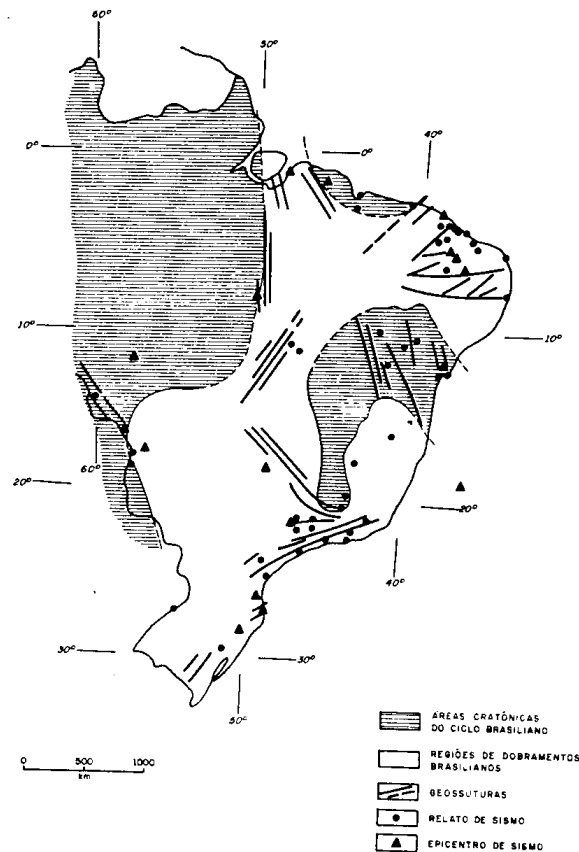


Figura 4 - Localização de sismos e epicentros no Brasil, relacionados a geossuturas. Extraído de HASUI & PONÇANO (1978a), p.338.

SADOWSKI *et al.* (1978) caracterizaram as províncias sísmicas do Nordeste e do Sudeste em função das maiores intensidades e ocorrências de sismos.

BERROCAL *et al.* (1984) analisaram uma extensa listagem de sismos ocorridos no Brasil, caracterizando as principais regiões sísmicas do país, numa tentativa de associá-las às principais unidades geotectônicas e esboçando uma regionalização sismotectônica preliminar. A partir deste mapa, HASUI (1990) traçou

áreas limitadas onde estas manifestações ocorriam preferencialmente, demarcando zonas sismogênicas e relacionando-as a domínios por onde passam cinturões de cisalhamentos e suturas associadas e a domínios de paleojunções tríplexes (Figura 5). MIOTO (1993) identifica 23 zonas sismogênicas e assinala outras 3 prováveis.

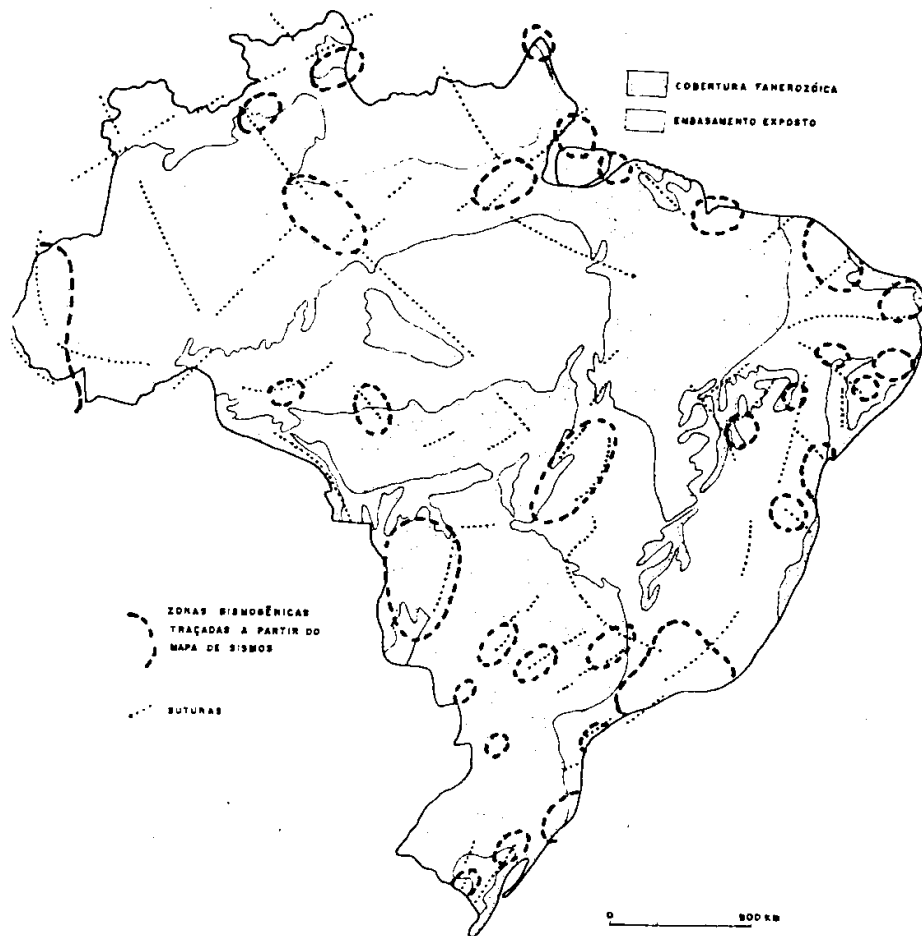


Figura 5 - Zonas sismogênicas do Brasil. Extraído de HASUI (1990), p. 31.

HASUI (1990) discutiu o termo neotectônica, colocando para o caso de Brasil duas alternativas a respeito da questão de tempo: a inclusão de todos os processos que culminaram com a abertura do Atlântico até a situação atual (remontando ao Triássico ou mesmo Permiano), ou a inclusão apenas dos processos relacionados com a deriva do continente sul americano (remontando aos meados de Terciário). O autor acaba por concluir que a segunda alternativa deve ser privilegiada, pois diz respeito à movimentação ainda vigente, excluindo as manifestações de tectônica distensiva do processo de abertura do Oceano Atlântico, cuja atuação se encerrou no início do Terciário. O autor considera como marco do início das

manifestações neotectônicas a deposição da Formação Barreiras e do último pacote das bacias costeiras, além do fim do magmatismo no território brasileiro (12 Ma no nordeste), considerando então, como neotectônicas, as manifestações ocorridas no Neógeno e Quaternário.

Deve ser ressaltado um progresso recente no estudo do tema, com a compilação do Mapa Mundial de Esforços (*World Stresses Map* - WSM), em um projeto de cooperação global de aproximadamente 30 cientistas de 18 países. Os dados geológicos e geofísicos para a compilação deste mapa são extraídos de quatro fontes principais: mecanismos focais de terremotos, *breakouts* de poços, medidas de *stress in situ* (fraturamento hidráulico e *overcoring*), e dados neotectônicos, incluindo falhamentos e alinhamentos vulcânicos (ZOBACK 1992).

Foi no âmbito deste projeto, que em muito tem colaborado com a evolução das pesquisas neotectônicas no país, que ASSUMPÇÃO (1992) reconheceu, para o Cráton Amazônico, *stresses* compressivos N-S, devidos a efeitos de carga de material denso intrudido na crosta inferior (ZOBACK 1992). Na porção oeste da Bacia do Paraná, foram determinados *stresses* compressivos E-W concordantes com as orientações gerais da borda da placa Sul-Americana. Dados de campo indicando falhamentos extensionais quaternários na região sudeste do país foram interpretados como fases de relaxamento de ciclos compressivos (RICCOMINI *et al.* 1989). Na região nordeste, os dados mostram *stresses* extensionais locais de direção N-S, NE-SW e E-W, interpretados como contrastes de densidade lateral e carga de sedimentos na margem continental, dentro de um regime de *stress* compressional regional, dado possivelmente pela interação das placas Sul-Americana e de Nazca (ASSUMPÇÃO 1992).

3.6 SISMICIDADE E NEOTECTÔNICA NO SUDESTE DO BRASIL

A região sudeste é atualmente alvo de grande número de trabalhos a respeito de estabilidade regional e zoneamento sísmico, devido ao número elevado de abalos registrados. Este número deve refletir a intensa ocupação populacional na região, permitindo o melhor registro destes abalos, ao contrário do que se dá nas áreas mais inóspitas do país. Outro fator relevante é a instalação de várias estações sismográficas na região, a fim de monitorar sismos induzidos por preenchimento de barragens. Mesmo assim, é possível que o registro de grande número de eventos tenha se perdido, além do fato de que os registros históricos possuem menos de 500 anos, demasiadamente recentes para, por si só, caracterizarem a sismicidade regional.

SADOWSKI *et al.* (1978) definiram a Província Sísmica do Sudeste, compreendendo os estados do Rio de Janeiro, Espírito Santo, sul de Minas Gerais e São Paulo, com sismicidade associada ao sistema de falhamentos dos *riffts* da Serra do Mar e às falhas do sul de Minas Gerais.

HABERLEHNER (1978) caracterizou a Província Sismogênica da Zona de Transcorrência São Paulo, considerando-a como sendo a segunda área em número de abalos ocorridos no Brasil. O autor explicou esta atividade pela reativação neotectônica das "geofraturas" pré-cambrianas.

HASUI (1979) relacionou as áreas sísmicas a trechos do Cinturão Móvel Costeiro, que sofreram soerguimentos a partir do Jurássico, permitindo o desenvolvimento de campos de diques de diabásio, intrusões de corpos alcalinos no Cretáceo Inferior e Cretáceo Superior-Terciário, implantação de bacias tafrogênicas no Terciário-Pleistoceno e a morfogênese costeira. O autor descreve como sugestiva a coincidência de epicentros com o traço da Falha de Cubatão.

A Universidade de Brasília (UNB 1979 *apud* MIOTO & HASUI 1982) definiu quatro regiões sismotectônicas para o sudeste. São elas: região 1, correspondendo à porção nordeste de São Paulo, com a maior atividade sísmica das regiões, associada à reativação dos grandes falhamentos transcorrentes paralelos ao litoral; a região 2, entre o norte do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo, associada aos movimentos ao longo dos falhamentos paralelos à costa; a região 3, entre Cananéia (SP) e Florianópolis (SC), de pequena atividade sísmica; e a região 4, na direção e posição do curso do Rio Grande (MG-SP) com registros de sismos induzidos (Figura 6). As regiões 1 e 2 foram consideradas pertencentes à uma mesma província sismotectônica.

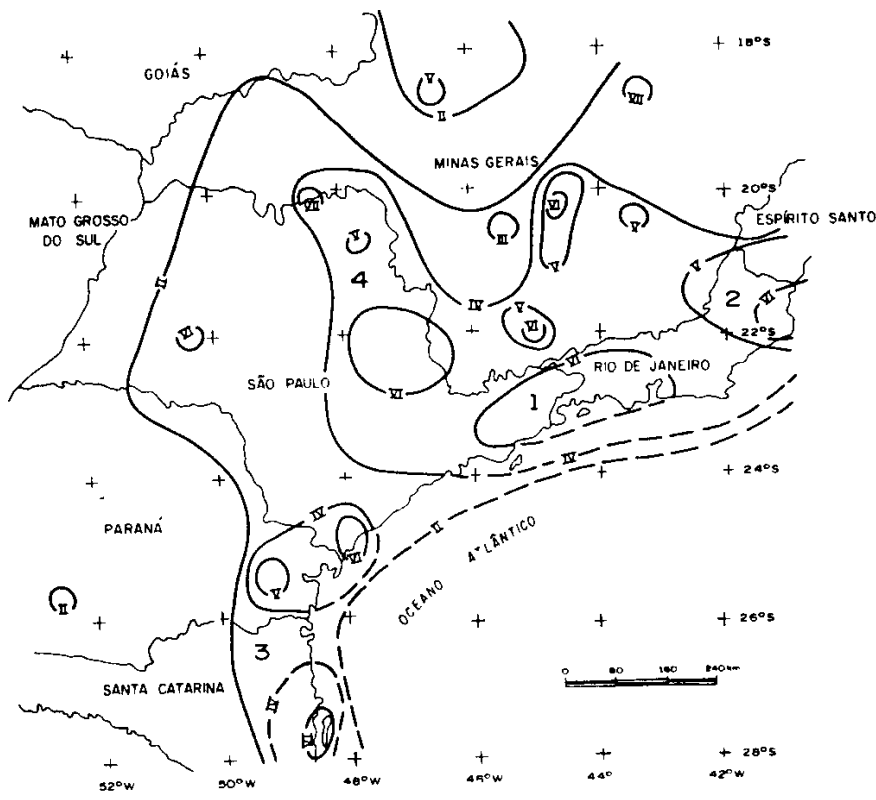
ASSUMPÇÃO *et al.* (1980) realizaram um estudo detalhado dos principais sismos ocorridos na região sudeste, estabelecendo magnitudes, epicentros e intensidades sem, porém, qualquer interpretação tectônica. Com a posse destes dados, confeccionaram um mapa baseado em magnitudes, mostrando as áreas de abrangência dos sismos (Figura 7).

No trabalho realizado pelo IPT (1982) foram demarcadas seis zonas sismogênicas para a região sudeste (Figura 8), sendo elas as Zonas Sismogênicas de Bom Sucesso, de Pinhal, de Caxambu, de Cunha, Cabo Frio e de Campos, caracterizando a vinculação dos sismos a áreas de maior mobilidade terciária e neotectônica (MIOTO & HASUI 1993). MIOTO (1983) sugere a inclusão de outra zona sismogênica, a de Cananéia.

DIAS NETO (1986) apresenta um mapa sismotectônico da região sudeste com enfoque de caráter regional, onde constata a ocorrência preferencial de atividade

sísmica nas áreas afetadas pelo Ciclo Brasileiro e na margem continental, em relação à cobertura fanerozóica da Bacia do Paraná.

MIOTO (1990) em uma tentativa de zoneamento sísmico da região sudeste, propõe a designação destas zonas sismogênicas com base em termos de tectônica ressurgente e feições neotectônicas.



LEGENDA

REGIÕES SISMO-TECTÔNICAS

- 1 - Região do nordeste de São Paulo;
- 2 - Região compreendida entre o norte do Rio de Janeiro e o sul do Espírito Santo;
- 3 - Região compreendida entre Cananéia e Florianópolis;
- 4 - Região norte-nordeste de São Paulo e vale do Rio Grande

NOTAS

Regiões 1 e 2 consideradas como partes de uma Província Sismo-Tectônica

— IV — Isossista (linha de mesma intensidade sísmica, IV M/M)

Figura 6 - Regiões sismotectônicas do sudeste do Brasil, traçadas a partir de linhas de isossistas. Extraído de MIOTO (1990), p.45.

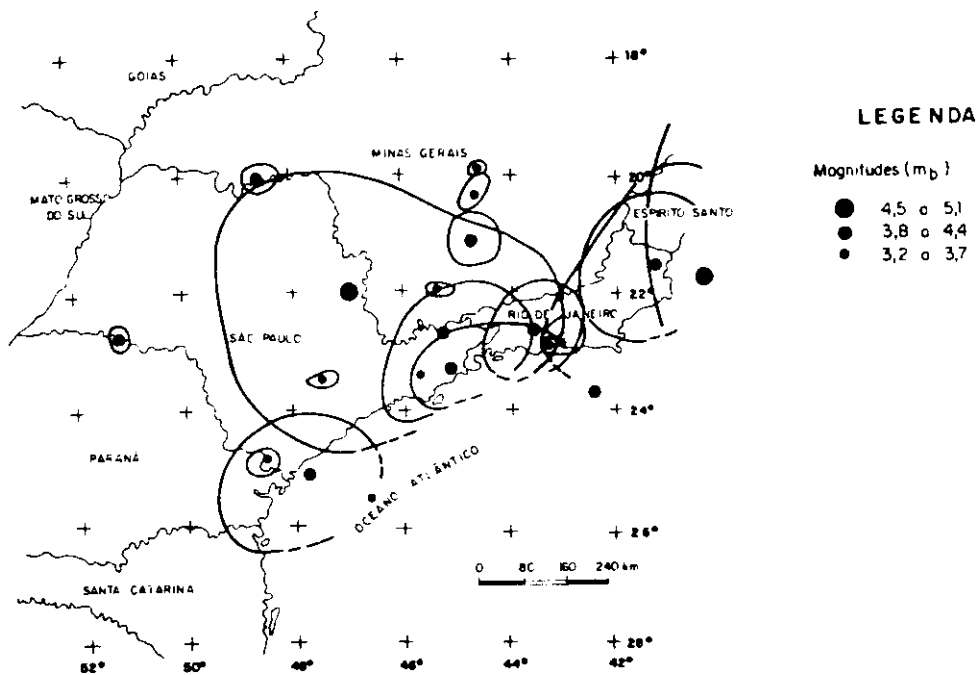


Figura 7 - Mapa de epicentros e áreas afetadas por sismos no sudeste do Brasil. Extraído de MIOTO & HASUI (1982), p.1659, modificado de ASSUMPÇÃO *et al.* (1980).

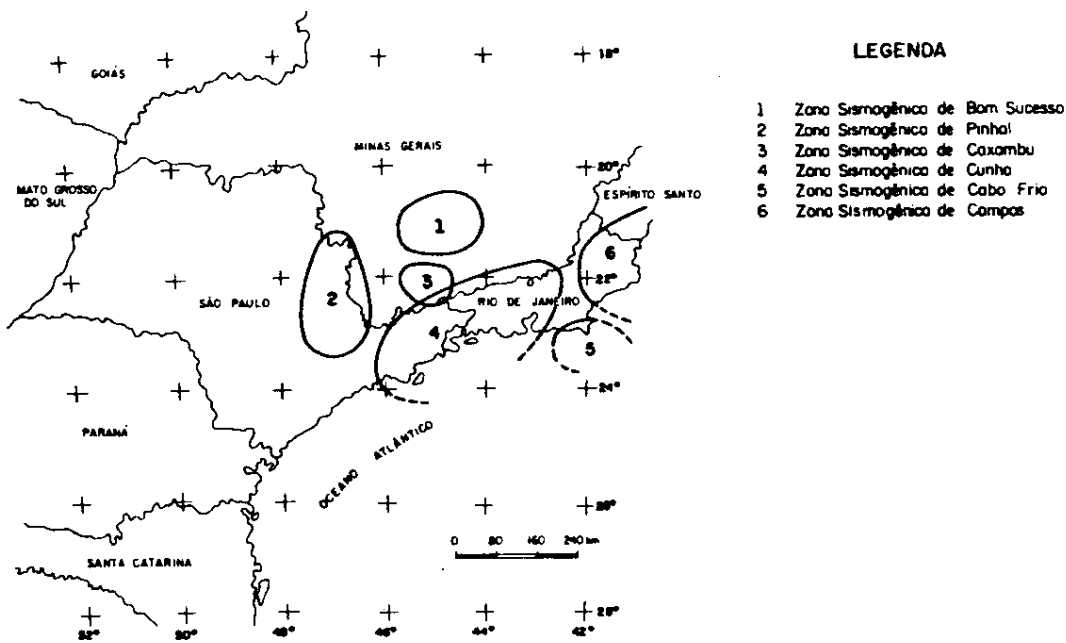


Figura 8 - Mapa de zonas sismogênicas do sudeste do Brasil (contornos em função da sismicidade acumulada e dados geotectônicos). Extraído de MIOTO & HASUI (1982), p.1659.

CAPÍTULO 4

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

4.1 GENERALIDADES

A área de estudo localiza-se regionalmente no *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI 1989), feição tectônica anteriormente denominada de Sistema de *Rifts* da Serra do Mar (ALMEIDA 1976), desenvolvida como uma estreita faixa alongada e deprimida segundo a direção ENE, com extensão de aproximadamente 800 km, englobando as bacias de Curitiba (PR), São Paulo, Taubaté (SP), Resende, Volta Redonda, Itaboraí e Barra de São João (RJ), e os *grabens* de Sete Barras (SP) e da Guanabara (RJ) (Figura 9).

Desde a década de 30, com os trabalhos de WASHBURN (1930) e MAULL (1930 *apud* HASUI & PONÇANO 1978b), as hipóteses aventadas para a origem da depressão do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil fazem referência a processos tectônicos (e.g. DEFONTAINES 1939, ALMEIDA 1964, 1976, ASMUS & FERRARI 1978, MELO *et al.* 1985a, RICCOMINI 1989 & PADILHA *et al.* 1991). RICCOMINI (1989) relaciona a formação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil à esforços extensionais NNW-SSE, impostos pelo basculamento termomecânico verificado na Bacia de Santos, reativando antigas zonas de cisalhamento brasileiras.

Este *rift* assenta-se sobre terrenos policíclicos referíveis ao Cinturão de Dobramentos Ribeira (HASUI *et al.* 1975), constituído, nessa porção, por rochas metamórficas, migmatitos e granitóides relacionados ao Ciclo Brasileiro, com algumas rochas resultantes do retrabalhamento de outras de ciclos mais antigos (RICCOMINI 1989).

O presente estudo tem seu enfoque voltado para parte das bacias de Taubaté e Resende, e a área localizada entre elas, um alto estrutural denominado Soleira de Queluz (e.g. FREITAS 1956, HASUI *et al.* 1978, RICCOMINI 1989).

Estas duas bacias possuem como embasamento rochas pré-cambrianas, compostas geralmente por milonito- gnaisses, blastomilonitos, milonitos, gnaisses bandados, gnaisses graníticos, xistos, quartzitos, anfibolitos, granitos, pegmatitos, aplitos e migmatitos (RICCOMINI 1989). São comuns intrusões de diabásio sob a forma de diques e soleiras, as quais datam do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior (AMARAL *et al.* 1966), além de grandes maciços alcalinos e diques associados, que datam do final do Cretáceo ao início do Terciário (AMARAL *et al.* 1967, LAUAR 1988). Este embasamento é cortado por um denso sistema de falhas transcorrentes, de direção E a ENE, falhas estas ativas até o final do Ciclo Brasileiro (HASUI & SADOWSKI, 1976).

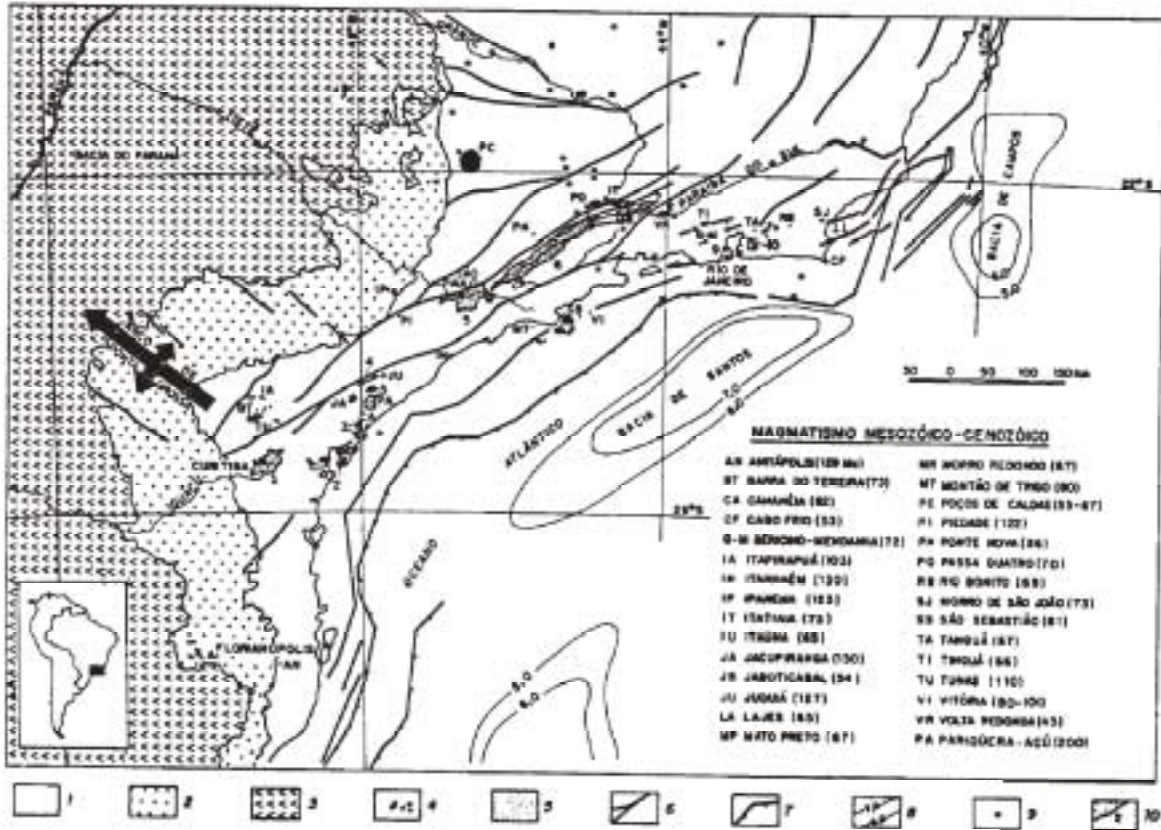


Figura 9 - Localização da área de estudos no contexto geológico regional do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. 1- embasamento pré-cambriano; 2- sedimentos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná; 3- rochas relacionadas ao vulcanismo da Formação Serra Geral; 4- rochas relacionadas ao magmatismo mesozóico e cenozóico; 5- sedimentos terciários; 6- zonas de cisalhamento relacionadas ao Ciclo Brasileiro; 7- zonas de flexura; 8- isópacas, em quilômetros, dos sedimentos das bacias costeiras; 9- epicentros de terremotos; 10- bacias do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (1- Bacia de Curitiba; 2- Formação Alexandra; 3- Formação Pariquera-Açu; 4- *Graben* de Sete Barras; 5- Bacia de São Paulo; 6- Bacia de Taubaté; 7- Bacia de Resende; 8- Bacia de Volta Redonda; 9- Bacia de Itaboraí). Extraído de RICCOMINI (1989), p.3.

4.2 REVISÃO DOS TRABALHOS ANTERIORES

4.2.1 Revisão litoestratigráfica das bacias de Taubaté e Resende

As primeiras referências aos sedimentos das bacias de Taubaté e Resende datam do século passado PISSIS (1842). Desde então, diversos estudos foram realizados, tendo sido propostas várias designações para as unidades litoestratigráficas das bacias.

Na descrição de sedimentos e propostas de nomenclatura para os depósitos da Bacia de Taubaté (Figura 10), os trabalhos mais importantes foram os de FLORENCE & PACHECO (1929), WASHBURNE (1930), MORAS REGO (1933), ALMEIDA (1955, 1958), MEZZALIRA (1962), AB'SABER (1969), CARNEIRO *et al.* (1976), HASUI & PONÇANO (1978b), VESPUCCI (1984), RICCOMINI (1989) e IPT (1990). Para a Bacia de Resende, os trabalhos mais significativos foram os de DE MARTONNE (1943), WOHLERS (1964), AMADOR (1975), AMADOR *et al.* (1978), IPT (1983), RICCOMINI *et al.* (1985), MELO *et al.* (1985b) e RICCOMINI (1989).

RICCOMINI (1989)	Formação Pindamonhangaba		Formação São Paulo	Formação Tremembé
		Formação Itaquaquetuba		Formação Resende
	Grupo Taubaté			
VESPUCCI (1984)	Grupo Taubaté			
	Formação Jacarei			
	Formação Caçapava			
	Formação Tremembé			
HASUI & PONÇANO (1978)	Grupo Taubaté			
	Formação Caçapava		Formação Tremembé	
CARNEIRO <i>et al.</i> (1976)	Formação Caçapava			
	Grupo Paraíba do Sul			
AB'SÁBER (1969)	Formação Paratei do Meio	Formação São José dos Campos	Formação Tremembé	
MEZZALIRA (1962)	Grupo Taubaté			
	Formação São Paulo		Formação Tremembé	
ALMEIDA (1955)	Formação São Paulo		Formação Tremembé	
MORAES REGO (1933)	Camadas São Paulo		Camadas Paraíba do Sul	
WASHBURNE (1930)	Unidade Superior - fluvial		Unidade inferior - lacustre	
FLORENCE & PACHECO (1929)	Sedimentos Taubaté (Camadas Paraíba do Sul)			
PISSIS (1842)	Sedimentos pliocênicos do Vale do Rio Paraíba			

Figura 10 - Evolução da nomenclatura da coluna estratigráfica da Bacia de Taubaté. Modificado do IPT (1990), p.59.

Os trabalhos mais recentes (e.g. IPT 1983, MELO *et al.* 1985b, MELO *et al.* 1986, RICCOMINI 1989) tratam as unidades litoestratigráficas de forma conjunta nas bacias do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil.

RICCOMINI (1989) elaborou uma coluna estratigráfica integrada para as bacias do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, na qual se enquadram as bacias de Taubaté e Resende. Este autor reconheceu, para as bacias tafrogênicas do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, cinco sistemas deposicionais. O conjunto formado pelo sistema de leques aluviais associados a planícies aluviais de rios entrelaçados foi designado Formação Resende, ao sistema lacustre foi atribuída a designação de Formação Tremembé e ao sistema fluvial meandrante das bacias de São Paulo, Resende e sudeste de Taubaté, a designação de Formação São Paulo. Estes sistemas teriam idade paleogênica e constituiriam o Grupo Taubaté.

A Formação Itaquaquetuba ocorre na área homônima, representada por um sistema fluvial entrelaçado, e a Formação Pindamonhangaba compreenderia os depósitos fluviais meandrantares da porção central da Bacia de Taubaté.

Em dois trabalhos recentes (IPT 1990, CAMPANHA *et al.* 1991) foram propostas quatro seqüências deposicionais genéticas, segundo o conceito de VAIL *et al.* (1977 *apud* IPT 1990), que corresponderiam a ciclos de sedimentação como reflexos de variações globais do nível do mar e compostas por tratos de sistemas deposicionais. Seriam elas as seqüências Tremembé, Taubaté, Pindamonhangaba e Vale do Paraíba. Tal proposição é aqui considerada inadequada em função da presença exclusiva de sedimentos continentais nas bacias.

4.2.2 Evidências de atividade neotectônica

FREITAS (1951) realizou um ensaio sobre a tectônica moderna no Brasil e incluiu a área de estudo como uma zona em epirogênese, sendo esta, provavelmente, a referência inicial do neotectonismo na região. A este, seguiram-se os trabalhos de LEHMAN (1957) e BJÖRNBERG *et al.* (1965, 1971) onde, neste último, admitiram deslocamentos verticais "modernos" que estariam ainda em atividade. Esses estudos foram baseados na descrição de ocorrências de cobertura sedimentar moderna formando superfícies adernadas e pela ocorrência de minerais secundários, estriados por deslocamentos em "planos cisalhantes nas áreas brechadas".

CORDANI *et al.* (1974) apontam um condicionamento tectônico na sedimentação da Bacia de Taubaté, ressaltando evidências de estruturas tectônicas ativas até tempos recentes baseado no controle estrutural de drenagens, de depósitos quaternários, além do adernamento de blocos responsáveis por mudanças locais dos regimes de drenagens.

Num projeto realizado pelo IPT (1982), visando a caracterização da estabilidade geológica da região, foram inventariados todos os sismos historicamente registrados, numa tentativa de correlacioná-los com as estruturas geológicas presentes. Este estudo foi complementado com a análise geológico-tectônica da região, pelo IPT (1983), que, àquela época, não apontou a existência de movimentos mais recentes do que 1,4-1,7 Ma. Esta idade corresponde à fase glacial Danube, também admitida para o pediplano Pd1 de BIGARELLA & ANDRADE (1965). Segundo AB'SÁBER (1969), este pediplano seria correlacionável à superfície de erosão que nivela os sedimentos cenozóicos na região, não afetado por deslocamentos (IPT 1983).

Em estudos posteriores, referências a evidências diretas de tectônismo afetando os depósitos modernos vêm se acumulando.

SUGUIO & VESPUCCI (1986) descreveram a existência de falhas afetando colúvios e *stone-lines* que recobrem sedimentos da unidade então designada de Formação Caçapava (CARNEIRO *et al.* 1976), hoje Formação Pindamonhangaba (RICCOMINI *et al.* 1991a). Estas *stone-lines* encontrar-se-iam falhadas, com dobras de arrasto, ou verticalizadas.

MELLO *et al.* (1989) associaram aspectos geomorfológicos, como anomalias de drenagem, representadas por cabeceiras de drenagem afogadas, a uma fase de elevação generalizada dos níveis de base, caracterizando uma significativa inversão do relevo que estaria relacionada a uma fase de tectonismo recente na área.

RICCOMINI *et al.* (1989) descreveram sedimentos terciários, recobertos por *stone-lines* e colúvios, cortados por falhas normais, algumas das quais formando estruturas em flor negativas, e ainda algumas falhas reversas. Os autores interpretaram esta associação como correspondente à extensão WNW-ESE (RICCOMINI 1989), relacionada a uma fase de relaxamento da fase anterior, transcorrente compressiva NW-SE.

RICCOMINI (1989) descreveu baixos terraços afetados por falhas normais com idades C14 de 270 ± 120 A.P. (RICCOMINI *et al.* 1991c), e relacionou-os à mesma fase extensional final. RICCOMINI (1989) sugeriu ainda a existência de um campo atual de esforços compressivos, compatível com os dados do projeto do Mapa Mundial de Esforços (WSM) (ZOBACK 1992), que indicam *stresses* compressivos E-W para a região sudeste do Brasil (Figura 11) (ASSUMPÇÃO 1992).

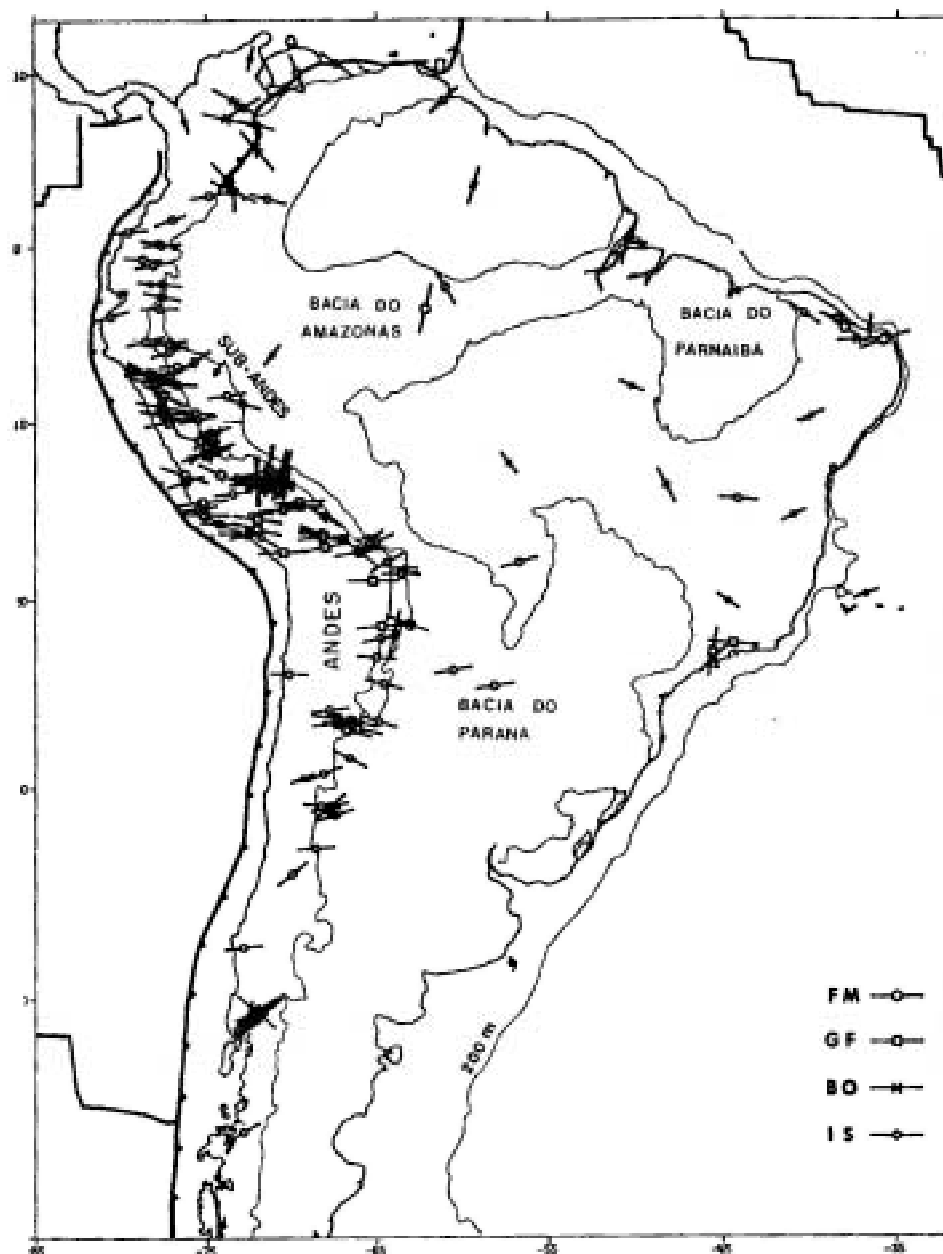


Figura 11 - Direção de orientação de esforços horizontais máximos (SHmax) na América do Sul. Dados obtidos a partir de: FM- mecanismos focais; GF- falhas geológicas; BO- *breakouts*; IS- medidas *in situ*. Extraído de ASSUMPÇÃO (1992), p.11891.

SAADI (1990) caracterizou o *Rift* de São João del Rei, de idade presumivelmente pliocênica, com formação relacionada a uma movimentação dextral de direção ENE, reativando falhamentos mais antigos e gerando uma sucessão de *grabens* e *horsts*, propiciando a deposição de sedimentos em pequenas bacias. Estes sedimentos seriam então afetados por um tectonismo pleistocênico compressivo (SAADI & VALADÃO 1990).

No Baixo Vale do Rio Ribeira de Iguape MELO (1990) e MELO *et al.* (1990) verificaram reativações ao longo de falhamentos NE e NW a WNW, relacionadas,

inicialmente, à compressão NE-SW, durante o Pleistoceno Inferior e, posteriormente, tração WNW-ESE, no Quaternário Superior. RICCOMINI (1992) sugere a possibilidade destas deformações serem interpretadas como progressivas, a partir de um binário transcorrente sinistral de direção E-W.

SAADI *et al.* (1991) estudou sedimentos cenozóicos afetados por estruturas neotectônicas na porção centro-sudeste do Estado de Minas Gerais e no Maciço de Itatiaia, encontrando eixos de tensão máxima NW-SE e tensão mínima NE-SW.

RICCOMINI (1992) atestou movimentações neotectônicas no Domo de Pitanga e na área do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, inferindo, regionalmente, um regime trativo NW-SE no Pleistoceno Inferior, anterior à deposição da Formação Cananéia (aproximadamente 130 Ka), um regime compressivo NW-SE, ativo até o final do Pleistoceno Inferior, seguido de uma nova extensão NNW-ESE durante o Holoceno, e atual compressão. Esta alternância de regimes se daria devido às diferentes velocidades de migração da Placa Sul Americana.

Na região do Quadrilátero Ferrífero SANT'ANNA, (1994) descreve depósitos conglomeráticos laterizados afetados por falhamentos normais recentes, de direções E-W e N-S, que condicionam o traçado do relevo atual.

4.3 GEOMORFOLOGIA

A paisagem atual reflete, em grande parte, os ajustes tectônicos recentes causadores de soerguimentos, abatimentos e basculamentos, manifestados nas feições topográficas.

Na área, a superfície de aplainamento mais proeminente é a do Japi (ALMEIDA 1964), de idade eocênica, apresentando altitudes muito uniformes, entre 1.200 e 1.300 metros, devido ao sorguimento epirogenético regular e regional, nivelando as mais diversas litologias. O relevo tipo Apalachiano do sudeste brasileiro resulta, em maior parte, da erosão diferencial desta superfície, que condiciona as altitudes até as quais se elevam as cristas serranas mantidas pelas estruturas mais resistentes (IPT 1982).

Distinguem-se ainda outras duas superfícies de erosão de grande extensão, sendo a mais antiga correlacionável ao pediplano Pd2, de idade neogênica, nivelando os Morros Cristalinos (IPT 1983). A mais recente nivela as colinas sedimentares e é correlacionável ao pediplano Pd1, do início do Quaternário (AB'SABER 1969).

O relevo da área de interesse foi compartimentado, segundo critérios litoestruturais e climáticos, em províncias, zonas e subzonas geomórficas, primeiramente por ALMEIDA (1964) e posteriormente por PONÇANO *et al.* (1979) e IPT (1982). Os fatores litoestruturais envolvem a geologia, que seria causadora de

uma compartimentação clássica de áreas cristalinas adjacentes a bacias sedimentares, e a tectônica, orientadora de direções de entalhes, responsável por forte erosão e remoção de detritos face à epirogênese ascensional. Os fatores climáticos esculpiriam superfícies de erosão dispostas em diversos níveis e seriam os causadores da atual repartição dos processos morfogenéticos (PONÇANO *et al.* 1979).

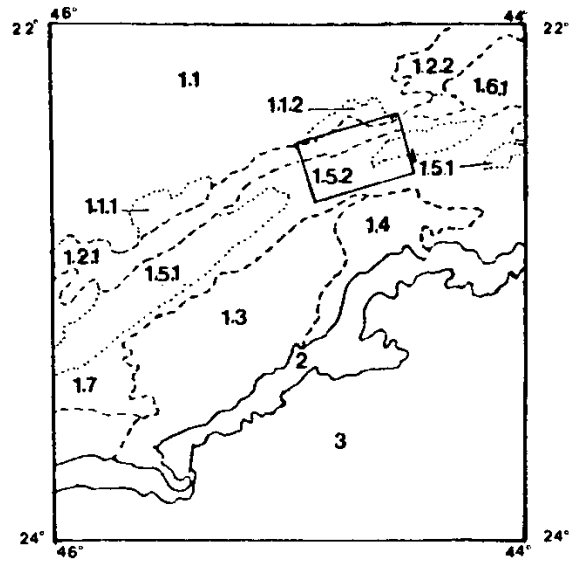
As províncias geomórficas correspondem às grandes divisões geológicas, ocorrendo na área a Província do Planalto Atlântico. Estas províncias foram subdivididas seguindo feições peculiares do relevo como altitude, amplitude, orientação das formas topográficas, extensão de superfícies antigas de erosão, processos de erosão e sedimentação, distinguindo-se zonas, de acordo com os condicionantes geológicos, geomorfológicos e morfotectônicos. Estas zonas podem ser subdivididas em subzonas, quando ocorrem diversidades estruturais e morfológicas que merecem ser destacadas (ALMEIDA 1964). As províncias, zonas e subzonas ocorrentes na área podem ser visualizadas na Figura 12 e são descritas a seguir.

A província do Planalto Atlântico é essencialmente dominada por rochas metamórficas e eruptivas e estruturas de idade pré-siluriana, sendo formada por uma seqüência de planaltos profundamente retrabalhados em sucessivos ciclos de erosão (IPT 1982). Apresentam altitudes diferentes, causadas por superfícies de erosão distintas e tectonismo cenozóico. O tectonismo ocorrente a partir do final do Cretáceo deu origem ora a blocos elevados e basculados, ora a blocos abatidos, formando altos e depressões tectônicas, em parte preenchidas por sedimentos.

Dentro desta província, são identificadas na área de estudo as zonas do Planalto do Alto Rio Grande, da Serra da Mantiqueira e do Médio Vale do Paraíba.

A zona do Planalto do Alto do Rio Grande ocorre no extremo norte e noroeste da área, na forma de um planalto com estrutura complexa, maturamente dissecado, desfeito em morros, serras lineares e chapadas a cerca de 2.100 metros. Esta zona apresenta grande diversidade litológica e estrutural, que influi no modelado do relevo e no traçado de drenagens. É notável o fato de que muitos dos coletores da rede de drenagem desta zona exibem traços independentes das direções estruturais, sugerindo ter sido esta previamente estabelecida sobre uma superfície de aplainamento tão evoluída que tais estruturas não representariam obstáculos significativos à drenagem (IPT 1982).

Na área, esta zona é representada pela subzona do Maciço do Itatiaia, estando ainda incluído nesta o Maciço do Passa-Quatro, constituído de um relevo não totalmente arrasado pela erosão da Superfície Japi. O Maciço do Itatiaia apresenta relevo extremamente acidentado, alcançando 2.787 metros de altitude no Pico das Agulhas Negras.



PROVÍNCIA	ZONA	SUBZONA
1 Planalto Atlântico	1.1 Planalto do Alto Rio Grande	1.1.1 Planalto de Campos do Jordão 1.1.2 Maciço de Itatiaia
	1.2 Serra da Mantiqueira	1.2.1 Subzona Paulista 1.2.2 Subzona Mineira
	1.3 Planalto do Paraitinga	
	1.4 Planalto da Bocaina	
	1.5 Médio Vale do Paraíba	1.5.1 Colinas Sedimentares 1.5.2 Morros Cristalinos
	1.6 Baixo Vale do Paraíba	1.6.1 Serrania Cristalina
	1.7 Planalto Paulistano	
2 Província Costeira		
3 Margem Continental		

Figura 12 - Contexto geomorfológico regional. Modificado do IPT (1982), p.63.

A zona da Serra da Mantiqueira ocorre na parte norte da área e situa-se ao sul da zona do Planalto do Alto Rio Grande, apresentando forma alongada na direção NE, constituída por um conjunto de escarpas, serras e morros. É representada na área pela subzona Paulista, que se apresenta como uma linha de altas escarpas com cimos nivelados pela superfície de aplainamento Japi e, em seu sopé, as escarpas cedem lugar a um relevo de serras baixas, lineares e morros do Médio Vale do Paraíba, representando um relevo de transição, de desenvolvimento polifásico, entre os blocos de falhas mais deprimidos, ao sul, e o Maciço de Itatiaia e Planalto do Alto Rio Grande, ao norte (IPT 1982).

A zona do Médio Vale do Paraíba (AB'SÁBER & BERNARDES 1958) localiza-se na porção central e sul da área, a leste e oeste, embutida tectônica e erosivamente entre o Maciço do Itatiaia e a Serra da Mantiqueira, ao norte, e o Planalto da Bocaina, ao sul. Distinguem-se duas subzonas na área, caracterizadas por relevo, gênese e estruturas geológicas contrastantes.

A subzona dos Morros Cristalinos é constituída por rochas metamórficas do Grupo Açungui, em conjuntos de morros alongados, constituindo o mar de morros, com algumas serras alongadas de direção ENE, alcançando de 200 a 350 metros acima do Rio Paraíba do Sul. Representa relevo de transição para a Serra da Mantiqueira e separa as bacias sedimentares de Taubaté e Resende (IPT 1982). A subzona das Colinas Sedimentares ocorre na área das bacias de Taubaté e Resende, constituindo-se de colinas achatadas ou de relevo tabular. Raramente alcança 100 metros acima do Rio Paraíba do Sul e exibe níveis de terraceamento, sendo geralmente elevada algumas dezenas de metros acima do leito do rio.

Em estudos recentes, SILVA *et al.* (1993) elaboraram um mapa de compartimentação morfoestrutural na área, a partir do desnivelamento altimétrico, reconhecendo três grandes unidades: a depressão do médio Vale do Rio Paraíba do Sul, o Planalto da Bocaina e a Serra da Mantiqueira.

O médio Vale do Rio Paraíba do Sul é caracterizado pelo predomínio amplo de colinas e foi subdividido em dois segmentos: uma porção correspondente ao Estado do Rio de Janeiro e outra ao de São Paulo (Figura 13).

O segmento correspondente ao Estado do Rio de Janeiro apresenta altitudes de 400 a 600 metros, e orientação geral E-W, podendo ser subdividido em unidades menores, em função da presença de conjuntos de colinas mais dissecados, com orientação NE-SW.

O segmento correspondente ao Estado de São Paulo apresenta altitudes de 500 a 800 metros com orientação geral ENE e WNW. Dentro deste segmento foram identificados três compartimentos de colinas, de direções NNW-SSE e ENE-WSW, separados por degraus reafeiçoados da unidade da Serra da Mantiqueira.

A unidade do Planalto da Bocaina é caracterizada por um predomínio de degraus escarpados e degraus/serras reafeiçoados. As altitudes variam de 800 a 1900 metros, com orientação geral E-W e segmentos NE-SW.

A unidade da Serra da Mantiqueira configura um conjunto de degraus escarpados e degraus/serras reafeiçoados, com orientação geral NE-SW. Nas áreas próximas às serras de Itatiaia e Passa-Quatro predominam os degraus muito escarpados, com altitudes de 1300 a 2600 metros, com serras orientadas segundo NE-SW. Embutidos nestes degraus escarpados identificam-se degraus reafeiçoados de grande expressão em área.

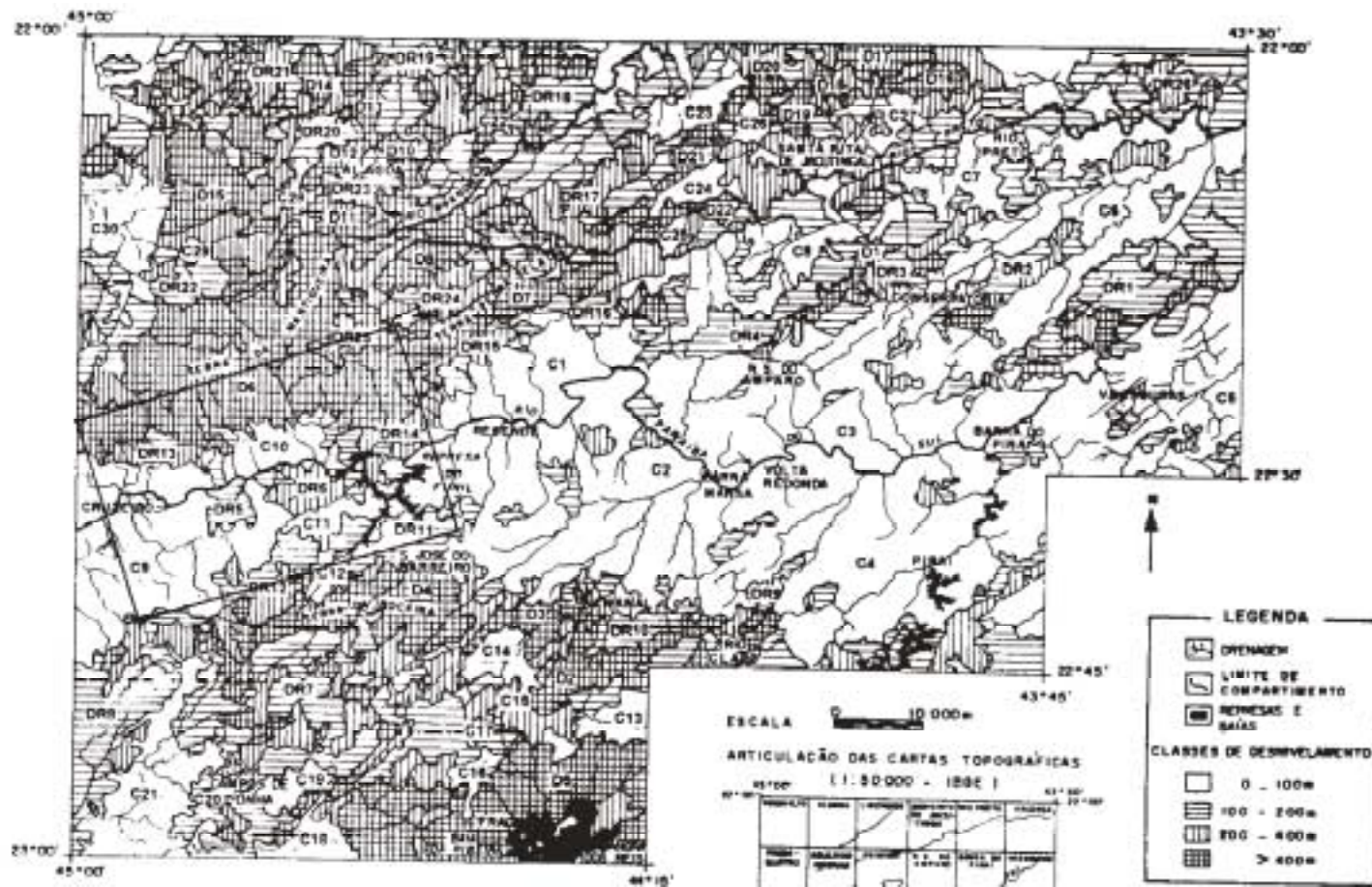


Figura 13 - Compartimentação morfoestrutural do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Extraído de SILVA *et al.* (1993).

4.4 ESTRATIGRAFIA E GEOLOGIA ESTRUTURAL

A área de estudos compreende rochas do embasamento pré-cambriano, rochas magmáticas juro-cretáceas, sedimentos cenozóicos depositados em bacias terciárias e sedimentos quaternários colúvio-aluviais e aluviais.

As estruturas tectônicas da área podem ser divididas em três grandes grupos: 1) as antigas, do Pré-Cambriano a Eo-Paleozóico; 2) aquelas relacionadas com a reativação mesozóico-cenozóica da Plataforma Brasileira (ALMEIDA 1967) e 3) as decorrentes da tectônica modificadora, atuante no Cenozóico (RICCOMINI 1989). As estruturas pré-cambrianas atuaram como zonas de fraqueza para as reativações posteriores.

4.4.1 Embasamento pré-cambriano

As rochas do embasamento cristalino, tidas como mais antigas, são representadas geralmente por *augen*-gnaisses bandados e rochas granitóides intercaladas, cataclasados e recristalizados em milonito-gnaisses e blastomilonitos, de idades presumivelmente arqueanas, afetadas pelos ciclos Transamazônico e Brasileiro (IPT 1983). Estas rochas foram referidas ao Complexo Juiz de Fora (HASUI *et al.* 1984). Atualmente, suas origens, idades e posições estratigráficas vem sendo questionadas.

Ocorre ainda um outro conjunto de rochas, tido como cambro-ordoviciano, gerado por falhamentos transcorrentes, de direção ENE a NE, ativos até o final do Ciclo Brasileiro, sendo representado por protomilonitos, milonitos e filonitos, recristalizados, ao longo destes falhamentos, em blastomilonitos e milonito-gnaisses.

As rochas predominantes do embasamento são representadas por gnaisses bandados, com alternância de bandas xistosas, gnáissicas, graníticas e pegmatíticas, intercalados localmente com anfibolitos e quartzitos; quartzitos; rochas granitóides orientadas; migmatitos com melanossoma anfibolítico e leucossoma quartzo feldspático e, localmente, quartzo-mica xistos e biotita xistos (IPT 1983). Todo este conjunto, com idade atribuída ao Proterozóico Superior (Figura 14), estaria enfeixado no Complexo Embú, representando os níveis mais inferiores do Grupo Açungui (MARINI *et al.* 1967), constituindo uma seqüência supra-crustal sobre um embasamento previamente dobrado (HASUI *et al.* 1984).

Nas rochas pré-cambrianas, a foliação metamórfica é a estrutura mais notável, entre elas o bandamento dado pela alternância de melanossoma e leucossoma em gnaisses migmatíticos, a foliação de transposição e a foliação cataclástica com direção predominante ENE (IPT 1983).

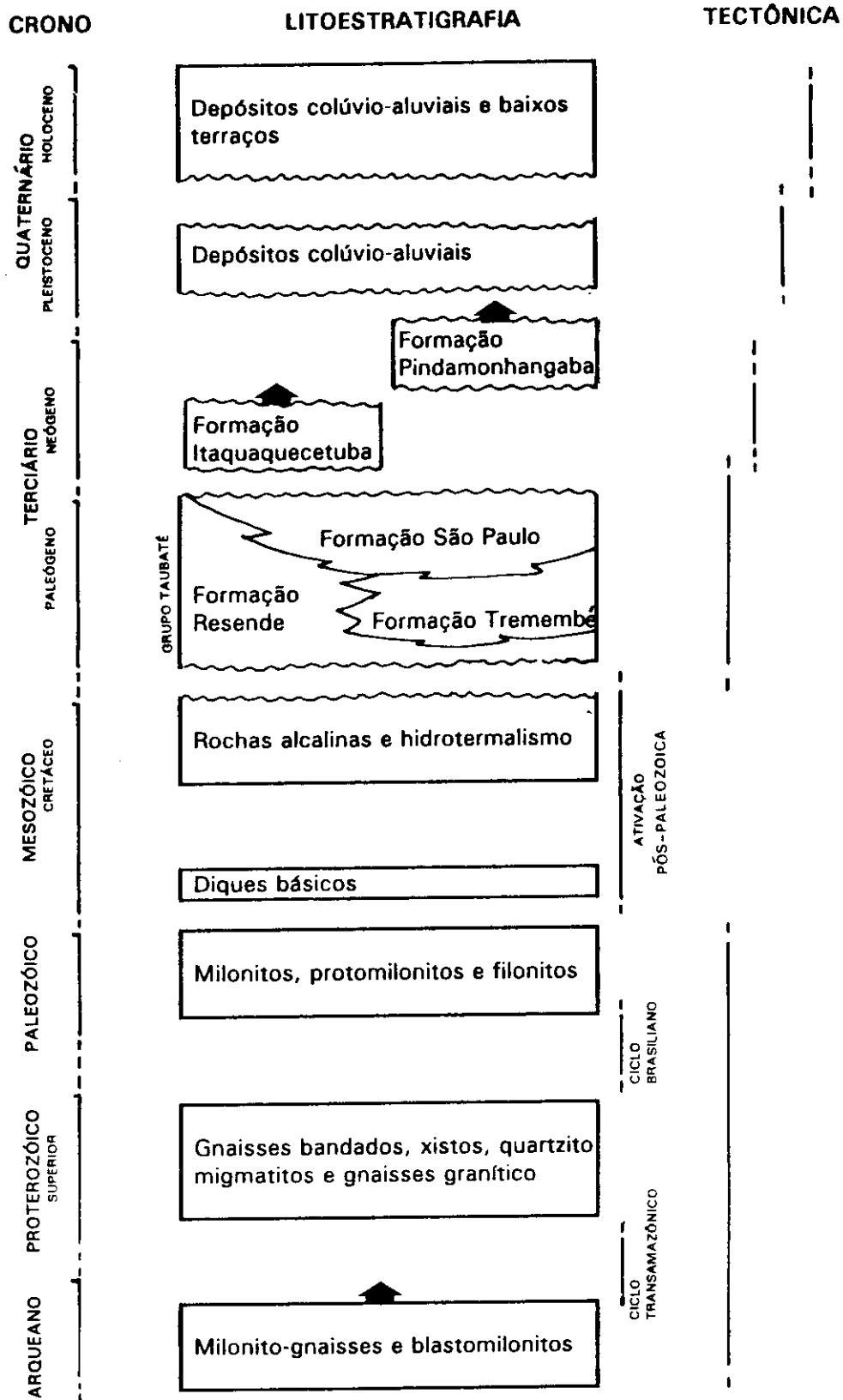


Figura 14 - Relações entre a estratigrafia e a tectônica da área de estudos. Modificado do IPT (1983) e RICCOMINI (1989).

A estrutura principal é a Falha de Queluz, de direção ENE. Ocorrem falhamentos menores, paralelos, como as falhas de Cruzeiro e de Pinheiros, que correspondem a movimentações tardias dentro do Ciclo Brasileiro, do final do Pré-Cambriano ao início do Paleozóico (IPT 1983) (Figura 14).

Como estruturas referidas ao Pré-Cambriano ocorrem ainda descontinuidades atribuídas ao Ciclo Brasileiro, na forma de juntas (IPT 1983). Estas são representadas por famílias de planos subparalelos de fraturas, sem movimentação, com densidades variáveis (menos de uma a mais de dez por metro linear). A direção mais freqüente é NNW, vertical, perpendicular às direções das principais falhas transcorrentes e da foliação metamórfica. Ocorrem ainda segundo ENE e NE, mergulhando para SE e WNW. Não se descarta, entretanto, a possibilidade de serem, ao menos em parte, estruturas paleozóicas ou ainda mais jovens.

4.4.2 Rochas magmáticas juro-cretáceas

Diques de diabásio, dispersos no embasamento pré-cambriano, com direções próximas a N-S (IPT 1983) registram a presença na área da primeira fase de magmatismo relacionado à reativação da Plataforma Brasileira, provavelmente associado ao magmatismo basáltico fissural das bacias do Paraná e de Santos, ocorrido no Jurássico Superior a Cretáceo Inferior (AMARAL *et al.* 1966) (Figura 14).

Intrusões alcalinas, representadas pelos maciços de Itatiaia e Passa-Quatro, de idade cretácea superior a terciária (AMARAL *et al.* 1967), são constituídas por nefelina sienitos e foiaítos e núcleos de alcali-sienitos e brechas magmáticas, cortadas localmente por alcali-granitos (PENALVA 1967). LAUAR (1988) obteve, para rochas do Maciço de Passa-Quatro, idades Rb/Sr de $70,3 \pm 0,5$ Ma e idades K/Ar de $66,7 \pm 3,3$ Ma. Para o Maciço do Itatiaia os dados K/Ar apontam idade média de 73 Ma.

Neste mesmo intervalo de tempo podem ainda ser incluídas as faixas de rochas silicificadas que ocorrem paralelas às zonas de falhas. Nestas faixas ocorre silicificação de rochas cataclásticas, brechas com fragmentos de rochas do embasamento em matriz silicosa e diques de rochas alcalinas também silicificadas, provavelmente produtos de percolação de soluções hidrotermais ligadas a fases finais de diferenciação do magmatismo alcalino (IPT 1983).

4.4.3 Rochas ultrabásicas cretáceas e terciárias

RICCOMINI *et al.* (1983) descreveram rochas extrusivas ankaramíticas, intercaladas em sedimentos pertencentes à Formação Resende na Bacia de Volta

Redonda. Estas rochas foram formalmente designadas como Basanita Casa de Pedra por RICCOMINI (1989) (Figuras 14 e 15). Por meio de determinações K/Ar foram obtidas idades de $43,8 \pm 6,2$ Ma e $41,7 \pm 5,7$ Ma para as rochas ankaramíticas (RICCOMINI *et al.* 1983). Um dique alimentador de um derrame ankaramítico, que corta sedimentos da Bacia de Itaboraí, forneceu idades de $52,6 \pm 2,4$ Ma (RICCOMINI & RODRIGUES FRANCISCO 1992).

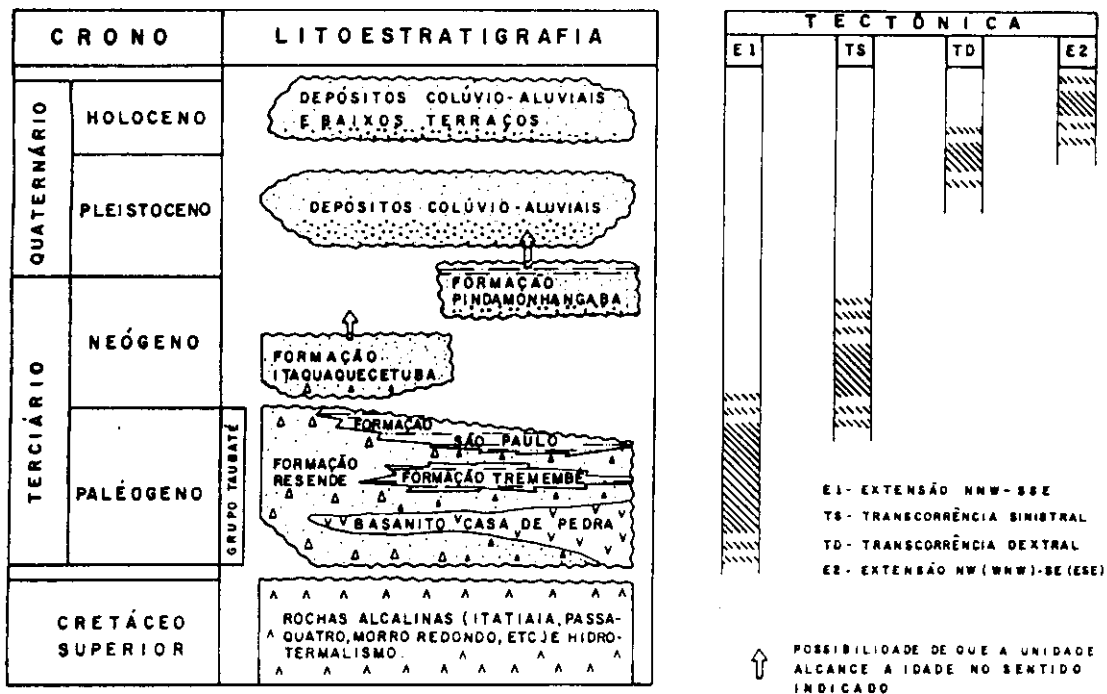


Figura 15 - Coluna estratigráfica e tectonismo das bacias do Rift Continental do Sudeste do Brasil. Extraído de RICCOMINI & COIMBRA (1992), p.41.

Ocorrem também diques de rochas ultrabásicas, constituindo possíveis enxames, com direções geralmente WNW e ENE, cortando preferencialmente rochas do embasamento pré-cambriano e, localmente, rochas básicas mesozóicas e rochas alcalinas cretáceas. Petrograficamente estas rochas correspondem a piroxênio-biotita lamprófiros e piroxênio-olivina lamprófiros, tendo sido obtidas idades de 84 ± 3 e $69,6 \pm 2,9$ Ma, mais antigos do que as lavas ankaramíticas (RICCOMINI *et al.* 1991b).

4.4.4 Sedimentos cenozóicos

4.4.4.1 Sedimentos terciários

Recentemente, RICCOMINI (1989) considerou os sedimentos cenozóicos que preenchem as bacias do Rift Continental do Sudeste do Brasil como pertencentes

a sistemas deposicionais diferenciados, subdivididos em três seqüências, da base para o topo:

a. **Grupo Taubaté**, que na concepção de RICCOMINI (1989) compreende as formações Resende, Tremembé e São Paulo, além do Basanito Casa de Pedra, inter-relacionados e de idade paleogênica (Figuras 14 e 15).

A **Formação Resende** corresponde a um sistema de leques aluviais associados à planície fluvial de rios entrelaçados, de idade oligocênica, com sedimentação representada por rochas rudáceas sustentadas por matriz lamítica e conglomerados, com seixos e matacões nas porções proximais dos leques em associação lateral e interdigitados com lamitos arenosos e níveis conglomeráticos nas porções mais distais. Na planície fluvial predominam arenitos com estratos cruzados em forma de lençol. Podem ocorrer crostas calcíticas (calcretes) associadas aos lamitos (RICCOMINI 1989).

Gradacionalmente, este sistema de leques aluviais passa para um sistema lacustre, a **Formação Tremembé**, representado por pacotes rítmicos de argilas verdes, maciças, com intercalações tabulares e contínuas de calcários dolomíticos, ritmitos formados por alternância de folhelhos e margas, arenitos com estratos cruzados e arenitos arcoseanos conglomeráticos.

A **Formação São Paulo** corresponde a um sistema fluvial meandrante, sobreposto aos leques aluviais e ao sistema lacustre. Este sistema é representado por arenitos grossos, conglomeráticos, com granodecrescência ascendente até siltitos e argilitos, correspondendo a depósitos de canais meandrantentes, e arenitos médios a grossos que gradam para o topo até siltitos e argilitos, com estruturas rítmicas e *climbing ripples*, associados com o rompimento de diques marginais (*crevasse-splay*) e planícies de inundação.

Estas três formações guardam relações de transição entre si, representando, cada uma, mudanças no regime tectônico e paleoclimático (RICCOMINI 1989).

b. A **Formação Itaquaquetuba**, designada por COIMBRA *et al.* (1983), de idade supostamente neogênica, encontra-se alojada, em contatos ora erosivos ora tectônicos, sobre rochas do embasamento pré-cambriano e é representada por um sistema fluvial entrelaçado (*braided*) (Figuras 14 e 15).

É composta por arenitos médios a grossos, mal selecionados, arcoseanos, com níveis conglomeráticos. Apresenta estratificações cruzadas, predominantemente acanalada, de médio porte (até 3m), e correspondem a barras transversais (dunas subaquosas) de cristas sinuosas em rios entrelaçados.

c. A **Formação Pindamonhangaba** (RICCOMINI 1989) representa um sistema fluvial meandrante, de idade neogênica a pleistocênica (Figuras 14 e 15),

separada dos sistemas deposicionais mais antigos por uma importante discordância basal bem marcada.

No geral a unidade apresenta um nível conglomerático basal, passando acima para arenitos argilosos, grossos, mal selecionados, com estratos cruzados tabulares de médio porte. Este conjunto, grada, por granodecrescência ascendente, para areias argilosas, médias a finas e, no topo, para siltitos maciços ou estratificados. Estes sedimentos representariam a instalação de uma drenagem, com depósitos típicos de canais fluviais meandantes, onde os siltitos seriam depósitos de transbordamentos em planícies de inundação ou de abandono dos canais.

Tem-se ainda sedimentos arenosos conglomeráticos, com matriz argilosa e megaestratificações sigmoidais que gradam para siltitos e argilitos no topo, representando rompimento de diques marginais (*crevasse splay*).

O conjunto de sedimentos cenozóicos é cortado por estruturas relacionadas a quatro sistemas principais de lineamentos de direções ENE a E-W, NNW, NNE e WNW (LIU 1984, FRANCHITTO 1987 e RICCOMINI 1989), que são caracterizadas por falhas de movimentação predominantemente normal ou reversa, de componentes direcional, dextral ou sinistral e situações intermediárias. Além destas estruturas mais comuns, podem ser observadas algumas falhas de empurrão, dobras e juntas.

As falhas de direção ENE a E-W acompanham as antigas zonas de cisalhamento do embasamento, no limite da borda norte das bacias, conferindo a estas seu formato alongado. As movimentações são de caráter normal ou reverso, transcorrente dextral ou sinistral e deslocamentos com componentes intermediárias, podendo associar-se à estruturas em flôr positivas e negativas (RICCOMINI 1989).

As falhas do sistema NNE são, geralmente, oblíquas ao eixo das bacias, compartimentando-as internamente. Possuem caráter predominantemente transcorrente dextral, sendo também verificadas movimentações normais e reversas.

O sistema NNW é caracterizado por falhas ortogonais ao eixo da bacia, controlando a Soleira de Arujá, com caráter predominantemente normal e transcorrente sinistral, podendo, no entanto, apresentar movimentações reversas e transcorrentes dextrais.

As falhas do sistema WNW controlam aparentemente os altos estruturais que compõem as soleiras de Queluz e Floriano-Barra Mansa (RICCOMINI 1989). Este sistema apresenta movimentações normais e reversas.

As falhas de empurrão ocorrem localmente nas soleiras de Arujá, Queluz e Floriano-Barra Mansa, colocando blocos de rochas do embasamento sobre sedimentos cenozóicos.

Além das falhas, podem ser observadas na região dobras em escala mesoscópica e regional, sendo, dentre as primeiras, algumas provocadas por arrasto de falhamentos. Ocorrem ainda famílias de juntas nos sedimentos.

4.4.4.2 Sedimentos pleistocênicos e holocênicos

Os sedimentos pleistocênicos e holocênicos apresentam distribuição generalizada em toda a área estudada. Foram inicialmente caracterizados em estudos desenvolvidos pelo IPT (1983), compreendendo depósitos de tálus nas proximidades dos maciços alcalinos e junto às cristas sustentadas por faixas de rochas silicificadas, além de aluviões rudáceos derivados do retrabalhamento destes tálus, colúvios e complexos colúvio-aluviais preenchendo alvéolos, aluviões subatuais, aluviões em várzeas atuais e depósitos aluviais dispostos sobre os níveis de baixos terraços. Este trabalho apresenta ainda um primeiro quadro tentativo da relação entre estes depósitos.

Posteriormente, MOURA & MEIS (1986) elaboraram uma coluna estratigráfica preliminar para a região de Bananal (SP), a qual poderia, segundo os autores, ser estendida para grande parte do Vale do Rio Paraíba do Sul. A partir destes estudos, MOURA & MELLO (1991) propuseram formalmente uma classificação com base na definição de unidades alostratigráficas, sugerindo nove aloformações que representariam os depósitos quaternários na região (Figura 16):

- a. Aloformação Santa Vitória, de idade pleistocênica, compreendendo os depósitos coluviais mais antigos;
- b. Aloformação Rio do Bananal, de idade pleistocênica, correspondendo também a depósitos coluviais, de grande espessura, em descontinuidade sobre os depósitos da unidade anterior. O limite superior desta unidade é marcado por uma feição pedogenética (paleo-horizonte A);
- c. Aloformação Rio das Três Barras, de idade holocênica, com depósitos interpretados como originados em paleolagos resultantes de represamentos locais dos cursos fluviais;
- d. Aloformação Cotiara, de idade holocênica, representada por depósitos coluviais, evidenciando uma nova fase de retrabalhamento dos regolitos e remodelamento das encostas;
- e. Aloformação Rialto, de idade holocênica, representando níveis superiores de terraços fluviais nos vales principais;

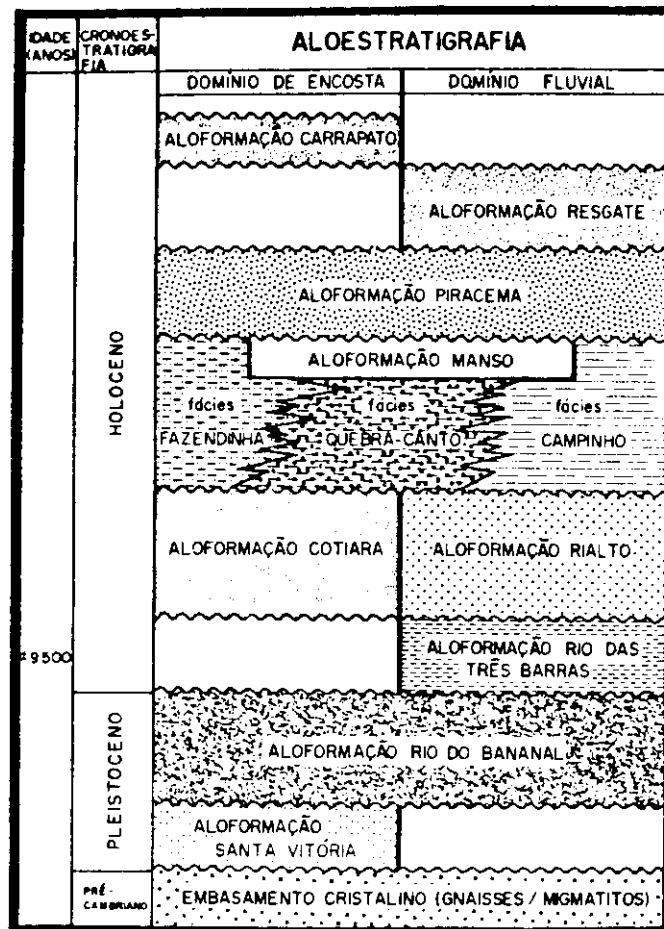


Figura 16 - Coluna estratigráfica do Quaternário Superior da região de Bananal (SP/RJ). Extraído de MOURA & MELLO (1991), p.240.

f. Aloformação Manso, de idade holocênica, reunindo depósitos aluviais e de encostas interdigitados. A fácies Fazendinha representa os depósitos coluviais, a fácies Campinho representa depósitos aluviais e, a Quebra-Canto, alúvio-coluviais. Correspondem ao nível superior de terraços fluviais em muitos vales tributários das principais drenagens e parece registrar uma fase de grande instabilidade da paisagem, marcado por intensa atividade erosiva e entulhamento generalizado de vales fluviais;

g. Aloformação Piracema, de idade holocênica, representando uma fase de retrabalhamento de encostas, gerando novos depósitos coluviais;

h. Aloformação Resgate, de idade holocênica, representada por depósitos fluviais meandantes, correspondendo a uma fase de agradação dos canais fluviais, documentada no nível intermediário dos terraços;

i. Aloformação Carrapato, correspondendo a depósitos coluviais, representando uma fase recente de remodelamento das encostas, sendo o último evento identificado a nível regional.

4.5 EVOLUÇÃO GEOLÓGICA CENOZÓICA

A partir do Jurássico Superior, teriam ocorrido na área fenômenos relacionados à Reativação Wealdeniana (ALMEIDA 1967) ou Sul-Atlantiana (SCHOBENHAUS *et al.* 1981), ou ainda mais apropriadamente ativação pós-paleozóica (*e.g.* ALMEIDA & CARMEIRO 1989), coincidente com a separação Brasil-África e abertura do Oceano Atlântico. O arqueamento crustal inicial é sucedido pelo processo de rifteamento, com conseqüente sedimentação da Bacia de Santos, acompanhado de magmatismo basáltico, durante o Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior (AMARAL *et al.* 1966), representado na área por intrusões de diques básicos.

Com a acentuação dos movimentos verticais opostos entre a região continental emersa e a Bacia de Santos, ocorreria magmatismo alcalino e teriam sido originados grandes falhamentos normais que gerariam as Serras do Mar e da Mantiqueira (ASMUS & FERRARI 1978). Estes movimentos de caráter normal estariam condicionados, em grande parte, por falhas pré-cambrianas e cambro-ordovicianas, resultando num conjunto de blocos alongados segundo ENE, escalonados, e basculados no sentido NNW (HASUI *et al.* 1978), formando hemi-*grabens*, responsáveis pelo acúmulo de espessuras consideráveis de sedimentos, depositados a partir do Paleógeno, em uma calha inicialmente contínua, ao menos entre as áreas das atuais bacias de São Paulo e Volta Redonda (RICCOMINI 1989).

RICCOMINI (1989) estabeleceu a seguinte cronologia regional dos eventos mesozóico-cenozóicos da área (Figura 17):

- Fase extensional NNW-SSE inicial, de idade eocênica-oligocênica, com a formação da depressão original na forma de hemi-graben e o preenchimento vulcano-sedimentar sintectônico (Grupo Taubaté), com a deposição das formações Resende, Tremembé e São Paulo. Paralelamente, na região de Volta Resende (Graben de Casa de Pedra), ocorreria a eclosão de derrames de rocha ultrabásica.

- Fase transcorrente sinistral de direção E-W, com extensão NW-SE e, localmente, compressão NE-SW, provavelmente oligocênica. Os soerguimentos das soleiras de Arujá, que separa as bacias de São Paulo e Taubaté, e de Queluz, separando as bacias de Taubaté e Resende, estariam associadas às zonas de transpressão enquanto que em zonas de transtração, localmente ter-se-ia a instalação de bacias do tipo *pull-apart*, como é o caso da Formação Itaquaquecetuba. Após este

evento, ocorreria a implantação de um novo sistema meandrante na Bacia de Taubaté (Formação Pindamonhangaba) com idade neogênica a pleistocênica inferior.

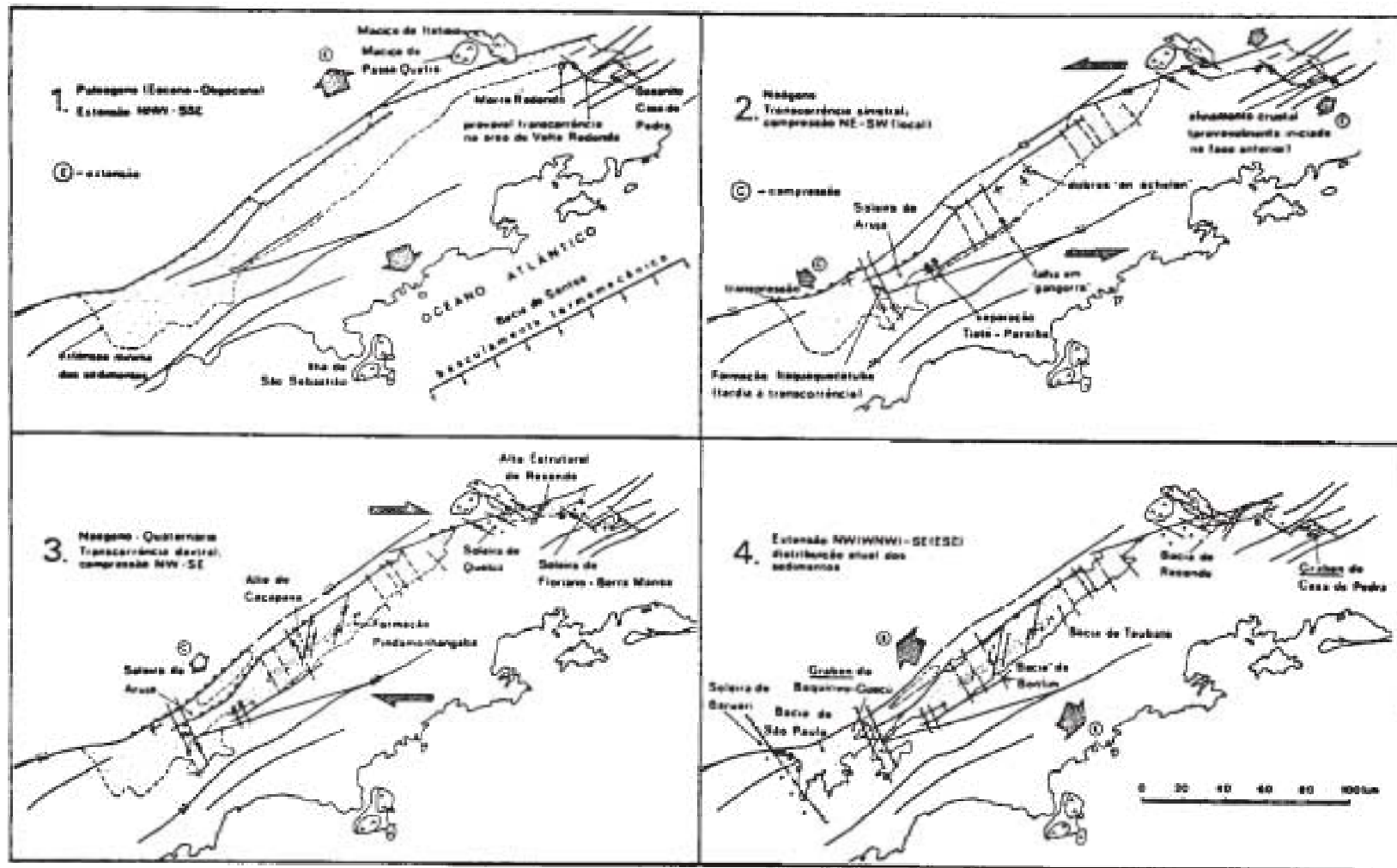


Figura 17 - Fases de tectonismo cenozóico atuantes no *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Extraído de RICCOMINI (1989), p.215.

- Fase transcorrente dextral de direção E-W com compressão NW-SE, pleistocênica superior a holocênica, gerando novos altos estruturais dentro das bacias, além da Soleira de Floriano-Barra Mansa, separando as bacias de Resende e Volta Redonda (Figura 17).

- Fase extensional NW(WNW)-SE(ESE), holocênica, afetando depósitos de baixos terraços.

Segundo RICCOMINI (1989) o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, pela sua localização, tenderia a sofrer os empuxos resultantes dos estados de tensões nas bordas leste e oeste da Placa Sul-Americana. Mecanismos de extensão e compressão seriam gerados como função da relação entre a deriva para oeste da placa e a subducção a oeste.

Na atualidade, estudos sismológicos e dados obtidos da análise de *breakouts* de poços de petróleo, mostram um campo de esforços compressivos, de direção E-W, novamente atribuídos à interação das placas Sul-Americana e de Nazca (ASSUMPÇÃO 1992).

CAPÍTULO 5

ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA

5.1 GENERALIDADES

A análise geomorfológica foi executada visando a definição das características gerais do relevo, como morfologia, rupturas de declive, anomalias de drenagem, entre outras, na tentativa de relacioná-las com as estruturas tectônicas presentes e com possíveis estruturas neotectônicas.

Para tanto, foram analisados detalhadamente mapas de lineamentos extraídos de imagens de satélite e radar, mapa de gradiente hidráulico, confeccionado segundo o método proposto por RODRIGUEZ (1993) e mapa de superfícies de bases, segundo o método de FILOSOFOV (1960 *apud* JAIM 1980).

Os mapas de gradientes hidráulicos (Anexo B) e superfícies de base (Anexo C) foram correlacionados ao mapa de lineamentos complementado de FRANCHITTO (1989), sendo selecionados os lineamentos provavelmente responsáveis pelo controle de algumas das formas das curvas e, conseqüentemente, das formas do relevo, visando a distinção de regiões passíveis de terem sido afetadas por movimentações tectônicas recentes.

A análise conjunta destes mapas com o mapa geológico compilado e da distribuição de sedimentos quaternários permitiu a seleção de áreas mais propícias ao registro destas manifestações, visando a coleta de dados estruturais em posteriores etapas de campo.

5.2 DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS

A confecção de mapas de gradientes hidráulicos e superfícies de base (Anexos B e C) permitiu a individualização de dois grandes domínios geomorfológicos principais, com características hidráulicas e de relevo distintas, identificáveis nos dois mapas e altamente correlacionáveis: (a) o domínio norte, correspondente à região da Serra da Mantiqueira e (b) o domínio sul, correspondendo à região do Vale do Rio Paraíba do Sul.

5.2.1 Domínio norte

O domínio norte é caracterizado por altos valores de gradientes hidráulicos e superfícies de base com curvas pouco espaçadas, correspondendo à região da

Serra da Mantiqueira. Os valores de gradientes hidráulicos são, geralmente, maiores que 5 alcançando 25 e os de superfícies de base em torno de 700 a 1500 m.

Os valores de gradientes hidráulicos podem alcançar 30 em alguns locais e até 40 no Maciço de Itatiaia e de Passa-Quatro. Da mesma forma, no mapa de superfícies de base estes valores se apresentam crescentes em direção ao norte da área, podendo ser superiores a 2.300 m nestes locais.

Por outro lado ocorrem áreas dentro deste domínio com valores de gradientes hidráulicos e superfícies de base inferiores a 5 e 200 m, respectivamente, como no caso do extremo noroeste e leste da área de estudo.

O contato com o domínio sul se dá de forma brusca, com o estreitamento do espaço entre as curvas de isovalores, onde os valores de gradientes hidráulicos passam de 5 para 15 e os de superfícies de base de 600 para 700 m. Em alguns locais, como nas proximidades de Queluz e Engenheiro Passos, esta passagem é amenizada, com valores aumentando gradativamente em curvas mais espaçadas.

No mapa de superfícies de base o contato entre os dois domínios pode ser melhor visualizado e relacionado a traços de falhas de direção E-W (ENE-WSW). Este limite, porém, é mascarado em vários locais por sobreposição de estruturas mais recentes (Anexos B e C).

5.2.2 Domínio Sul

O domínio sul é caracterizado por valores de gradientes hidráulicos geralmente em torno 5 e superfícies de base quase sempre em torno de 500 a 600 m, na forma de curvas bastante espaçadas, correspondente à região do Vale do Rio Paraíba do Sul. Neste domínio, de baixos valores de gradientes hidráulicos, ocorrem algumas porções que podem ser descritas como anômalas, onde estes podem chegar até 10 ou mais de 15, como é o caso da área da Barragem do Funil, ou ainda cair a menos de 1, como nas áreas da Cidade de Cruzeiro (SP) e a leste de Itatiaia (RJ)

Neste domínio, as isolinhas de superfícies de base se comportam de maneira mais homogênea, havendo porém locais onde estas se aproximam, com valores alcançando mais de 700 m, como é o caso da região a oeste da Cidade de Silveiras (SP), ou cair a 400 m, como é o caso das proximidades das cidades de Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ).

No extremo sul da área, onde os valores de gradientes hidráulicos se elevam a mais de 5 e os de superfícies de base a mais de 760 m, tem-se o início da passagem para a Serra da Bocaina.

5.3 ÁREAS ANÔMALAS

Internamente aos dois grandes domínios geomorfológicos foram individualizadas áreas consideradas anômalas, já que as características gerais das curvas de gradientes hidráulicos e superfícies de base diferem das características dos domínios onde estão inseridas.

No domínio norte foram assinalados blocos onde as isolinhas de gradientes hidráulicos alcançam valores superiores a 30 e as de superfícies da base valores superiores a 2300 m, correspondendo aos maciços de Itatiaia e Passa-Quatro. A compartimentação interna das curvas que definem estas áreas anômalas estão correlacionadas a falhamentos de direção WNW a NNW e NE (Anexos B e C).

A região referente à Barragem do Funil constitui a porção mais anômala em valores de gradientes hidráulicos do Vale do Rio Paraíba do Sul na área estudada, com isolinhas acima de 10 podendo alcançar até 20 na passagem para o domínio superior. Apresenta curvas pouco espaçadas e corresponde ao degrau reafeiçoado do Funil (SILVA *et al.* 1993) (Figura 13).

Dentro desta porção são individualizados quatro núcleos. O superior, entre as cidades de Itatiaia e Engenheiro Passos (RJ), constitui uma zona de transição com valores de gradientes hidráulicos crescentes em direção ao domínio norte, onde alcança valores superiores a 20. O núcleo central da Barragem do Funil alcança valores de gradientes hidráulicos superiores a 10 e o núcleo a sudoeste deste último, valores próximos a 10, bem como no núcleo pouco mais afastado, ao norte da Cidade de Areias.

As isolinhas de superfícies de base nesta porção apresentam uma anomalia pequena, com valores entre 440 a 540 m, pouco abaixo do normal. Estas curvas, com formas concêntricas, apresentam-se também algo menos espaçadas, com núcleos correlacionáveis aos do mapa de gradientes hidráulicos.

Esta área é, no conjunto, balizada por falhamentos de direção E-W. Lineamentos com esta direção, em conjunto com estruturas de direções NW e NE, são responsáveis pela compartimentação da área nos quatro núcleos descritos (Anexos B e C).

Entre as cidades de Queluz e Lavrinhas (SP) e também próximo à Cruzeiro (SP), ocorrem outras áreas anômalas com gradientes pouco superiores a 5, correspondendo ao degrau reafeiçoado de Queluz (SILVA *et al.* 1993). A área é balizada por falhas de direção E-W, NW e NE. Esta região é representada no mapa de superfícies de base por curvas de 520 a 560 m, bastante espaçadas. Embora não sejam evidenciadas anomalias de valores de superfícies de base, as formas das

curvas são claramente influenciadas por falhamentos, principalmente os de direção NW.

Esta porção da área é separada daquela correspondente à Barragem do Funil, anteriormente descrita, por uma região com baixos gradientes hidráulicos, com valores inferiores a 2, que adentra até parte do domínio norte, na região de Três Pinheiros - Barreirinhas, divisa dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro. As curvas parecem sofrer influências de falhamentos NE no domínio sul e NNW na porção que adentra o domínio norte (Anexos B e C).

Esta porção é marcada no mapa de superfícies de base por uma anomalia no domínio norte, com valores de isolinhas inferiores a 600 m. Para sul, esta área não mostra anomalias claramente correlacionáveis com o mapa de gradientes hidráulicos, sendo porém visível a influência de falhamentos de direções NE a NNE na forma das curvas. Segundo SILVA *et al.* (1993), esta região corresponde aos compartimentos de colinas de Engenheiro Passos (ao norte) e de Cruzeiro (ao sul) (Figura 13).

Dentro do compartimento de colinas de Cruzeiro ocorre outra área com gradientes hidráulicos superiores a 5 a oeste da Cidade de Silveiras. No mapa de superfícies de base, esta anomalia é marcada por curvas pouco espaçadas com valores superiores a 800 m. Estas curvas são balizadas por falhas de direção E-W.

Ainda como áreas anômalas, nas regiões das cidades de Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ), dentro do domínio sul, ocorrem porções onde os valores de gradientes hidráulicos e superfícies de base menores que 1 e 400 m, respectivamente. Estas áreas correspondem a porções das bacias de Taubaté (a oeste) e Resende (a leste), e são também balizadas por falhamentos de direção E-W.

CAPÍTULO 6

UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

6.1 GENERALIDADES

A área de estudos encerra rochas pertencentes ao embasamento pré-cambriano, rochas magmáticas básicas juro-cretáceas, e ultrabásicas cretáceas, sedimentos pertencentes às bacias cenozóicas de Taubaté e Resende e sedimentos quaternários colúviais, colúvio-aluviais e aluviais. Dado o enfoque deste trabalho, ênfase será dada aos depósitos quaternários.

O reconhecimento dos litotipos e relações geomorfológicas permitiu a individualização de depósitos quaternários de tálus, depósitos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul, depósitos colúviais e colúvio aluviais, aqui designados de primeira geração, depósitos colúviais, colúvio-aluviais e aluviais, aqui designados de segunda geração, e depósitos aluviais de baixos terraços e várzeas atuais.

As localidades referidas neste estudo podem ser observadas no mapa de afloramentos (Anexo D) e no mapa de afloramentos descritos na região de Bananal (Figura 18).

6.2 UNIDADES PRÉ-QUATERNÁRIAS

6.2.1 Rochas pré-cenozóicas

Como rochas pertencentes ao embasamento pré-cambriano ocorrem xistos, gnaisses bandados, quartzitos, migmatitos, milonitos, milonito-gnaisses, gnaisses graníticos e granitóides orientados.

As rochas do embasamento são freqüentemente cortadas por intrusões de diabásio na forma de diques, com idades entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior (AMARAL *et al.* 1966).

Ocorrem ainda rochas alcalinas, na forma de grandes maciços (Itatiaia e Passa-Quatro), presentes na porção norte da área, bem como diques de igual composição, cortando os maciços e nas proximidades destes (Figura 19). A idade obtida para estas rochas está situada entre o final do Cretáceo e o início do Terciário (AMARAL *et al.* 1967 e LAUAR 1988).

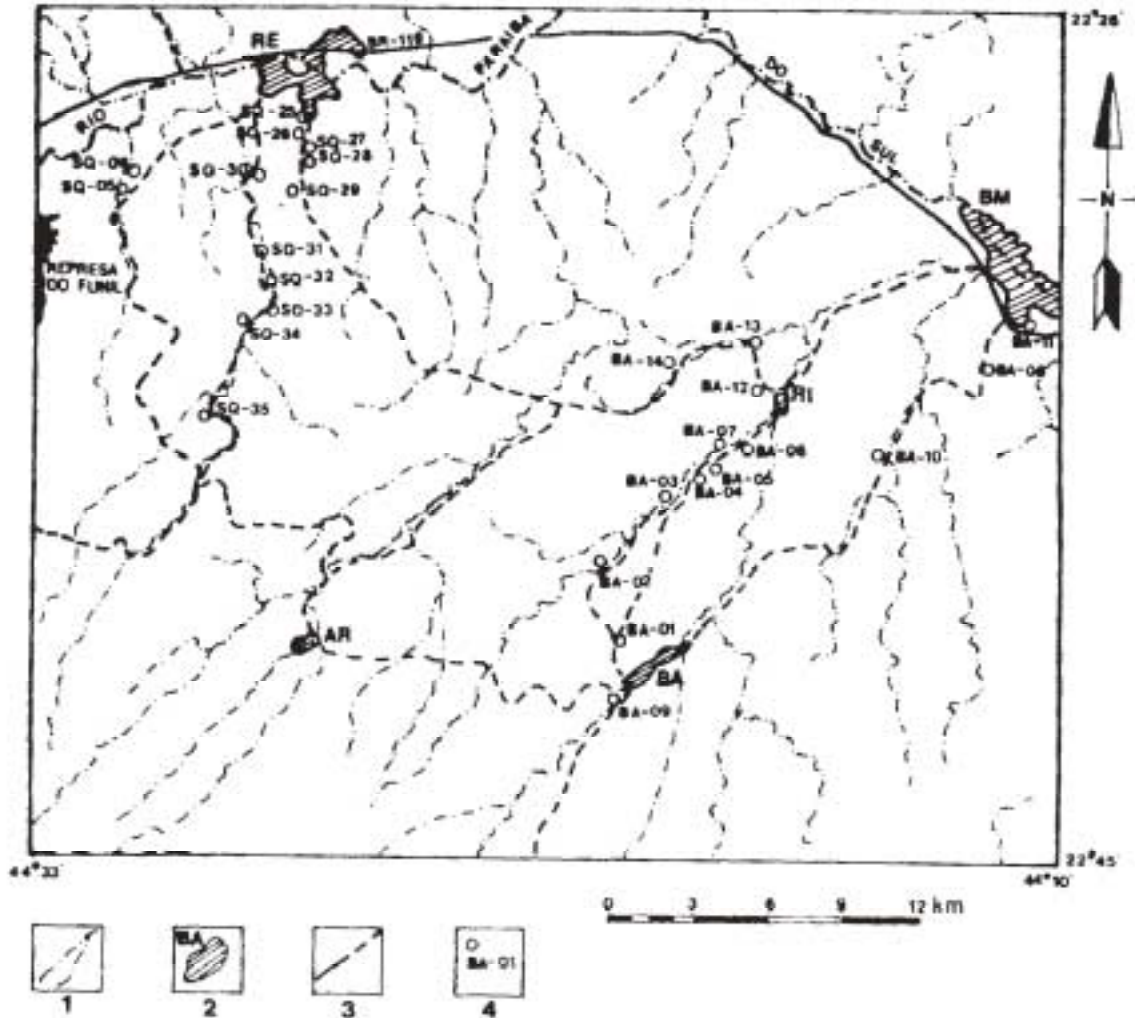


Figura 18 - Mapa de localidades descritas na região de Bananal (BA-01 a BA-14) e Resende (SQ-005, SQ-006 e SQ-025 a SQ-035). 1- Principais drenagens; 2- localidades (AR- Arapeí, BA- Bananal, BM- Barra Mansa, RE- Resende, RI- Rialto); 3- estradas; 4- localidades descritas.

6.2.2 Sedimentos terciários

Sedimentos terciários pertencentes à Formação Resende ocorrem a oeste e leste da área de estudos, nas porções correspondentes às bacias de Taubaté e Resende, respectivamente. Estes depósitos tem origem relacionada a um sistema de leques aluviais, distinguindo-se, na região, fácies correspondentes às porções proximais e distais destes leques.

Não raramente, os sedimentos da Formação Resende apresentam-se como manchas isoladas, em meio às rochas do embasamento pré-cambriano da Soleira de Queluz, como nas localidades SQ-023, SQ-048, SQ-051 e SQ-054.

Em porções proximais do sistema de leques aluviais, a Formação Resende é representada, na área de estudos, por paraconglomerados polimíticos, sustentados por lamito arenoso, com seixos, calhaus e matacões, angulosos a subangulosos, de rochas do embasamento (Figura 20). Nas proximidades dos maciços de Itatiaia e Passa-Quatro ocorrem como paraconglomerados oligomíticos, com seixos a matacões de rochas alcalinas.

Nas porções distais dos leques aluviais os sedimentos predominantes são lamitos esverdeados, argilo-arenosos, com grânulos e seixos angulosos a subangulosos de quartzo, feldspato e rochas do embasamento. Nestas porções podem ainda ocorrer conglomerados polimíticos, arenosos, com seixos e calhaus de rochas do embasamento.

Por vezes, corpos tabulares centimétricos a métricos, compostos por areias médias a grossas e níveis conglomeráticos, apresentam estratos cruzados tabulares ou acanalados, indicando retrabalhamento fluvial dos leques aluviais em planície aluvial de rios entrelaçados (Figura 21).

Ao conjunto de sedimentos da Formação Resende foi atribuído idade Oligocênica, a partir de análises palinológicas executadas na microflora de Resende (LIMA & AMADOR 1985).



Figura 19 - Diques de rochas alcalinas, de direção ENE, cortando rochas de igual composição no Maciço Alcalino de Itatiaia. Corte na estrada para as Prateleiras, próximo ao Abrigo Rebouças, local SQ-042.



Figura 20 - Rocha conglomerática com matriz lamítica das porções proximais de leques aluviais no pacote inferior, recoberto por sedimentos arenosos referentes às porções distais. Corte em estrada secundária de Cruzeiro a Pinheiros, local SQ-055.



Figura 21 - Sedimentos essencialmente arenosos das porções distais de leques aluviais, apresentando estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte, intercalados com pacotes tabulares siltico-arenosos. Corte na estrada de Cruzeiro a Lavrinhas, próxima à área urbana de Cruzeiro, local SQ-096.

6.3 UNIDADES QUATERNÁRIAS

Os sedimentos quaternários da região de Cruzeiro-Itatiaia são representados por: 1) depósitos de tálus, às faldas dos maciços de Itatiaia e Passa-Quatro, 2) depósitos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul, 3) depósitos

coluviais e colúvio-aluviais de primeira geração, em interflúvios e médias encostas, 4) depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais entulhando cabeceiras de drenagens, em baixas encostas e vales fluviais e 5) depósitos aluviais de baixos terraços e várzeas atuais.

6.3.1 Depósitos de tálus

Os depósitos de tálus podem ser observados na paisagem como extensas rampas de material rudáceo nas bordas dos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa-Quatro, submetidos atualmente a entalhamento pela rede de drenagens (Figura 22).

Estes depósitos são caracterizados pela má seleção e constituídos por seixos a blocos de rochas alcalinas, estes atingindo até mais de 5 metros de eixo maior, em meio a matriz lamosa de argila contendo areia e grânulos e apresentando estrutura maciça (Figuras 23 e 24).



Figura 22 - Vista geral da morfologia dos depósitos de tálus próximos ao Maciço Alcalino de Passa Quatro. Corte na estrada de Pinheiros a Capela do Jacu, local SQ-062.

6.3.2 Depósitos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul

Os depósitos aluviais mais antigos da área estudada são representados por terraços ao longo do Rio Paraíba do Sul e, com menor expressão, em alguns de seus afluentes principais. Estes depósitos ocorrem localmente na forma de pequenos *grabens*, tectonicamente embutidos em rochas do embasamento pré-cambriano, como nas localidades SQ-047 e SQ-229, com contato basal erosivo.



Figura 23 - Depósitos de tálus nas proximidades do Maciço Alcalino de Itatiaia, apresentando seixos, calhaus e matacões de rochas alcalinas em meio a matriz sílica arenosa. Corte a noroeste da cidade de Itatiaia, na estrada para o Parque Nacional de Itatiaia, local SQ-211.



Figura 24 - Detalhe das características dos sedimentos dos depósitos de tálus da figura anterior.

Os sedimentos destes terraços, bem expostos nas localidades SQ-047, SQ-077, SQ-084 e SQ-229, entre outras, são representados por conglomerados polimíticos, com seixos a matacões subarredondados a arredondados de quartzo, rochas do embasamento e rochas alcalinas, com arcabouço composto por areia grossa e grânulos de quartzo, em matriz lamosa, e apresentando estrutura maciça (Figuras 25 e 26).



Figura 25 - Conglomerado fluvial de depósitos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul, constituído por seixos a matações de quartzo, rochas do embasamento pré-cambriano e rochas alcalinas com matriz arenosa. Corte na rodovia BR-116, próximo à divisa interestadual SP/RJ, local SQ-047.



Figura 26 - Conglomerado fluvial de depósitos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul, com características semelhantes ao descrito na figura anterior. Corte na estrada para Lavrinhas, local SQ-229.

Intercalados e predominando em direção ao topo ocorrem pacotes de espessuras decimétricas de areia grossa com grânulos e pequenos seixos subarredondados de quartzo e rochas alcalinas. Nestas porções mais arenosas podem ser observados estratos cruzados de baixo ângulo que, na localidade SQ-047, indicam paleocorrente para leste, coincidente com o sentido atual da corrente do Rio Paraíba do Sul (Figura 27).



Figura 27 - Porções mais arenosas intercaladas em conglomerados fluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul descritos na Figura 25, apresentando estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo.

Sobre os depósitos de terraços ocorre localmente um pacote de lamitos cinza-esverdeados, argilo-arenosos, com grânulos de quartzo e feldspato (local SQ-047). Estes sedimentos podem atingir espessuras superiores a 30 m, preservadas devido ao seu embutimento tectônico (local SQ-045). Apresentam-se muito alterados e pacotes similares ocorrem na localidade SQ-020, entre outras.

6.3.3 Depósitos coluviais e colúvio-aluviais de primeira geração

Depósitos coluviais e colúvio-aluviais de primeira geração ocorrem generalizadamente em toda a área de estudos, embora de forma descontínua. Os depósitos coluviais estão situados quase sempre em posição de interflúvio, encostas de morros e cabeceiras de drenagens e os colúvio-aluviais em baixas encostas sofrendo influências dos processos erosivos atuantes nos vales.

Os depósitos coluviais são representados, na área de estudos, por pacotes lateralmente descontínuos, com espessuras de até 3 m. São caracteristicamente compostos por material argilo-arenoso a areno-argiloso, mal selecionado, de cor amarelada, com grânulos e seixos de quartzo angulosos a subangulosos e estrutura maciça (Figura 28). Não raramente podem ser observadas linhas de seixos em posições basais ou intermediárias.

Os depósitos colúvio-aluviais observados ocorrem geralmente em continuidade com os depósitos coluviais e são caracterizados por incipiente

estruturação interna nos sedimentos, com menores quantidades de argila, maior seleção dos grãos e, por vezes, tênues estratificações cruzadas tabulares.

Estes depósitos coluviais foram relacionados, por suas características físicas e distribuição espacial, aos depósitos da Aloformação Cotiara, definida na região de Bananal por MOURA & MELLO (1991), e presente nas localidades BA-01 e BA-08 (Figura 18).



Figura 28 - Características gerais dos depósitos coluviais de primeira geração, com linha de seixos na base. Notar falha deslocando a linha de seixos. Corte na estrada de Silveira à Queluz, local SQ-188.

6.3.4 Depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais de segunda geração

Depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais ocorrem interdigitados e de maneira relativamente contínua em encostas e preenchendo os vales das principais drenagens na área de estudos. Estes depósitos são distinguidos na paisagem como rampas suaves que, a partir das encostas gradam para extensos níveis de terraços colmatando os vales (Figura 29).

Os sedimentos que compõem os depósitos coluviais de segunda geração distinguem-se dos de primeira pela sua posição em meias a baixas encostas e pela continuidade com extensos depósitos aluviais.

São litologicamente compostos por pacotes de até 3 m de espessura de areias-argilosas avermelhadas, com grânulos angulosos a subangulosos de quartzo e estrutura maciça. Nas porções basais podem ocorrer linhas de seixos de quartzo subanguloso. Nas porções próximas aos vales estes sedimentos sofrem gradativamente influência de processos fluviais.



Figura 29 - Morfologia dos depósitos colúvio-aluviais de segunda geração. Estrada de Bananal a Rialto, local BA-05.

Os sedimentos que compõem os depósitos colúvio-aluviais são representados por pacotes areno-argilosos, micáceos, com grânulos de quartzo e feldspato, intercaladas com camadas centimétricas de areia fina siltosa, atingindo até 4 m de espessura. Podem ocorrer níveis centimétricos a decimétricos de areias médias a grossas, por vezes conglomeráticas, na forma de extensas camadas tabulares contínuas, onde, por vezes, podem ser observadas estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo.

Na localidade SQ-161 ocorre, na base do pacote, um nível com aproximadamente 1m de espessura, de argila siltosa com grãos de areia dispersos, de coloração cinza escura, rica em matéria orgânica, incluindo fragmentos milimétricos de carvão, do qual foram coletadas amostras para datação pelo método ^{14}C (Figura 30). Trata-se de um provável nível de paleossolo.

Os depósitos aluviais ocorrem entulhando os vales das principais drenagens da área e seus tributários e são expressos na paisagem sob a forma de terraços. Estes sedimentos são geralmente compostos por pacotes conglomeráticos na base, geralmente ortoconglomerados de espessura métrica contendo seixos, calhaus e matacões subarredondados, compostos litologicamente por rochas do embasamento e dos maciços alcalinos, em meio a areia grossa com grânulos. Quando nas proximidades dos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa-Quatro, estes conglomerados podem ser oligomíticos. Frequentemente ocorrem seixos imbricados, indicando sentidos de paleocorrentes sempre concordantes com os atuais (Figura 31).

Para o topo, estes sedimentos gradam para pacotes decimétricos a métricos de areias conglomeráticas, com grânulos e seixos de rochas do

embasamento pré-cambriano e rochas alcalinas. As estruturas podem ser maciças ou com estratificações plano-paralelas ou cruzadas tabulares de baixo ângulo.

Intercalados, ocorrem camadas tabulares, geralmente de espessuras decimétricas, de areia média a grossa, por vezes com grânulos de quartzo, apresentando estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo, bem desenvolvidas.



Figura 30 - Sedimentos argilo-arenosos com intercalação de camada arenosa, tablar (indicada pelo martelo), de depósitos colúvio-aluviais de segunda geração, com nível de paleossolo na base do afloramento. Corte em estrada secundária a partir da estrada de Queluz a Areias, local SQ-161.



Figura 31 - Corte na margem do Rio do Jacú mostrando forte imbricação dos seixos e com sentido de paleocorrente concordante com a atual, local SQ-100.

Na localidade SQ-032 (Figura 32) foram descritos pacotes de até 10 m de espessura destes depósitos aluviais. Ocorrem como camadas contínuas, de

espessuras decimétricas, compostas por areia médias a grossas, com grânulos e, localmente, pequenos seixos dispersos. Intercalados ocorrem níveis de espessuras centimétricas de areias conglomeráticas, níveis de paraconglomerados ou ainda níveis centimétricos de areia fina com quantidades variáveis de silte. O seixos presentes em todos os litotipos são compostos por quartzo, rochas do embasamento e rochas alcalinas.



Figura 32 - Sedimentos arenosos com grânulos e pequenos seixos, apresentando estratos cruzados tabulares e acanalados, referentes aos depósitos aluviais de segunda geração. Corte na margem direita do Rio Sesmaria, ao sul da Cidade de Resende, local SQ-032.

Nas porções arenosas e conglomeráticas, as estratificações cruzadas tabulares e acanaladas são bem desenvolvidas.

Depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais, com estas mesmas características físicas e espaciais, foram observadas na região de Bananal, nos locais BA-01, BA-03, BA-08 e BA-012, entre outros, tendo sido incluídos por MELLO (1992) na Aloformação Manso (Figura 33).

6.3.5 Depósitos aluviais em baixos terraços e várzeas

Os depósitos aluviais em baixos terraços e várzeas estão associados ao Rio Paraíba do Sul e seus afluentes principais, sendo formados atualmente,

principalmente pela migração dos canais das drenagens e alargamento do leito fluvial. São constituídos por depósitos incoesos de cascalhos, areias médias e grossas, e areias silticas. Nas várzeas a sedimentação é essencialmente siltica e argilosa.



Figura 33 - Características gerais dos depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais da Aloformação Manso na região de Bananal. Corte nas proximidades da estrada de Bananal a Barra Mansa, no bairro Cotiara, Barra Mansa, local BA-08.

6.4 COLUNA LITOESTRATIGRÁFICA

O reconhecimento da litoestratigrafia dos depósitos quaternários foi dificultada sobretudo pela sua descontinuidade espacial e pela escassez de materiais datáveis, o que limitou as correlações estratigráficas.

Visando a melhor caracterização litoestratigráfica e cronológica do Quaternário na área de estudos, procurou-se verificar a eventual correlação destes depósitos com aqueles descritos na vizinha região de Bananal (BA-01 a BA-14) (Figura 18), cuja coluna aloestratigráfica já está razoavelmente bem estabelecida, amparada em seções detalhadas e idades obtidas pelo método ^{14}C (MOURA & MELLO 1991, MELLO 1992) (Figura 16).

É importante ressaltar que esta correlação é tentativa, visto que, apesar das aloformações definidas na região de Bananal e os depósitos descritos na área de estudos pertencerem regionalmente à bacia hidrográfica do Rio Paraíba do Sul, e apresentarem notáveis similaridades, podem ter ocorrido variações nos níveis de bases locais, acarretando diferenças significativas na sedimentação.

No local SQ-161 foram coletadas amostras de um nível de paleossolo, rico em matéria orgânica, em depósito correlacionável à Aloformação Manso, sendo este o único material datável encontrado na área de estudos para obtenção de idade pelo

método ^{14}C , ainda não concluída (Figura 34). De posse da idade, a correlação deste depósito com aqueles datados por MOURA & MELLO (1991) e MELLO (1992) poderá ser efetuada de modo mais conclusivo.



Figura 34 - Sedimentos colúvio-aluviais com provável nível de paleossolo próximo à base do pacote. Corte em estrada secundária a partir da estrada de Queluz a Areias, local SQ-161.

6.4.1 Depósitos pleistocênicos

Dentro das unidades pleistocênicas foram incluídos os depósitos de tálus associados aos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa-Quatro, os depósitos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul, além dos pacotes de lamitos que, por vezes, recobrem estes últimos.

Os **depósitos de tálus** são encontrados com contatos erosivos sobre rochas do embasamento, tendo sua origem ligada a movimentos de massa nas bordas dos maciços alcalinos.

Os **depósitos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul** ocorrem sempre nas proximidades do atual curso deste rio, com contatos erosivos ou tectônicos com rochas do embasamento.

No local SQ-229 rochas conglomeráticas dos antigos terraços do Rio Paraíba do Sul são recobertos por depósitos colúvio-aluviais de primeira geração, por meio de um contato erosivo.

No local SQ-047, estes depósitos de terraços estão embutidos tectonicamente entre rochas do embasamento, sob a forma de *graben*, recobertos por pacote decimétrico de lamitos cinza-esverdeados. Estes lamitos foram correlacionados àqueles observados no local SQ-045, também embutidos tectonicamente em rochas

do embasamento, em um *graben* com 30m de espessura de sedimentos. Na localidade SQ-046 rochas do embasamento pré-cambriano cavalgam sedimentos lamíticos muito alterados, provavelmente também pertencentes a esta unidade.

Os depósitos de terraços e os lamitos sobrepostos apresentam área de ocorrência restrita, estando sua preservação quase sempre ligada ao embutimento tectônico. Neles não foram obtidas quaisquer idades absolutas nem efetuadas correlações com a área de Bananal. Sua inclusão na base da coluna foi efetuada de forma tentativa a partir das relações que guardam com os outros depósitos.

6.4.2 Depósitos holocênicos

No conjunto dos depósitos holocênicos foram enquadrados os sedimentos coluviais e colúvio-aluviais de primeira geração, os sedimentos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais de segunda geração e os sedimentos aluviais atuais de baixos terraços e várzeas.

Os **depósitos coluviais e colúvio-aluviais de primeira geração** ocorrem de forma generalizada mas descontínua em toda a área de estudos. Eles encontram-se sobrepostos às rochas do embasamento pré-cambriano, aos sedimentos terciários e aos antigos terraços do Rio Paraíba do Sul, com contatos geralmente erosivos, por vezes tectônicos. Foram correlacionados aos depósitos da Aloformação Cotiara, conforme designação de MOURA & MELLO (1991), tidos como holocênicos a partir de datações ^{14}C realizadas em níveis de paleossolos do topo da unidade subjacente (Aloformação Rio do Bananal), que forneceram idades de 9.800 anos A.P.

Depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluvias de segunda geração entulham cabeceiras de drenagens e vales fluviais das principais drenagens da região. Guardam relações de contatos erosivos e tectônico com rochas do embasamento e discordâncias erosivas com os depósitos subjacentes.

Na região de Bananal foram observados depósitos com as mesmas características litológicas e distribuição espacial, designados por MOURA & MELLO (1991) como Aloformação Manso. Estes depósitos forneceram idades radiométricas ^{14}C , a partir de um nível de paleossolo da porção inferior dos depósitos colúvio-aluviais, de 8.500 anos A.P. (C.L. Mello, informação verbal).

Os sedimentos mais recentes observados compreendem **depósitos atuais de baixos terraços e várzeas**, constituindo-se de materiais incoesos de barras e fundos de canais, em vales fluviais, e sedimentos pelíticos em várzeas, ainda em desenvolvimento.

CAPÍTULO 7

GEOLOGIA ESTRUTURAL

7.1 GENERALIDADES

Os estudos de geologia estrutural na área de estudos foram dirigidos no sentido da caracterização das estruturas neotectônicas bem como de seus condicionantes estruturais antigos.

Os dados foram coletados tanto em sedimentos quaternários como em rochas do embasamento pré-cambriano, rochas dos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa-Quatro e sedimentos terciários das bacias de Taubaté e Resende.

Durante as etapas de campo procurou-se, após o direcionamento efetuado pela análise dos mapas morfométricos, estabelecer a cronologia relativa de geração das estruturas, seguindo os critérios de ANGELIER *et al.* (1985), BERGERAT (1987) e RICCOMINI (1989), entre outros. Estes levam em conta, principalmente, o deslocamento de uma estrutura por outra, superposição de estrias e formação de degraus em planos de falhas. A cronologia das estruturas observadas em sedimentos quaternários teve também como suporte fundamental a estratigrafia destes depósitos.

Após a coleta, os dados referente às falhas e respectivas estrias de atrito foram tratados em gabinete, seguindo os métodos de ARTHAUD (1969), ANGELIER & MECHLER (1977) e ANGELIER (1979).

A aplicação do método de ANGELIER & MECHLER (1977) visou a obtenção das direções dos eixos principais de encurtamento e extensão, a partir de planos de falhas e estrias, estas representando as componentes do esforço cisalhante geradas sobre os planos de falhas. Segundo este método, para cada plano de falha e respectiva estria, é construído um plano auxiliar, ortogonal ao plano de falha e à estria. Estes planos definem quatro diedros retos, dois em extensão e dois em compressão, opostos, em função do sentido do deslocamento ao longo da falha (Figura 35). Estes diedros são somados, sendo a área de maior coincidência de diedros compressivos, as de maior probabilidade de conter o esforço máximo compressivo (σ_1) e as de maior coincidência de diedros distensivos, as de maior probabilidade de conter o esforço máximo distensivo (σ_3) (Figura 36).

O tratamento dos dados segundo o método de ARTHAUD (1969) visou a definição dos eixos de *strain* (X, Y e Z, sendo $X \geq Y \geq Z$) a partir de planos de movimento. Estes são traçados ortogonalmente aos planos de falha e contêm, além dos pólos destes últimos, suas estrias. Por sua vez, os pólos dos planos de movimento são unidos, por meio de uma guirlanda, em um círculo máximo. O pólo deste último plano corresponderá a um dos eixos principais de *strain*, de acordo com o

caráter das falhas analisadas. Os outros dois eixos colocar-se-ão a 90° deste, sobre o círculo máximo do plano deste pólo (Figura 37). Em função do caráter das falhas, são deduzidas as posições relativas de X, Y e Z.

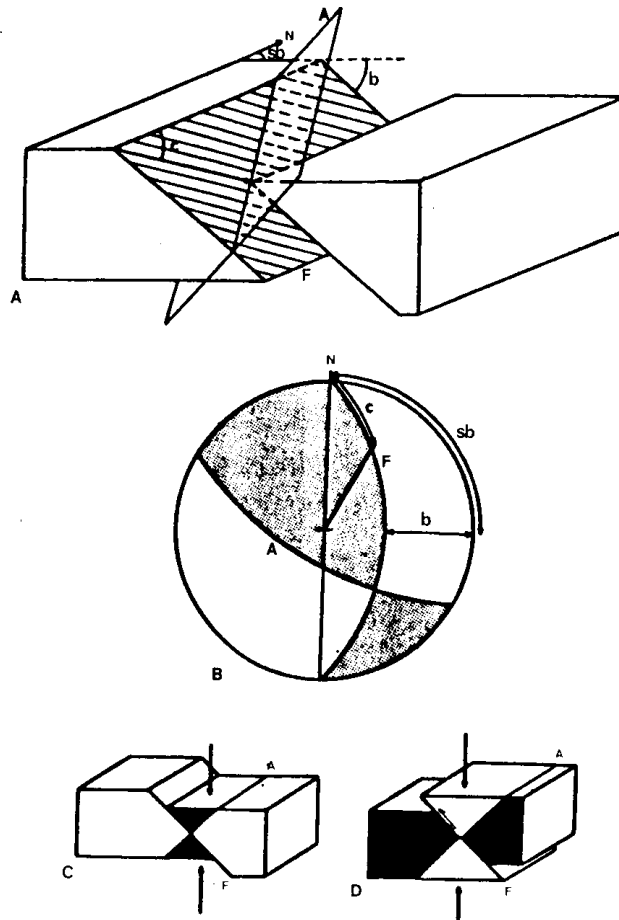


Figura 35 - Conceição de diedros retos. A- Esquema de diedros retos em uma falha em bloco diagrama; o plano auxiliar é perpendicular à falha e à estria; B- projeção estereográfica; C- diedros retos para uma falha normal, D- diedros retos para uma falha reversa. Extraído de VICENTE *et al.* (1992), p.8.

Dados referentes a famílias de juntas que apresentam direções sistemáticas a nível regional vêm também se mostrando como ferramentas úteis para a definição de seus campos de esforços geradores (*e.g.* HANCOCK & ENGELDER 1989, CRESPO & GOMEZ 1993).

As famílias de juntas observadas ocorrem como juntas de extensão ou como juntas de cisalhamento. No primeiro caso, o eixo de extensão máxima, σ_3 , se orienta perpendicularmente ao plano da estrutura. As juntas de cisalhamento ocorrem como famílias conjugadas com esforço principal máximo compressivo, σ_1 , localizado na bissetriz do ângulo agudo destes planos.

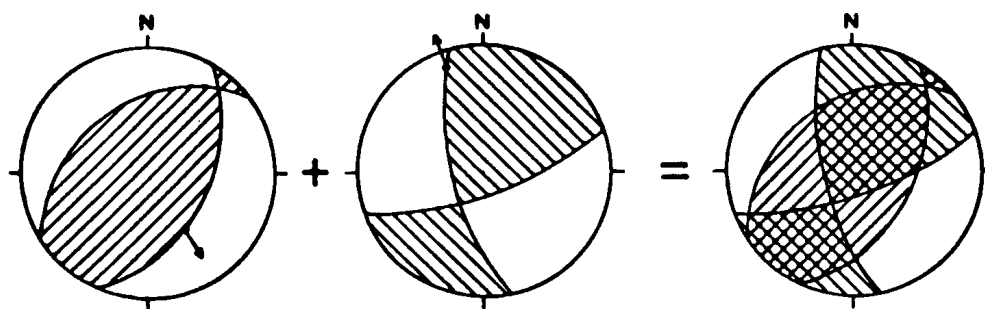


Figura 36 - Princípio básico do método dos diedros retos. Extraído de ANGELIER & MÉCHLER (1977), p. 1311.

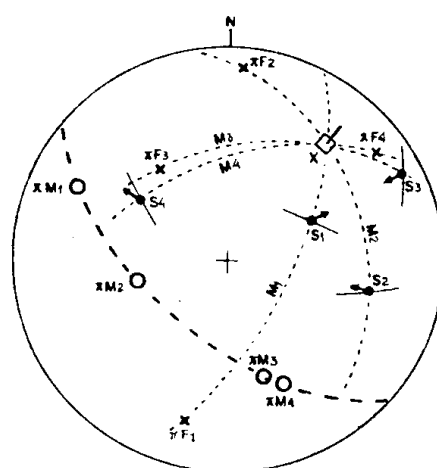


Figura 37 - Princípio básico do método de ARTHAUD (1969). A partir de 4 falhas (F1 a F4) e respectivas estrias (S1 a S4) são construídos 4 planos de movimentos (M1 a M4), ortogonais às falhas e contendo as respectivas estrias. Pelos pólos dos panos de movimento é traçada uma guirlanda, sendo o pólo desta uma das direções principais. Extraído de ARTHAUD (1969), p. 730.

7.2 ESTRUTURAS TECTÔNICAS

Foram observadas, em toda a área de estudos, estruturas tectônicas afetando rochas do embasamento pré-cambriano, rochas dos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa-Quatro, sedimentos cenozóicos das bacias de Taubaté e Resende e sedimentos quaternários.

Estas estruturas ocorrem na forma de foliações metamórficas, dobras, lineações, falhas com movimentações diversas e juntas. Ênfase será dada às estruturas cenozóicas de caráter rúptil.

As localidades aqui referidas dizem respeito àquelas localizadas no mapa de afloramentos do Anexo D e da figura 18.

7.2.1 Foliações

Foliações metamórficas ocorrem na quase totalidade das rochas do embasamento pré-cambriano, por vezes de modo incipiente, mas quase sempre bem marcadas e com planos bem definidos.

A direção NE a ENE dos planos de foliação é bastante persistente em toda a área, com mergulhos que variam de 30 a 60°, por vezes superiores a 80°, para SE e NW (Figura 38).

Estas discontinuidades planares correspondem em parte à foliação cataclástica de antigas zonas de cisalhamento e serviram como direções principais para a instalação de falhas de reativações posteriores, incluindo as cenozóicas, além de alojarem diques de rochas ultrabásicas e alcalinas cretáceas.



Figura 38 - Pólos de planos de foliações em rochas do embasamento pré-cambriano. Diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior, de referência, 122 dados.

7.2.2 Falhas cenozóicas

Falhas cenozóicas ocorrem comumente em toda a área de estudos, afetando desde rochas do embasamento pré-cambriano até sedimentos quaternários.

Quatro sistemas principais de estruturas, já caracterizados anteriormente (e.g. LIU 1984, FRANCHITTO 1987 e RICCOMINI 1989), puderam ser identificados, com direções ENE (NE-ENE), WNW (NW-WNW), NNE e NNW. As movimentações ao longo destas estruturas podem ter caráter essencialmente normal ou reverso, transcorrente dextral ou sinistral, ou ainda componentes intermediários entre estes. Bastante expressivas são também falhas de empurrão de baixo ângulo que ocorrem localmente.

As **falhas de direção NE a ENE** seguem as direções das foliações e de antigas zonas de cisalhamento reativadas durante o cenozóico.

Estas estruturas possuem movimentações ora normais ou reversas (locais SQ-004 e SQ-136), ora transcorrentes dextrais ou sinistrais, por vezes com movimentações oblíquas.

As falhas de direção ENE afetam de maneira expressiva os sedimentos quaternários e são as responsáveis pela formação de *grabens* (SQ-045, SQ-047 e SQ-229, BA-03 e BA-10), além de deslocarem linhas de seixos de depósitos coluviais (SQ-033 e SQ-188). As movimentações ao longo destas estruturas possuem componentes principais normais e transcorrentes sinistrais, ocorrendo, geralmente, como reativações de falhas mais antigas.

As **falhas com direção NW a WNW** possuem movimentações quase sempre transcorrentes dextrais ou sinistrais (local SQ-040), por vezes normais (SQ-046) ou com componentes intermediários. As movimentações transcorrentes dextrais e sinistrais são bem marcadas em rochas do Maciço Alcalino de Itatiaia.

As **falhas de direção NNE** ocorrem com movimentações principais sinistrais, com componentes normais ou reversas (local SQ-009) e, por vezes, com movimentações principais normais ou reversas com componentes dextrais ou sinistrais (local SQ-001). Falhas com esta direção são responsáveis pelo deslocamento de diques cretáceos (Figura 39).

As **falhas de direção NNW** apresentam movimentações preferencialmente transcorrentes sinistrais (SQ-037 e SQ-213) ou normais (SQ-45) e, subordinadamente, transcorrentes dextrais ou reversas (SQ-037), ocorrendo, por vezes, deslocamentos intermediários. Esta direção de falhas é, juntamente com a ENE, responsável pela colocação de sedimentos quaternários entre rochas do embasamento e pelo deslocamento de diques cretáceos.



Figura 39 - Diques básicos em rochas do embasamento pré-cambriano deslocados por falhas de direção NNE com movimentação transcorrente sinistral. Rochas aflorantes no leito do Rio Bonito, a norte da Cidade de Itatiaia, local SQ-037.

Em alguns locais da área de estudos foram observadas falhas de empurrão ou direcionais de baixo ângulo, com superfícies bastante irregulares. Estas estruturas podem alojar-se apenas em rochas do embasamento ou serem responsáveis pela colocação tectônica destas sobre sedimentos cenozóicos (Figura 40).



Figura 40 - Bloco de rochas do embasamento pré-cambriano cavalgado sobre sedimentos lamíticos pleistocênicos, Estrada das Estâncias, local SQ-046.

7.2.3 Juntas

Foram tomadas aproximadamente mil medidas de juntas em rochas do embasamento, rochas alcalinas, sedimentos terciários e sedimentos quaternários. Aproximadamente 80% destas estruturas foram coletadas exclusivamente em depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais quaternários.

Os planos de juntas em rochas do embasamento conferem uma direção principal NE a ENE, seguindo a imposição das direções de foliações e antigas estruturas do embasamento, ocorrendo subordinadamente direções NNW a NW (locais SQ-035, SQ-038, SQ-041 e SQ-095).

Juntas em sedimentos quaternários ocorrem generalizadamente em toda a área de estudos, afetando os depósitos coluviais e colúvio-aluviais de primeira geração e os coluviais, colúvio-aluviais e aluviais de segunda geração (locais SQ-025, SQ-073, SQ-112, SQ-133, SQ-147, SQ-171, SQ-200, entre outros). Estas estruturas foram também identificadas em depósitos da região de Bananal (BA-01, BA-03 e BA-13) (Figuras 41 e 42).

Caracteristicamente, estas estruturas ocorrem na forma de juntas de cisalhamento, com famílias conjugadas de direções ENE a NE e WNW a NW, notavelmente persistentes em toda a área de estudos. Mais raramente ocorrem juntas de extensão com direções N-S e E-W. São geralmente verticalizadas, com espaçamento decimétrico a métrico, em ambos os casos.



Figura 41 - Depósito coluvial de primeira geração afetado por família de juntas sbverticais, com direções ENE e WNW. Corte em estrada não pavimentada a NNW da Cidade de Silveiras, local SQ-196.



Figura 42 - Depósito coluvial da Aloformação Manso afetado por família de juntas subverticais, de direções NE e NW, na região de Bananal. Corte na estrada de Bananal a Rialto, local BA-01.

7.3 CRONOLOGIA DOS EVENTOS E CAMPOS DE TENSÕES ASSOCIADOS

Os dados estruturais foram tratados em gabinete segundo os métodos de ARTHAUD (1969), ANGELIER & MECHLER (1977) e ANGELIER (1979) visando a obtenção dos campos de esforços geradores dos pares falha/estria.

As movimentações observadas ao longo das falhas, bem como os campos de tensões geradores destas, necessitam de diferentes regimes de esforços para sua compreensão. Assim, de posse dos estereogramas obtidos em conjunto com a cronologia relativa das estruturas, observada em algumas localidades descritas, e somado à estratigrafia dos depósitos quaternários foi possível a distinção de cinco fases, cada qual com regime de esforços específico, atuantes na área durante o cenozóico.

Em um primeiro conjunto os campos obtidos devem-se a estruturas de direções preferencialmente ENE, localmente WNW, com movimentações essencialmente normais, estruturas estas formadas provavelmente a partir de reativações das antigas zonas de cisalhamento do embasamento. Os campos de esforços obtidos forneceram eixo de extensão máxima orientado horizontalmente, segundo NNW-SSE, com σ_1 vertical (Figura 43).

O conjunto posterior é representado por estruturas de direção ENE e WNW, com movimentações principais sinistrais, por vezes com componentes intermediários

normais ou reversos, e estruturas com direções NNE e NNW, com movimentações essencialmente dextrais, por vezes com componentes normais ou reversos.

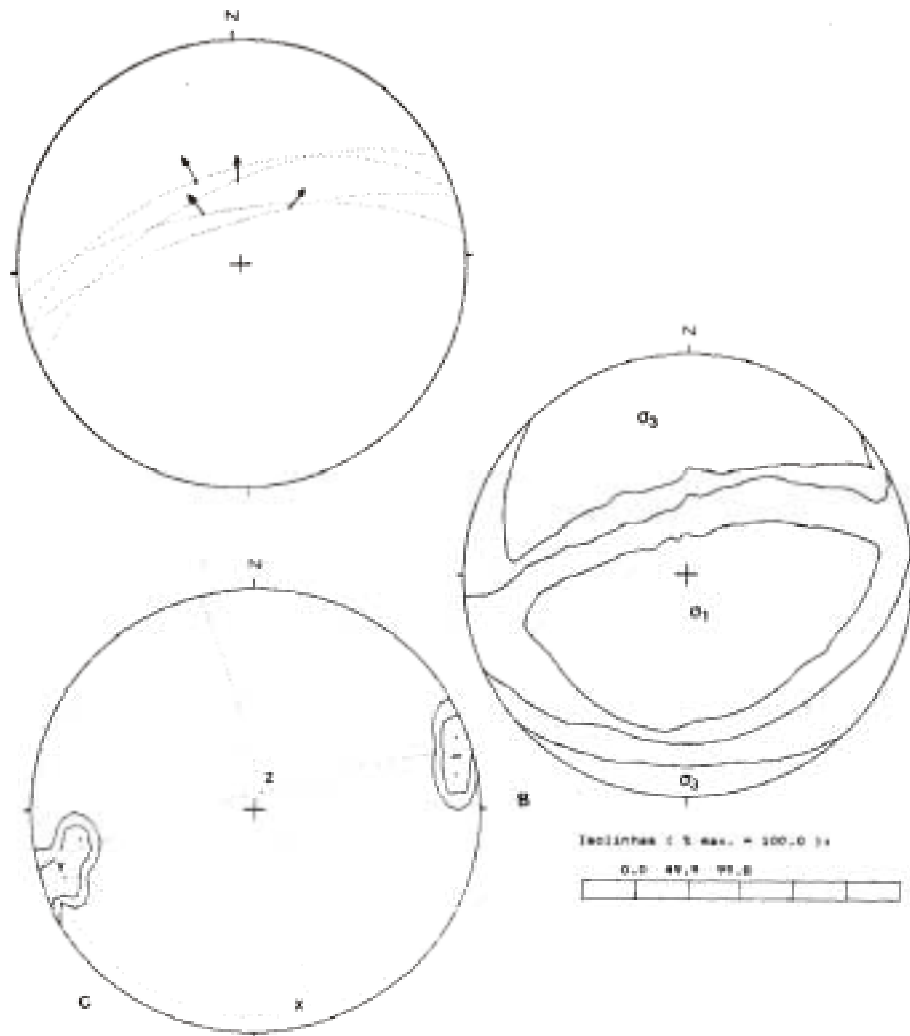


Figura 43 - Falhas de direção ENE e caráter normal, formadas a partir de extensão NNW-SSE, afetando rochas do embasamento pré-cambriano, local SQ-004, 4 dados. A- Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER 1977; C- dados tratados pelo método gráfico de ARTHAUD (1969).

Os campos de tensões obtidos para este segundo conjunto indicam compressão máxima, σ_1 , horizontal, com direção NE-SW e extensão máxima, σ_3 , horizontal orientado segundo NW-SE (Figura 44).

Um terceiro conjunto compreende estruturas com direções ENE e WNW com movimentações de caráter transcorrente dextral, reverso ou normal e estruturas de direção NNE e NNW com movimentações essencialmente transcorrentes sinistras. Estas estruturas parecem ser, em grande parte, originadas a partir de reativações de estruturas anteriormente instaladas, como demonstrado localmente por superposição de estrias.

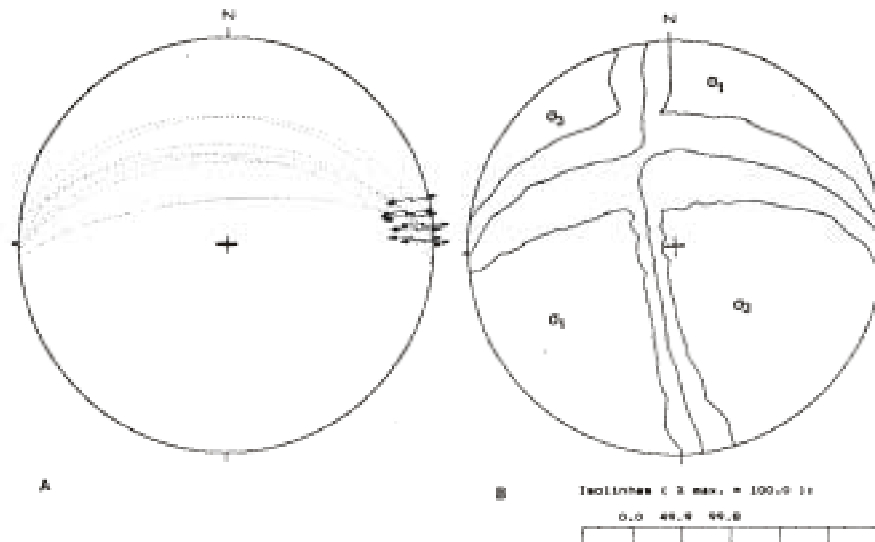


Figura 44 - Falhas de direção ENE e caráter transcorrente sinistral, relacionadas ao binário transcorrente sinistral E-W, afetando rochas do Maciço Alcalino de Itatiaia, 7 dados, local SQ-039. A- Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER 1977.

Os esforços geradores deste conjunto apresentam eixo de compressão máxima, σ_1 , direcionado horizontalmente segundo NW-SE e eixo de extensão máxima, σ_3 , horizontal, na direção NE-SW (Figura 45). Localmente, associados à falhas de empurrão de baixo ângulo, os eixos σ_3 ocorrem verticalizados (Figura 46).

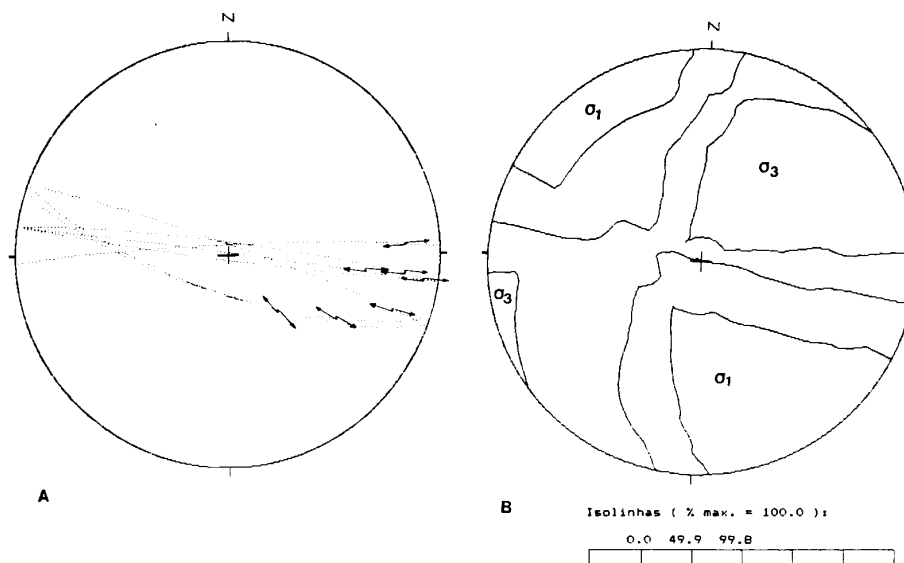


Figura 45 - Falhas de direção NNW e caráter dextral normal, relacionadas ao binário transcorrente dextral E-W, afetando rochas do Maciço Alcalino de Itatiaia, local SQ-040, 7 dados. A- Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER 1977.

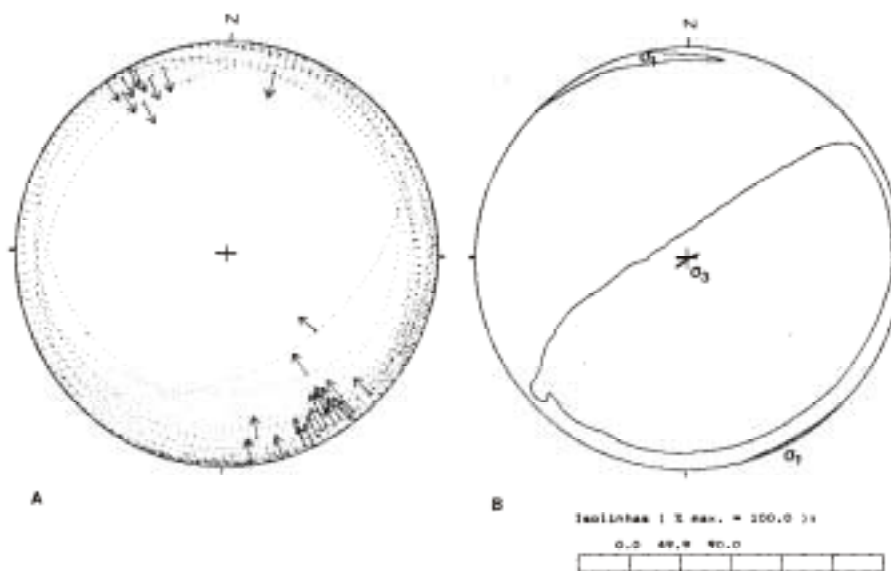


Figura 46 - Falhas de empurrão com direções predominantes NNW a NNE, relacionadas ao binário transcorrente dextral de direção E-W, colocando rochas do embasamento sobre sedimentos da Formação Resende, local SQ-023, 33 dados. A- Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977).

Campos de tensões relacionados com eixos de extensão máxima, σ_3 , direcionados segundo WNW-ESE, horizontais e com σ_1 verticais são representados em diagramas confeccionados a partir de falhas com direções NNW e ENE (Figuras 47 e 48) além de juntas de extensão com direções N-S. As estruturas com direções NNW correspondem a falhas com movimentações essencialmente normais ou com componentes dextrais e as de direção ENE relacionadas a falhas de caráter essencialmente sinistral ou com componentes normais.

Estas estruturas foram possivelmente geradas a partir da reativação das estruturas de direções ENE e NNW mais antigas, já anteriormente reativadas.

O conjunto mais recente reúne algumas poucas falhas de caráter transcorrente e reverso e uma grande quantidade de juntas de cisalhamento conjugadas, com direções ENE a NE e WNW a NW, possuindo entre si um ângulo agudo de 20 a 80. O eixo compressivo máximo, σ_1 , foi posicionado na bissetriz deste ângulo, orientado segundo E-W (Figura 50). Algumas juntas de extensão, de direção E-W, formadas sob este mesmo regime, localizam-se paralelamente ao eixo σ_1 .

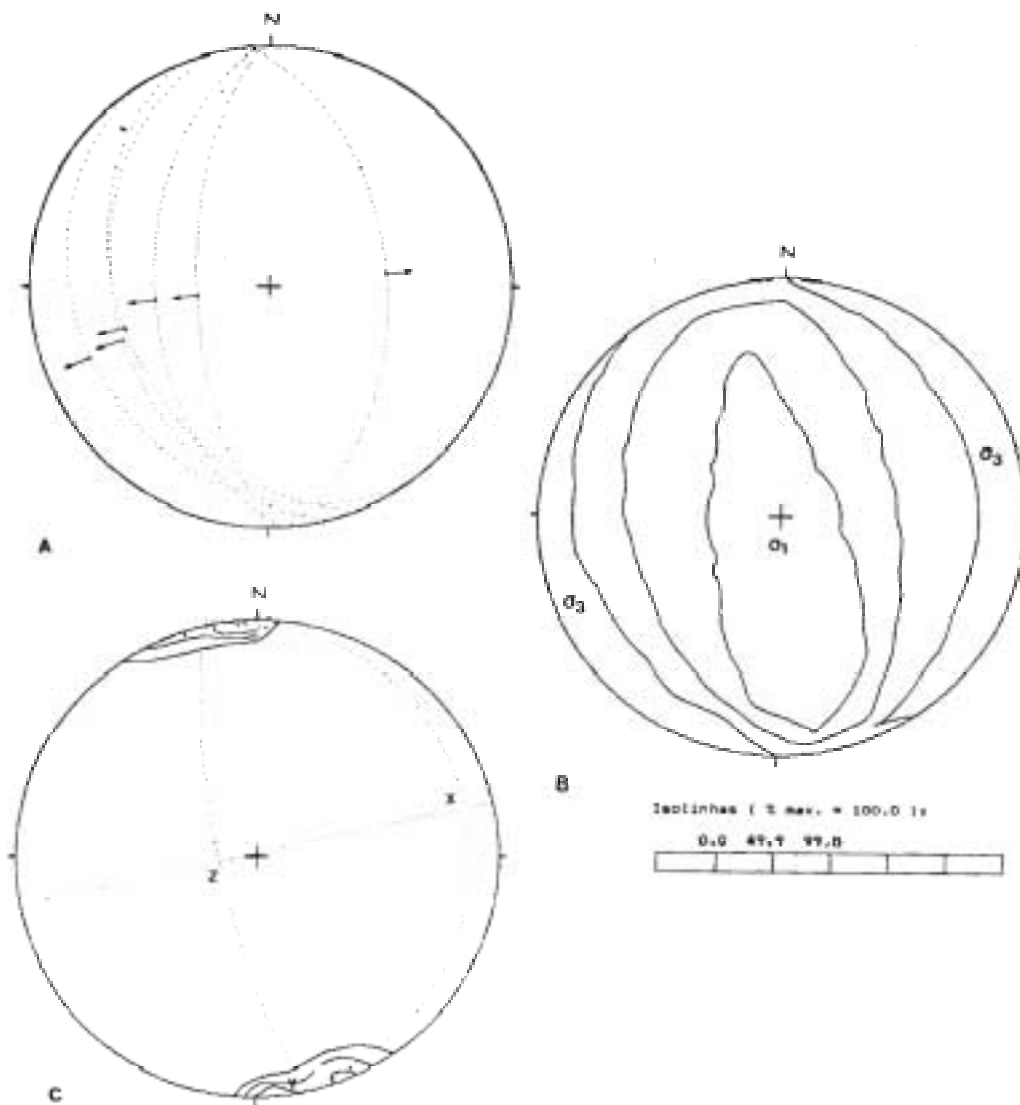


Figura 47 - Falhas de direção NNW e caráter normal, formadas a partir de extensão E-W, constituindo *graben* que embute lamitos pleistocênicos entre rochas do embasamento, local SQ-045, 6 dados. A- Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977); C- dados tratados pelo método de ARTHAUD (1969).

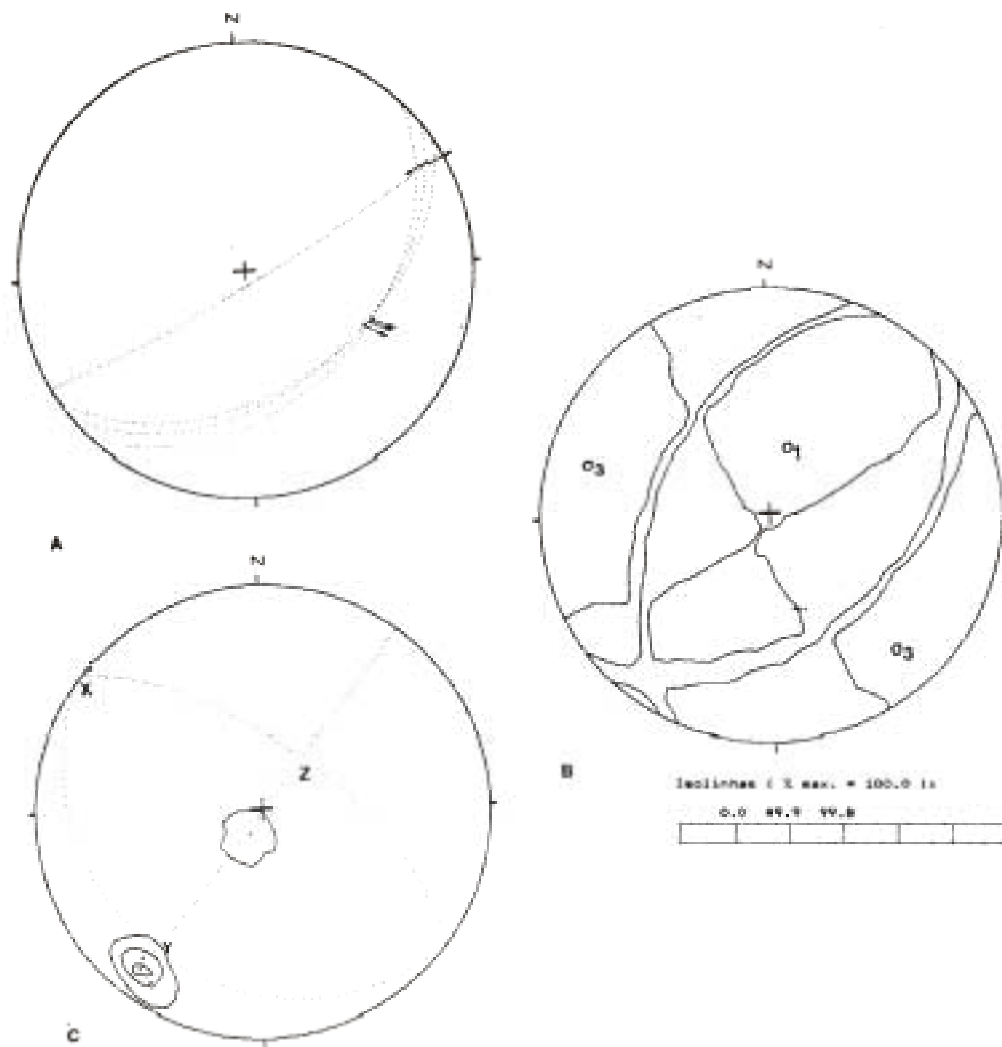


Figura 48 - Falhas de direção NE com caráter normal e sinistral, formadas a partir de extensão E-W, embutindo sedimentos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul entre rochas do embasamento, local SQ-047, 4 dados. A- Projeção ciclográfica, diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior; B- dados tratados pelo método gráfico de ANGELIER & MECHLER 1977; C- dados tratados pelo método gráfico de ARTHAUD (1969).

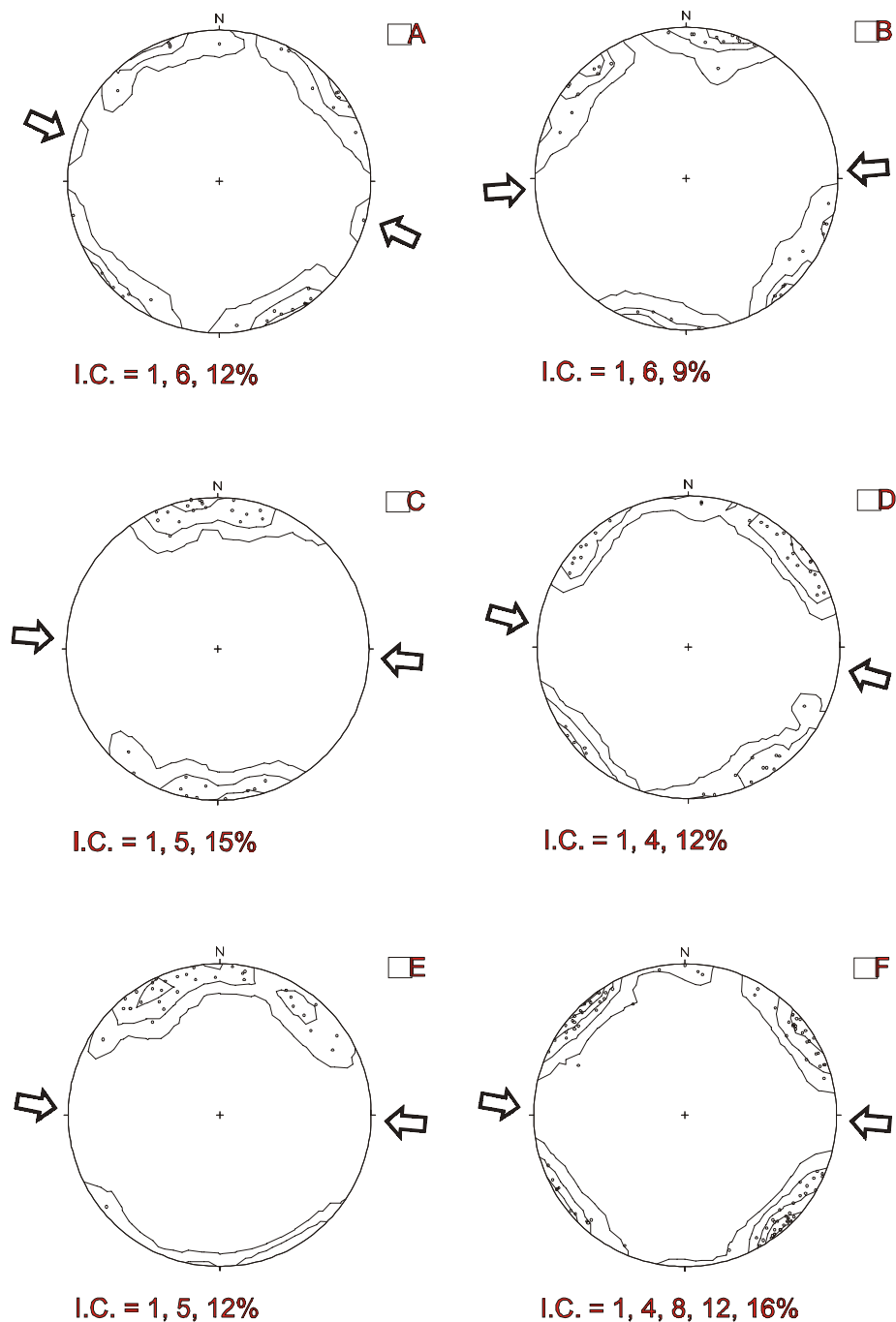


Figura 50 – Exemplos de juntas relacionadas à compressão de direção geral E-W e respectivas direções de esforços geradores. A) pólos de planos de juntas conjugadas afetando depósitos colúviais de segunda geração, local SQ-025, 30 dados; B) pólos de planos de juntas conjugadas afetando depósitos colúviais de primeira geração, locais SQ-071, SQ-073 e SQ-075, 34 dados; C) pólos de planos de juntas conjugadas afetando depósitos colúviais de primeira e segunda gerações, locais SQ-112 e SQ-117, 29 dados; D) pólos de planos de juntas conjugadas afetando depósitos colúviais de segunda geração, local SQ-161, 43 dados; E) pólos de planos de juntas conjugadas afetando depósitos colúviais de primeira e segunda gerações, locais SQ-171 e SQ-175, 34 dados; F) pólos de planos de juntas conjugadas afetando depósitos colúviais da Aloformação Manso, 100 dados. Todos os estereogramas foram confeccionados em diagrama Schimidt-Lambert, hemisfério inferior de referência; I.C.= intervalo de contorno das isolinhas, a partir do centro; as setas indicam a direção dos eixos de encurtamento.

CAPÍTULO 8

MODELO NEOTECTÔNICO

8.1 GENERALIDADES

O termo neotectônica é utilizado neste estudo segundo a definição proposta pela Comissão de Neotectônica da INQUA (e.g. MÖRNER 1989a) sendo, então, considerados como neotectônicas, as movimentações ocorridas a partir do Mioceno Superior.

As fases de movimentações tectônicas foram hierarquizadas segundo as relações de campo entre as estruturas e destas com a estratigrafia dos depósitos terciários e quaternários.

RICCOMINI (1989) propôs um quadro de evolução tectônica cenozóica para o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil contemplando quatro fases de regimes de esforços distintos: extensão inicial NNW-SSE, transcorrência sinistral, transcorrência dextral e extensão NW(WNW)-SE(ESE). Este modelo é aplicável para a explicação dos campos de esforços obtidos na região de Cruzeiro-Itatiaia, tendo sido reconhecida uma importante fase adicional final, com esforços compressivos orientados segundo E-W.

Assim, o modelo de sedimentação e tectônica apresentado neste estudo (Figura 51) apresenta coerência com os campos de esforços obtidos anteriormente para o Cenozóico na região, contemplando três fases de regimes neotectônicos, além de duas fases anteriores.

8.2 FASES CENOZÓICAS PRÉ-NEOTECTÔNICAS

As deformações cenozóicas pré-neotectônicas estariam relacionadas a duas fases de regimes tectônicos, já anteriormente sugeridas por RICCOMINI (1989), e confirmadas neste estudo, a primeira de caráter extensional e a segunda transcorrente sinistral.

8.2.1 Fase extensional NNW-SSE inicial

Falhas com direções preferencialmente ENE e WNW, de caráter normal, forneceram campos de tensões com extensão máxima, σ_3 , direcionada segundo NNW-SSE horizontal e compressão máxima, σ_1 , vertical (Figura 52). RICCOMINI (1989) relacionou esta fase à abertura do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil,

responsável pela origem da depressão inicial que, posteriormente, viria a constituir as bacias de Taubaté e Resende.

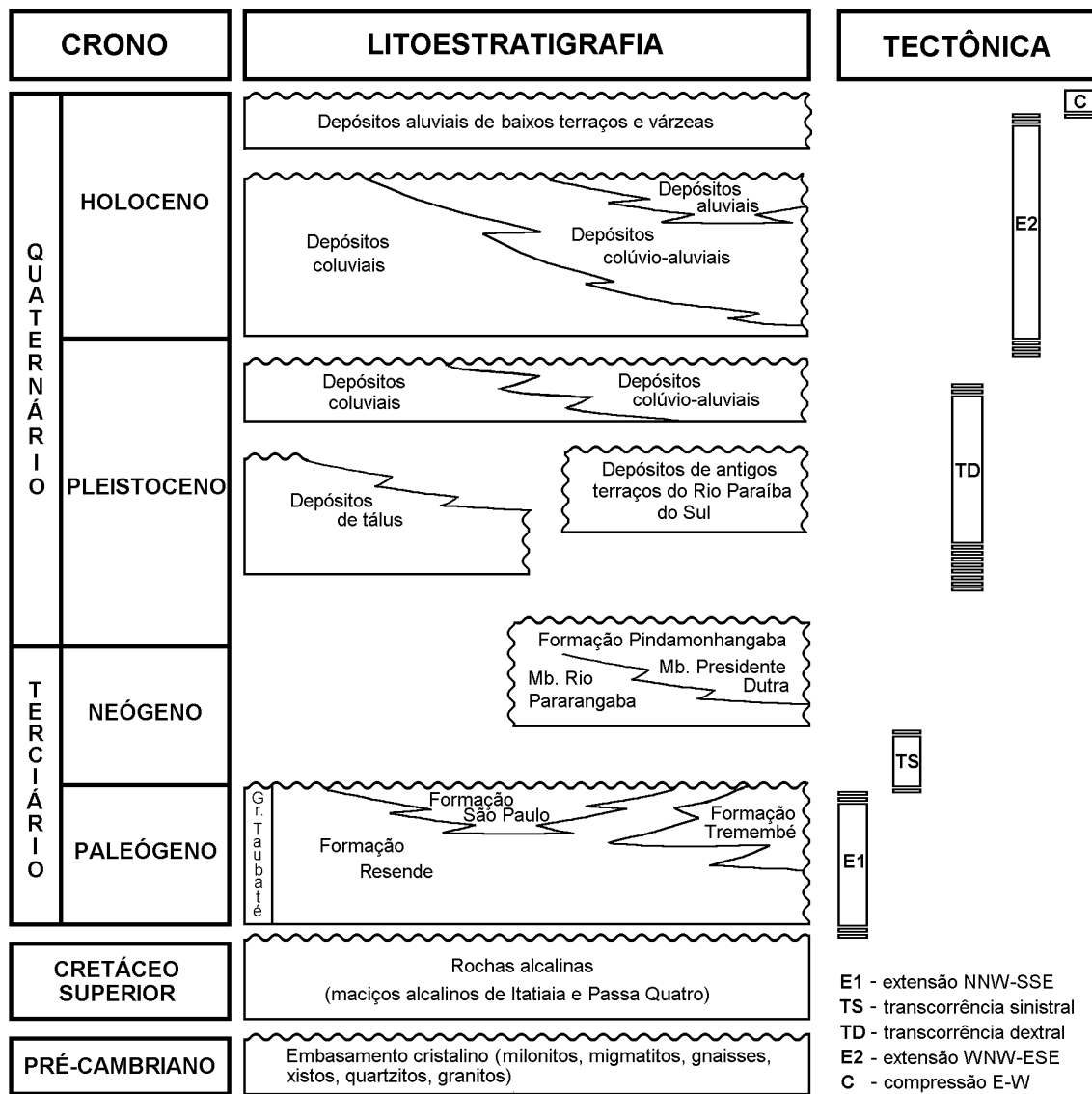


Figura 51 - Coluna estratigráfica integrada das Bacias de Taubaté e Resende, com ênfase ao Quaternário e tectonismo associado na região de Cruzeiro - Itatiaia.

Na área da Soleira de Queluz os registros referentes a esta atividade são identificados em rochas do embasamento pré-cambriano, por meio de extensos falhamentos de direção ENE, em parte oriundos de reativações de antigas zonas de cisalhamento.

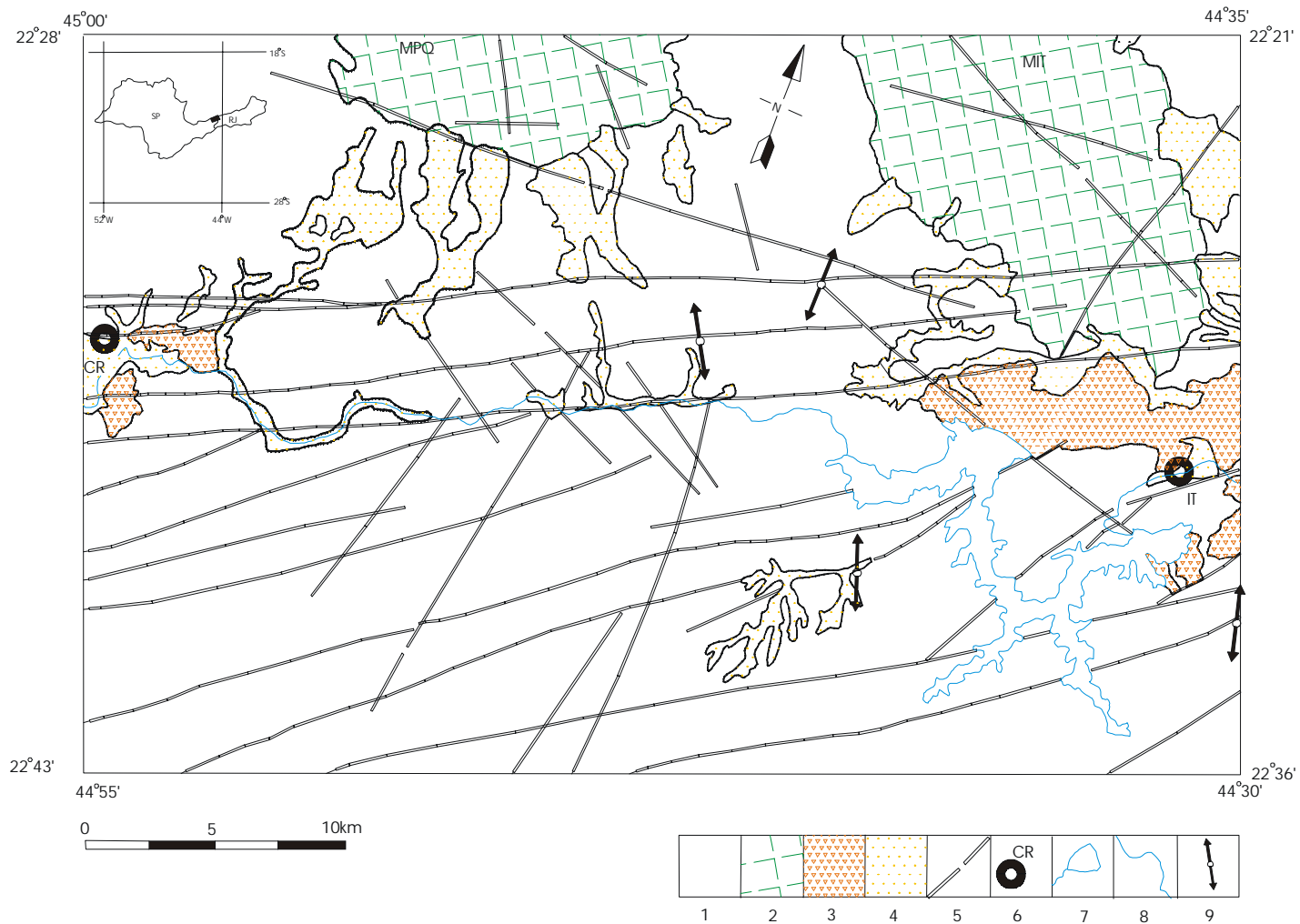


Figura 52 - Direção dos esforços obtidos, relacionados à extensão inicial NNW-SSE. 1- embasamento pré-cambriano; 2- rochas alcalinas (MPQ- Maciço de Passa-Quatro, MIT- Maciço de Itatiaia); 3- sedimentos da Formação Resende; 4- sedimentos quaternários; 5- falha, falha inferida; 6- principais localidades (IT- Itatiaia, CR- Cruzeiro); 7- Barragem do Funil; 8- Rio Paraíba do Sul; 9- direções de esforços extensivos.

Nos extremos oeste e leste da área este evento é ainda marcado nos depósitos oligocênicos da Formação Resende, que preencheram sintectonicamente a depressão das bacias de Taubaté e Resende. Manchas isoladas destes sedimentos ocorrem em altos topográficos, entre rochas do embasamento que compõem a Soleira de Queluz.

Estas evidências sugerem uma antiga depressão original do *rift* contínua no trecho entre estas duas bacias, como já apontado por RICCOMINI (1989), cuja origem teria sido promovida pelos esforços extensionais de direção NNW-SSE.

8.2.2 Fase transcorrente sinistral

A geração e reativação de estruturas de direções WNW e NE a ENE, de caráter principal transcorrente sinistral, por vezes com componentes reversas ou normais, parecem indicar a vigência de um novo regime de esforços afetando a área de estudos. Secundariamente, estruturas de direções NNW a NW são também geradas e reativadas, com deslocamentos de caráter dextral e componentes reversas ou normais (Figura 53).

A origem destas estruturas provavelmente está relacionada a um binário transcorrente sinistral E-W, com compressão máxima, σ_1 , horizontal, de direção NE-SE e extensão máxima, σ_3 , NW-SE.

As movimentações ao longo das estruturas de direção WNW teriam gerado zonas transpressionais, modificadoras da forma original do *rift*, e parecem ter sido as responsáveis pelo soerguimento da Soleira de Queluz, promovendo a erosão dos sedimentos da Formação Resende. Estes sedimentos são preservados apenas como pequenas manchas entre rochas do embasamento, preferencialmente quando embutidos tectonicamente antes de ter sido consumado o processo erosivo.

RICCOMINI (1989) sugere a atuação deste regime de esforços durante todo o Neógeno. Na área de estudos, porém, este regime está registrado apenas nos sedimentos oligocênicos da Formação Resende ou rochas mais antigas. Desta forma, as estruturas geradas a partir do regime transcorrente sinistral não foram incluídas nos eventos neotectônicos.

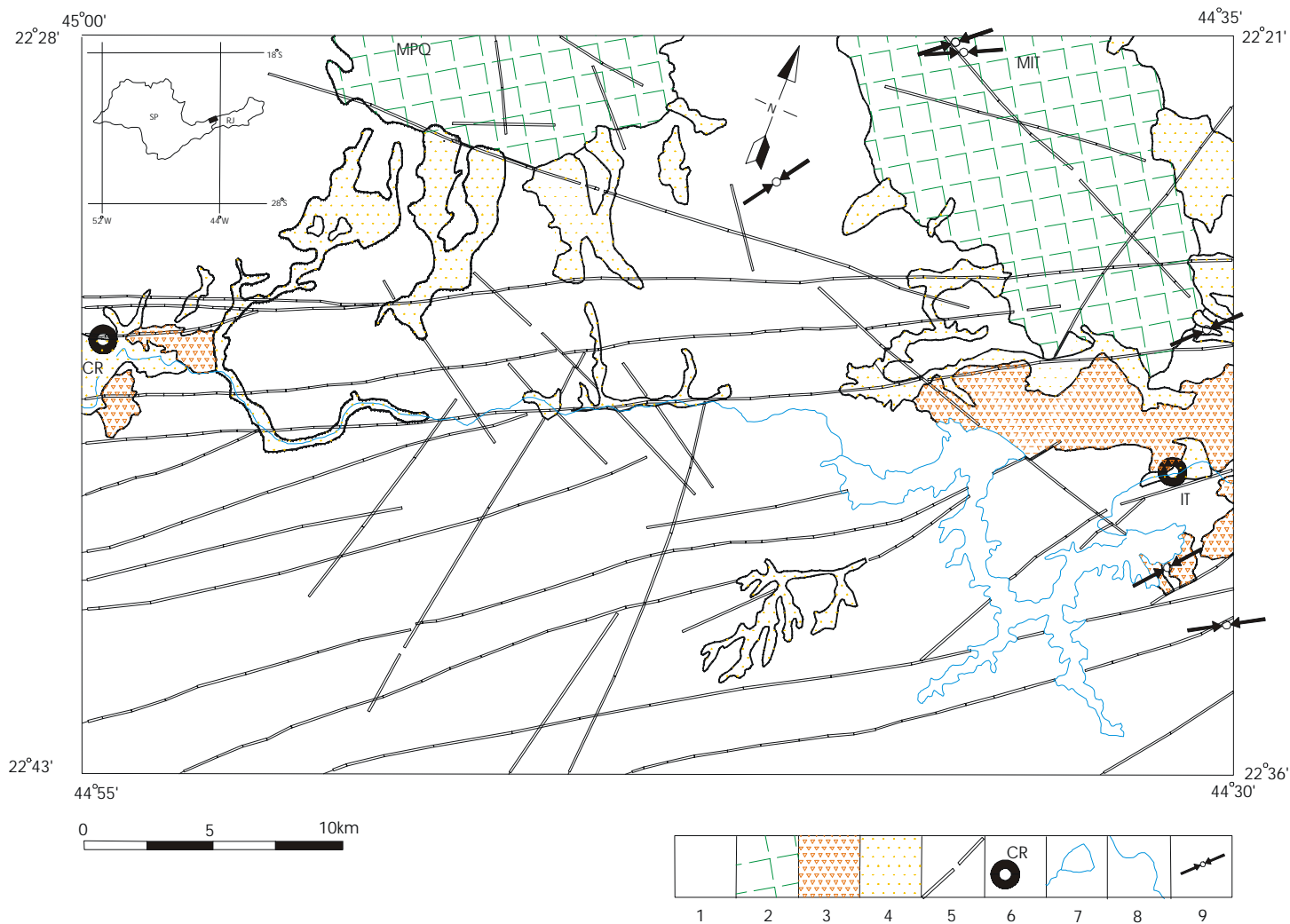


Figura 53 - Direção dos esforços obtidos, relacionados à transcorrência sinistral, com compressão NE-SW e extensão NW-SE. 1- embasamento pré-cambriano; 2- rochas alcalinas (MPQ- Maciço de Passa-Quatro, MIT- Maciço de Itatiaia); 3- sedimentos da Formação Resende; 4- sedimentos quaternários; 5- falha, falha inferida; 6- principais localidades (IT- Itatiaia, CR- Cruzeiro); 7- Barragem do Funil; 8- Rio Paraíba do Sul; 9- direções de esforços compressivos

8.3 FASES NEOTECTÔNICAS

Após o regime transcorrente sinistral, a região teria passado por um período de estabilidade tectônica com o início do processo de reequilíbrio do relevo, acompanhado de erosão das porções soerguidas e deposição nos blocos abatidos. Neste contexto, teria ocorrido a sedimentação dos depósitos pleistocênicos aluviais, relacionados ao Rio Paraíba do Sul, e dos depósitos pleistocênicos coluviais e colúvio-aluviais de primeira geração. Ocorreria ainda, na porção central da Bacia de Taubaté, a sedimentação da Formação Pindamonhangaba (Miocênica a Pleistocênica) (RICCOMINI 1989).

Três fases de eventos neotectônicos, com campos de esforços distintos, foram identificados afetando sedimentos da região de Cruzeiro - Itatiaia. Os dois primeiros eventos já haviam sido registrados por RICCOMINI (1989), dizendo respeito inicialmente a uma fase transcorrente dextral e posteriormente a um evento extensional com direção WNW-ESE. No presente estudo, foi evidenciado um terceiro registro de caráter compressivo E-W.

8.3.1 Fase transcorrente dextral

Estruturas de direções NW a WNW e ENE foram observadas afetando depósitos coluviais e colúvio-aluviais pleistocênicos, de primeira geração.

Estas estruturas apresentam movimentações com caráter predominante transcorrente dextral, por vezes com componentes normais. Ao longo de estruturas direcionadas segundo NNW e NNE a NE as movimentações são predominantemente de caráter transcorrente sinistral, com componentes reversas (Figura 54).

Planos de falhas e respectivas estrias analisados por métodos gráficos forneceram campos de esforços com eixos de compressão máxima, σ_1 , orientados segundo NW-SE e extensão máxima NE-SW sugerindo, desta forma, a vigência de um regime tectônico transcorrente dextral.

É possível que a formação dos depósitos de tálus seja devida à instabilidade gerada por esta fase neotectônica. Estes sedimentos foram também afetados por falhas cujos campos de esforços são compatíveis com binário transcorrente dextral de direção E-W (Figura 55). Na porção central da Bacia de Taubaté estas estruturas seccionam sedimentos da Formação Pindamonhangaba (RICCOMINI 1989).

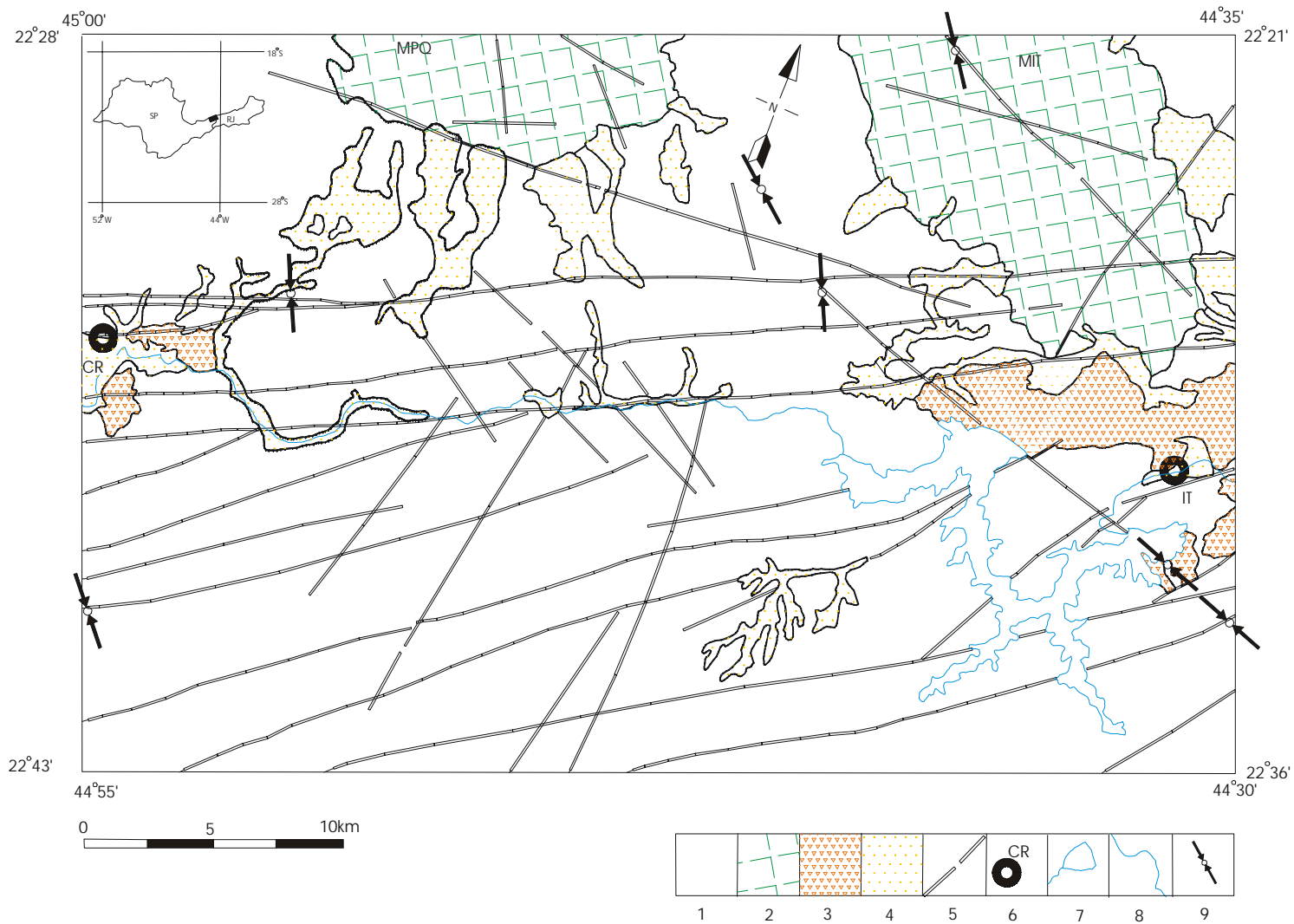


Figura 54 - Direção dos esforços obtidos, relacionados à transcorrência dextral, com compressão NW-SE e extensão NE-SW. 1- embasamento pré-cambriano; 2- rochas alcalinas (MPQ- Maciço de Passa-Quatro, MIT- Maciço de Itatiaia); 3- sedimentos da Formação Resende; 4- sedimentos quaternários; 5- falha, falha inferida; 6- principais localidades (IT- Itatiaia, CR- Cruzeiro); 7- Barragem do Funil; 8- Rio Paraíba do Sul; 9- direções de esforços compressivos.



Figura 55 - Depósitos de tálus afetados por falha de componente normal em corte vertical, com movimentação predominante dextral. Corte a noroeste da Cidade de Itatiaia na estrada que leva ao Parque Nacional do Itatiaia, local SQ-211.

Relacionados com a transcorrência dextral ocorrem falhas de empurrão com superfícies muito irregulares. Estas descontinuidades foram originadas a partir de reativações das extensas estruturas de direção ENE e WNW em zonas transpressionais, com compressão máxima, σ_1 , orientada segundo NW-SE, horizontal e extensão vertical. Estas estruturas são responsáveis pela colocação tectônica de rochas do embasamento sobre sedimentos oligocênicos da Formação Resende e sobre sedimentos lamíticos, provavelmente pleistocênicos, também presentes no topo dos depósitos aluviais mais antigos do Rio Paraíba do Sul.

Pela somatória de todas estas evidências descritas sugere-se para este regime uma idade correspondente ao intervalo de tempo compreendido entre o Pleistoceno e o início do Holoceno.

8.3.2 Fase extensional WNW-ESE

A geração e reativação de estruturas de direções ENE, com movimentações sinistrais, por vezes apresentando componentes normais, e de estruturas com direções NNW e movimentações predominantes normais, indicam a

vigência de um campo de esforços trativos, orientados segundo a direção geral E-W (WNW-ESE), com compressão máxima vertical associada (Figura 56).

As reativações das estruturas de direções ENE foram responsáveis pelo embutimento tectônico de depósitos aluviais mais antigos, relacionados ao Rio Paraíba do Sul, e dos depósitos lamíticos associados. Os sedimentos embutidos foram protegidos dos processos erosivos posteriores, sendo favorecida sua preservação (Figuras 57 e 58).

Este regime extensional E-W parece ter sido ainda responsável pela geração de vales tectônicos de direção N-S, cujos planos de falhas ainda podem ser reconhecidos pela presença de facetas triangulares, da mesma forma que os sedimentos que os preenchem ainda preservam a morfologia de leques aluviais. Estes depósitos de preenchimento de vales constituem os colúvios, colúvio-alúvios e alúvios de segunda geração (Figura 59).

Os depósitos desta segunda geração apresentam ampla distribuição em toda a área estudada, colmatando o fundo dos vales atuais, refletindo um período de intenso entulhamento das drenagens. Apresentam características físicas e espaciais bastante semelhantes aos ocorrentes na região de Bananal, área contígua à estudada.

O tectonismo extensional deste regime de esforços está também impresso nos sedimentos colúviais, colúvio-alúviais e alúviais holocênicos na área estudada (Figura 60), bem como nos sedimentos da região de Bananal. Não raramente ocorrem relações de contatos tectônicos entre estes e as rochas do embasamento (Figura 61).

A idade considerada mínima para o término da fase extensional de direção E-W (WNW-ESE) é de 270 +/- 120 anos A.P., idade esta referente aos depósitos de baixos terraços seccionados por falhas normais descritos por RICCOMINI *et al.* (1991c).

8.3.3 Fase compressiva E-W

Falhas e, principalmente, famílias conjugadas de juntas de direções NE a ENE e NW a WNW apontam para um regime tectônico compressivo final.

Tais estruturas afetam os depósitos colúviais, colúvio-alúviais e alúviais de primeira e segunda gerações, estes últimos originados durante a extensão E-W.

Na maior parte das vezes estas estruturas ocorrem na forma de famílias de juntas conjugadas, com ângulos que variam de 20 a 80°, sempre mantendo a bissetriz aguda na direção E-W, de forma bastante persistente em toda a área estudada, inclusive na região de Bananal (Figuras 62 e 63).

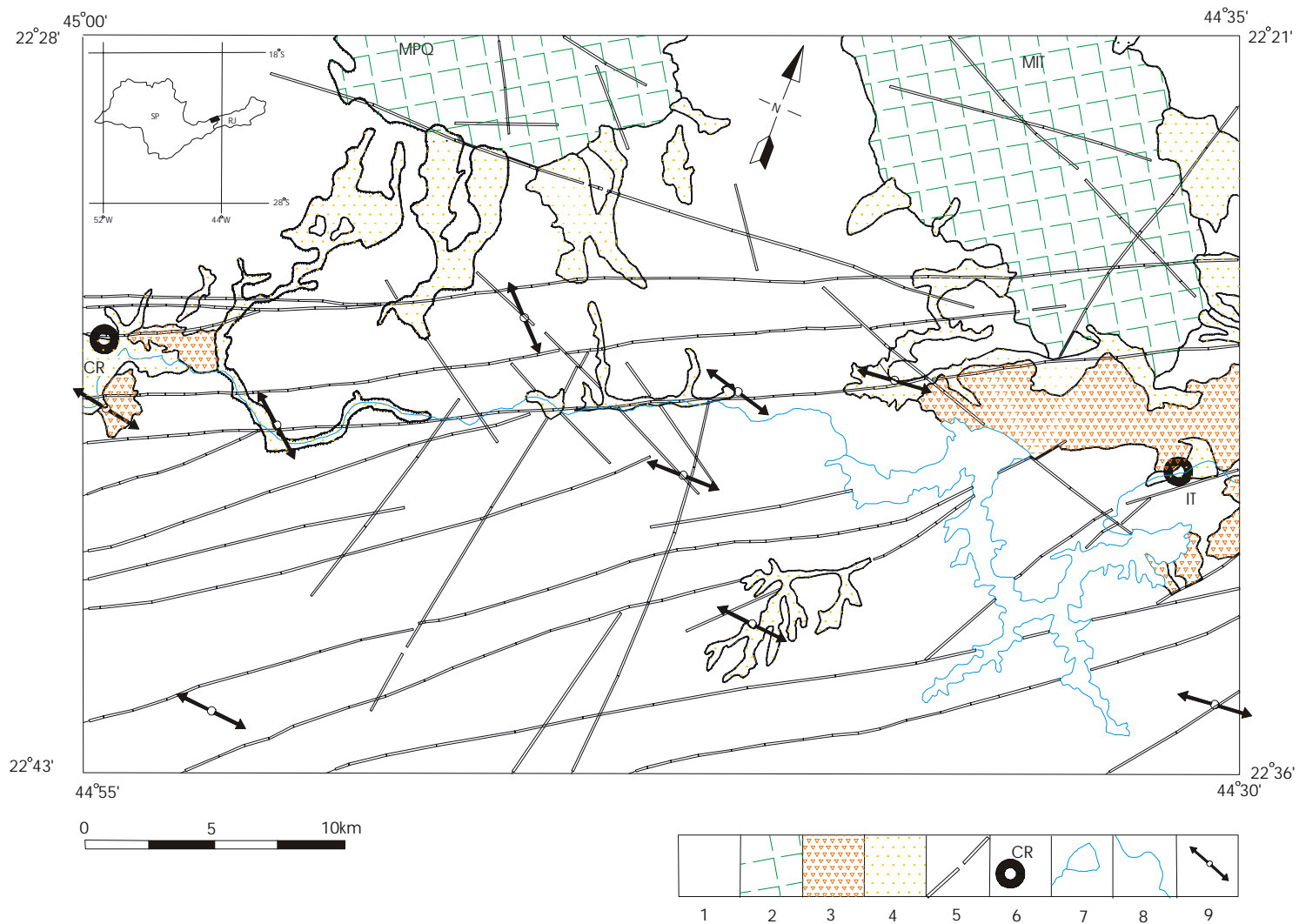


Figura 56 - Direção dos esforços obtidos, relacionados à extensão de direção WNW-ESE. 1- embasamento pré-cambriano; 2- rochas alcalinas (MPQ- Maciço de Passa-Quatro, MIT- Maciço de Itatiaia); 3- sedimentos da Formação Resende; 4- sedimentos quaternários; 5- falha, falha inferida; 6-direções de esforços extensivos; 7- Barragem do Funil; 8- Rio Paraíba do Sul; 9- principais localidades (IT- Itatiaia, CR- Cruzeiro).



Figura 57 - Sedimentos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul, embutidos tectonicamente em rochas do embasamento pré-cambriano. Corte na rodovia BR-116, próxima à divisa interestadual SP/RJ, local SQ-047.



Figura 58 - Sedimentos aluviais de antigos terraços do Rio Paraíba do Sul, embutidos tectonicamente em rochas do embasamento pré-cambriano. Corte na estrada para Lavrinhas, local SQ-229.



Figura 59 - Vale de direção N-S com feição de escarpa de falha (facetas triangulares) e morfologia de leques aluviais ainda preservados, ao sul da Cidade de Resende, local SQ-029.



Figura 60 - Conglomerados fluviais afetados por falhas normais, de direção ENE. Corte no Rio do Braço, local SQ-056.



Figura 61 - Sedimentos coluviais da Aloformação Manso em contato por falha normal com rochas do embasamento. Corte na estrada de Bananal a Rialto, local BA-03.

Por vezes ocorrem falhas de direções ENE e NNW, com caráter predominante reverso, gerados a partir da reativação de estruturas mais antigas, geralmente as mesmas já reativadas na fase anterior.

Embora pareça ter havido o controle das antigas estruturas das rochas do embasamento sobre as direções das juntas dos depósitos pleistocênicos e holocênicos, estas relações ainda não foram totalmente elucidadas.

Dados sismológicos indicam a vigência atual de um campo de esforços compressivos, de direção E-W na maior parte da Placa Sul-Americana (ASSUMPÇÃO 1992) (Figura 11), concordantes com a compressão final ora diagnosticada.

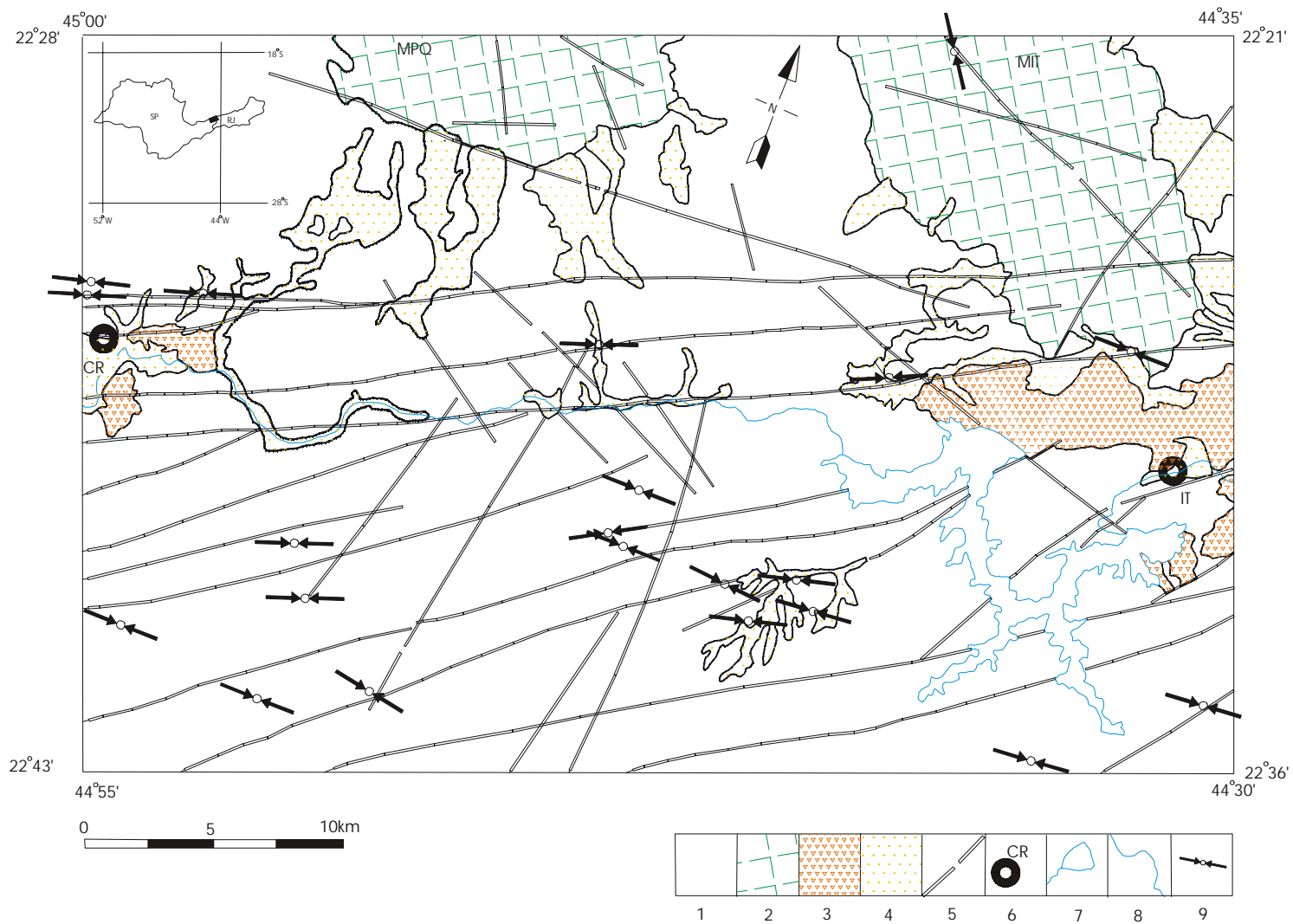


Figura 62 - Direção dos esforços obtidos, relacionados à compressão final de direção E-W (WNW-ESE). 1- embasamento pré-cambriano; 2- rochas alcalinas (MPQ- Maciço de Passa-Quatro, MIT- Maciço de Itatiaia); 3- sedimentos da Formação Resende; 4- sedimentos quaternários; 5- falha, falha inferida; 6- principais localidades (IT- Itatiaia, CR- Cruzeiro); 7- Barragem do Funil; 8- Rio Paraíba do Sul; 9- direções de esforços compressivos.

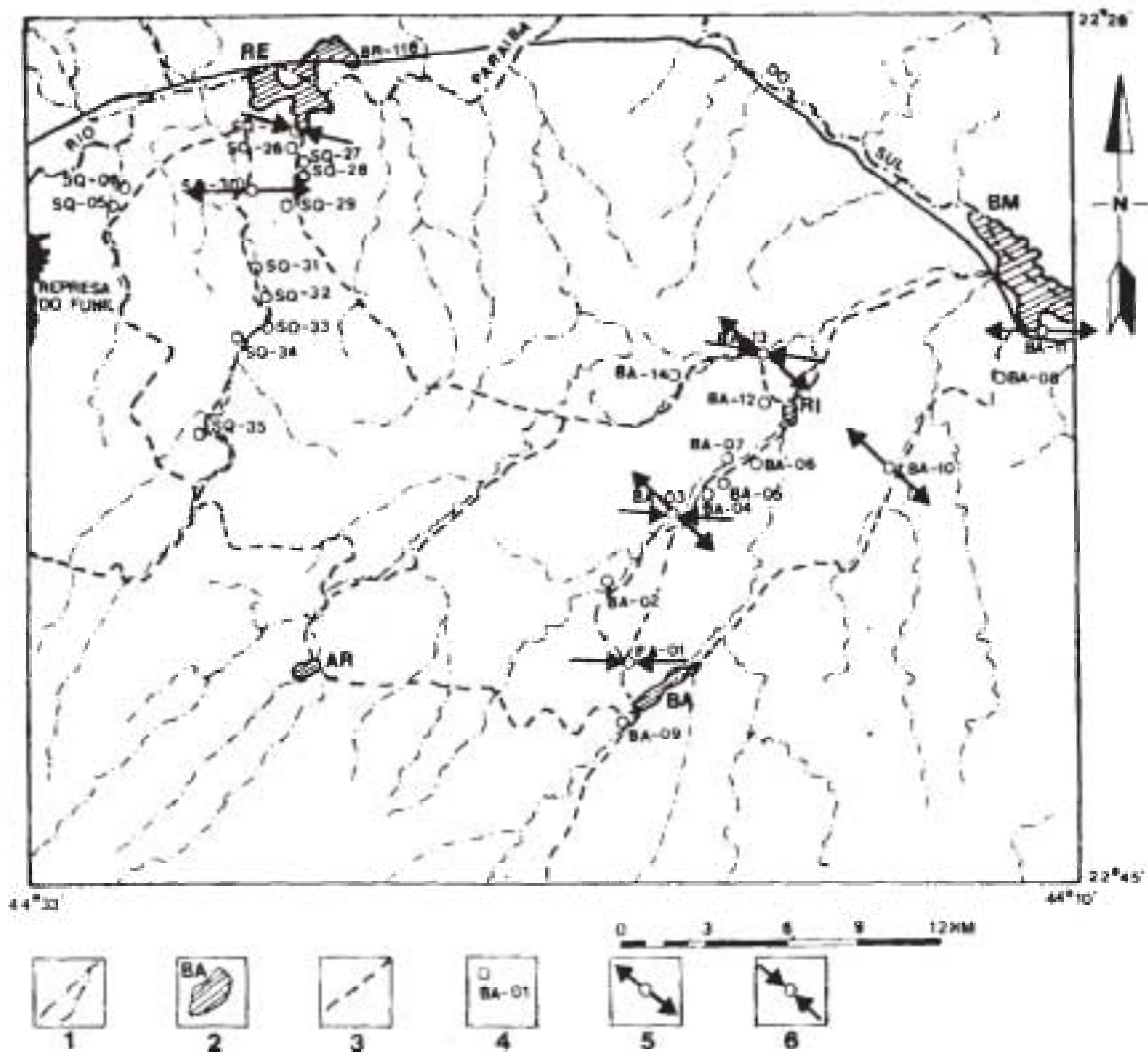


Figura 63 - Direção dos esforços obtidos, relacionados à extensão WNW-ESE e à compressão final de direção E-W (WNW-ESE) na região de Bananal. 1- drenagens; 2- principais localidades (AR- Arapeí, BA- Bananal, BM- Barra Mansa, RE- Resende, RI- Rialto); 3- estradas; 4- localidades com afloramentos descritos; 5- direções de esforços extensionais; 6- direções de esforços compressivos.

CAPÍTULO 9

CONCLUSÕES

A análise geomorfológica executada, valendo-se de mapa de lineamentos e mapas morfométricos de gradientes hidráulicos e superfícies de base, permitiu a definição de dois domínios com características hidráulicas e de relevo distintos. O Domínio Norte possui valores elevados tanto para gradientes hidráulicos como para superfícies de base, correspondendo à Serra da Mantiqueira, e o Domínio Sul, com valores baixos de gradientes hidráulicos e superfícies de base, correspondendo ao Vale do Rio Paraíba do Sul.

Dentro destes domínios podem ser observadas áreas de gradientes hidráulicos e superfícies de base anômalas, com características distintas do conjunto no qual estão inseridas.

Os valores mais anômalos verificados nos mapas morfométricos estão localizados na área da Barragem do Funil. Outras anomalias de menores valores ocorrem generalizadamente em toda a área, como nas proximidade de Engenheiro Passos, Queluz e Silveiras.

As isolinhas de superfícies de base apresentam comportamento mais homogêneo do que aquelas observadas no mapa de gradientes hidráulicos, com valores pouco acima ou abaixo do normal. As formas das curvas, entretanto, mostram nítidas relações com o mapa de lineamentos.

Nas regiões de Cruzeiro e Itatiaia ocorrem também porções anômalas, agora com baixos valores de gradientes hidráulicos e superfícies de base, correspondendo às áreas das bacias de Taubaté e Resende.

Estruturas de direção geral E-W são as prováveis responsáveis pela compartimentação dos dois grandes domínios e sua representação nos mapas morfométricos. Estas estruturas mostram geralmente nítida sobreposição por outras estruturas mais jovens.

As áreas anômalas observadas dentro de cada um dos domínios são também controladas por estas estruturas mais jovens, em especial aquelas de direções NE a NNE e NW a NNW. Nestas porções, por sua vez, podem ocorrer compartimentações em núcleos, como na área da Barragem do Funil, também controlados pelas estruturas NE a NNE e NW a NNW.

Os mapas morfométricos, correlacionados ao mapa de lineamentos e ao mapa geológico, foram de grande utilidade para a orientação dos trabalhos de campo, visto que as áreas anômalas e suas prováveis estruturas controladoras foram, freqüentemente, relacionadas a falhas neotectônicas, impressas nas rochas e nos sedimentos da Soleira de Queluz.

Foram cadastradas e analisadas estruturas tectônicas rúpteis, principalmente juntas, falhas e estrias em número considerado significativo e representativo. Para a compreensão da cronologia destas estruturas, procedeu-se à sua hierarquização, com base nas relações de campo e, principalmente, na estratigrafia dos depósitos terciários e quaternários.

Os dados obtidos em campo foram tratados graficamente, visando a obtenção dos campos de esforços responsáveis pela geração ou reativação das estruturas, permitindo assim a elaboração do quadro neotectônico da região. Desta forma, pode-se sugerir a vigência de cinco eventos tectônicos cenozóicos, sendo os três últimos considerados neotectônicos.

Dentro deste quadro, considera-se que a área tenha sido inicialmente afetada pela tectônica extensional paleogênica, geradora do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, de direção NNW-SSE. Estes esforços provavelmente geraram e reativaram estruturas de direções principais ENE e WNW, formando a depressão originalmente contínua que englobaria a área das atuais bacias de Taubaté e Resende, com a deposição do sistema de leques aluviais da Formação Resende.

A mudança no regime de esforços, provavelmente relacionados a um binário sinistral de direção aproximadamente E-W, de idade neogênica, teria acarretado a deformação da depressão original do *rift*. Movimentações ao longo de estruturas relacionadas a esta fase teriam sido responsáveis pelo soerguimento de blocos, gerando a Soleira de Queluz e conseqüente individualização das bacias de Taubaté e Resende.

Posteriormente, a região teria passado por uma fase de estabilidade tectônica, propiciando condições de equilíbrio do relevo. Nestas condições, teria ocorrido a deposição da Formação Pindamonhangaba, restrita à porção central da Bacia de Taubaté.

No final do Neógeno ao início do Pleistoceno teriam sido depositados os sedimentos aluviais mais antigos, relacionados ao Rio Paraíba do Sul. Os depósitos lamíticos que localmente os recobrem parecem indicar o início de uma nova fase tectônica, que teria propiciado desestabilização do relevo. Parte dos depósitos de tálus, presentes nas bordas dos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa-Quatro, parece estar relacionada a esta fase de instabilidade.

Depósitos coluviais e colúvio-aluviais de primeira geração, hoje observados em posições de interflúvios, são também por tectonismo de transcorrente, relacionado a um binário dextral de direção aproximada E-W, que parece ter perdurado durante o Pleistoceno e até no início do Holoceno. O campo de esforços desta fase indica compressão de direção NW-SE e extensão NE-SW, correspondendo às primeiras movimentações neotectônicas registradas através das estruturas rúpteis da área.

Durante o Holoceno, nova mudança no campo de esforços é sugerida. Estruturas geradas a partir deste tectonismo afetam os sedimentos aluviais antigos do Rio Paraíba do Sul, bem como os lamitos e os depósitos coluviais e colúvio-aluviais de primeira geração.

Estes esforços originaram também vales tectônicos de direção N-S, acarretando novo período de instabilidade da paisagem, com retomada dos processos erosivos e fornecimento de sedimentos para os depósitos coluviais, colúvio-aluviais e aluviais de uma segunda geração. Estes depósitos são relativamente extensos e correspondem a espessos pacotes de sedimentos que entulham os vales das principais drenagens da região. Estas estruturas foram formadas a partir de um regime neotectônico extensional de direção WNW-ESE.

Adicionalmente, esta fase neotectônica encontra-se também impressa nestes sedimentos de preenchimento de vale, o que faz supor que tenha sido iniciada provavelmente após 8.500 anos A.P., e perdurando até, no mínimo, há 270 ± 120 anos A.P.

Os campos de esforços obtidos principalmente através de famílias de juntas conjugadas de direção ENE e WNW apontam para uma nova etapa de atividade neotectônica, agora de caráter compressivo, com direção E-W. Este regime de esforços teria sido instalado provavelmente após o término da fase extensional anterior e perdurado até o presente, sendo quase que certamente o mesmo deduzido a partir de dados sismológicos (ASSUMPÇÃO 1992).

Todas estas variações de regimes neotectônicos são provavelmente impostos pelo balanço entre abertura da cadeia meso-oceânica, que atua na velocidade de migração da Placa Sul-Americana para oeste, e subducção da Placa de Nazca. As variações deste balanço causam tensões trativas ou compressivas no interior da Placa Sul-Americana (RICCOMINI 1989). Supõe-se que, a partir do momento em que estas tensões ultrapassam o limite de resistência das rochas que compõem a crosta, ocorre a ruptura e/ou a reativação de antigas zonas de fraqueza, liberando energia e gerando os sismos e os registros geológicos aqui descritos e analisados.

No que diz respeito à atividade humana, os dados apresentados demonstraram claramente a necessidade de serem executados levantamentos mais detalhados na área das grandes obras, já que, no âmbito da região do Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ), a existência de movimentos neotectônicos recorrentes parece estar suficientemente comprovada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A.N. (1969) O Quaternário na Bacia de Taubaté: estado atual dos conhecimentos. *Geomorfologia*, **7**:22p.
- 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. *Guia de Excursão*. Rio de Janeiro, v. 4, 304p.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1955) As camadas de São Paulo e a tectônica da Serra da Cantareira. *Bol. Soc. Bras. Geol.*, **4**:23-40
- ALMEIDA, F.F.M. de (1958) Vale do Paraíba. *In: Relatório anual do diretor*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, **139**:90-91.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1964) Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Bol. IGG*, **41**:169-263.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1967) *Origem e evolução da Plataforma Brasileira*. Rio de Janeiro. DNPM/DGM, 241:36p.
- ALMEIDA, F.F.M. de (1976) The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **48**:15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. de & CARNEIRO, C.D.R. (1989) The igneous record of the mesozóic activation of South American platform. *Geotectonica et metallogenia*, **13**:308-325.
- AMADOR, E.S. (1975) Estratigrafia e sedimentação da Bacia de Resende, RJ. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **47**:181-225.
- AMADOR, E.S.; ANTUNES, R.L.; PAIXÃO, R.A. (1978) Notas complementares sobre a estratigrafia da Bacia de Resende. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **50**:122-123.
- AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. (1966) Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **30**:159-189.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. (1967) Potassium-argon ages of alkaline rocks from Southern Brazil. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **31**:117-142.
- ANGELIER, J. (1976) La néotectonique cassant et sa place dans un arc insulaire: l'arc égéen méridional. *Rev. Géog. Phys. Géol. Dun*, **18**:1257-1265.
- ANGELIER, J. (1979) Determination of the mean principal stress from a given fault population. *Tectonophysics*, **56**:17-26. .
- 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.
- ANGELIER, J.; COLLETA, B.; ANDERSON, R.E. (1985) Neogene paleostress changes in the Basin and Range: a case at Hoover Dam, Nevada-Arizona. *Geol. Soc. A. Bull.*, **96**:347-361.
- ARTHAUD, F. (1969) Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, **11**:729-737.
- ASMUS, H.E. & FERRARI, A.L. (1978) Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. *Projeto Remac*, **4**:75-88.

- ASSUMPÇÃO, M. (1992) The regional stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, **97**:11889-11903.
- ASSUMPÇÃO, M.; DIAS NETO, C.M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H. (1979) O terremoto de São Paulo de 1922. *In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro. Atas. Rio Claro, SBG, v.1, p.321-329.*
- ASSUMPÇÃO, M.; DIAS NETO, C.M.; BERROCAL, J.; ANTEZANA, R.; FRANÇA, H.; ORTEGA, R. (1980) Sismicidade do Sudeste do Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. Anais. Camboriú, SBG, v.2, p.1079-1092.*
- BERGERAT, F. (1987) Stress fields in the European Platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **6**:99-132.
- BERROCAL, J.; ASSUMPÇÃO, M.; ARTEZANA, R.; DIAS NETO, C.M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H.; VELOSO, J.A.V. (1984) *Sismicidade do Brasil*. IAG-USP, 320p.
- BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. (1965) Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. *Geol. Soc. Am., Special Paper*, **84**:433-451.
- BJÖRNBERG, A.J.S.; GANDOLFI, N.; PARAGUASSU, A.B. (1965) Novas observações sobre a tectônica moderna do leste do Estado de São Paulo. *Eng. Min. Met.*, **41**:137-140.
- BJÖRNBERG, A.J.S.; GANDOLFI, N.; PARAGUASSU, A.B. (1971) Basculamentos tectônicos modernos no Estado de São Paulo. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. Anais. São Paulo, SBG, v.2, p.159-174.*
- BJÖRNBERG, A.J.S.; GANDOLFI, N.; PARAGUASSU, A.B.; RODRIGUES, J.E. (1979) Considerações sobre alternativas tectônicas da sismogênese brasileira. *In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro. Atas. Rio Claro, SBG, v.1, p.331-338.*
- BLÜMLING, P.; FUCHS, K.; SCHNEIDER, T. (1983) Orientation of the stress field from breakouts in a crystalline well in a seismic active area. *Phys. Earth Planet. Int.*, **33**:250-254.
- BRADY, B.T. (1979) *The theory of earthquake prediction and rock mechanics*. Ed. Max Wyss, Birkhauser Verlag, Basel, p.149-168.
- BRANNER, J.C. (1910) Earthquakes in Brazil. *J. Geol.*, **18**:327-335.
- BRANNER, J.C. (1920) Recent earthquakes in Brazil. *Bull. Seism. Soc. of America*, **10**:90-105.
- CAMPANHA, V.A.; SAAD, A.R.; ALMEIDA, M.A.de; BISTRICHI, C.A.; BARBOUR JÚNIOR, E.; ETECHEBEHERE, M.L.D.C. (1991) Geologia das folhas Jacareí, Tremembé, Taubaté e Pindamonhangaba, SP. Parte 3: Bacia de Taubaté. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo. Atas. São Paulo, p.455-462.*
- CAPANEMA, G.S. (1859) Quais as tradições ou vestígios geológicos que nos levam a certeza de ter havido terremotos no Brasil? *Rev. Inst. Hist. Geogr. Bras.*, **22**:135-159.
- CARNEIRO, C.D.R.; HASUI, Y.; GIANCURSI, F.D. (1976) Estrutura da bacia de Taubaté na região de São José dos Campos. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto. Anais. Ouro Preto, SBG, v.4, p.247-256.*
- COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C.; MELO, M.S. (1983) A Formação Itaquaquetuba: evidências de tectonismo no Quaternário paulista. *In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo, Atas. São Paulo, SBG, p.253-266.*

- CORDANI, U.G.; COIMBRA, A.M.; BOTTURA, J.A.; RODRIGUES, E.L.M. (1974) Geologia da região de Cruzeiro e Cachoeira Paulista e sua importância na interpretação da evolução tectônica do Vale do Paraíba. *Geologia Ciência-Técnica*, **6**:9-30.
- CRESPO, L.E.A. & GOMEZ, J.L.S. (1993) El sistema de diaclasas N-S en el sector central de la Cuenca del Ebro. Relación com el campo de esfuerzos neógeno. *Rev. Soc. Geol. España*, **6**:115-122.
- DEFFONTAINES, B. (1989) Proposition of a morpho-neotectonic method application in the Forgères area, Oriental Britany, France. *Bull. INQUA Neotectonics Commission*, **12**:48-52.
- DEFFONTAINES, B. (1991) Contribution of drainage network analysis to neotectonic: method and application in France. *Bull. INQUA Neotectonics Commission*, **14**:16-17.
- DEFFONTAINES, P. (1939) A geografia humana no Brasil. *Rev. Bras. Geogr.*, **1**:19-67.
- DE MARTONE, E. (1943) Problemas geomorfológicos do Brasil tropical atlântico. *Rev. Bras. Geogr.*, **5**:155-178.
- DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS (1974) *Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro*. DRM, 1974.
- DIAS NETO, C.M. (1986) *Contribuição à análise sismotectônica da região sudeste do Brasil*. São Paulo, 121p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- FLORENCE, G. & PACHECO, J. (1929) Carta Geológica do Estado de São Paulo. *Bol. Inst. Geogr. Geol. de São Paulo*, São Paulo, SP.
- FRANCHITTO, I.C. (1987) Contribuição à tectônica da região leste do Estado de São Paulo e adjacências interpretada por imagens LANDSAT (TM e MSS) e (SLAR). *Public. INPE*, 4458 - TDL/316; 146p.
- FREITAS, R.O. (1951) Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. *Bol. Fac. Ciênc. Letr. USP.*, **6**:120.
- FREITAS, R.O. (1956) Considerações sobre a tectônica e a geologia do Vale do Paraíba. *Eng. Min. Met.*, **XXIV**:276-283.
- GAMA, A. (1910) Tremor de terra no Brasil e sua origem provável. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA*, 1, Rio de Janeiro. *Anais*. Rio de Janeiro, v.4, p.153-178.
- GERBOVA, V.G. & TIKHOMIROV, V.V. (1982) Russian school contribution to the birth and development of neotectonics. *Geologische Rundschau*, **71**:513-518.
- HABERLEHNER, H. (1978) Análise sísmo-tectônica do Brasil. Notas explicativas sobre o mapa sísmotectônico do Brasil e regiões correlacionadas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA*, 2, São Paulo. *Anais*. São Paulo, ABGE, v.1, p.297-329.
- HANCOCK, P.L. & ENGELDER, T. (1989) Neotectonic joints. *Geol. Soc. A. Bull.*, **101**:1197-1208.
- HANCOCK, P.L. & WILLIAMS, G.D. (1986) Neotectonics. *Journal of the Geological Society*, **143**:325-326.
- HASUI, Y. (1979) Quadro geotectônico e estrutural da sismicidade natural. *In: SIMPÓSIO SOBRE SISMICIDADE NATURAL E INDUZIDA*, São Paulo. *Atas*. São Paulo, ABGE, p.9-13.

- HASUI, Y. (1990) Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO*, 1, Belo Horizonte. *Boletim*. Belo Horizonte, SBG-MG, p.1-31.
- HASUI, Y. & PONÇANO, W.L. (1978a) Geossuturas e sismicidade no Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA*, 2, São Paulo. *Anais*. São Paulo, ABGE, p.331-338.
- HASUI, Y. & PONÇANO, W.L. (1978b) Organização estrutural e evolução da Bacia de Taubaté. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, Recife. *Anais*. Recife, SBG, v.1, p.368-381.
- HASUI, Y. & SADOWSKI, G.R. (1976) Evolução geológica do pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 6:180-200.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. (1975) The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5:257-266.
- HASUI, Y.; GIMENEZ, A.F.; MELO, M.S. (1978) Sobre as bacias tafrogênicas continentais do Sudeste Brasileiras. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, Recife. *Anais*. Recife, SBG, v.1, p. 328-391.
- HASUI, Y.; FONSECA, M.J.G.; RAMALHO, R. (1984) A parte central da região de dobramentos sudeste e o maciço mediano de Guaxupé. *In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords.) Geologia do Brasil*. DNPM, Brasília, 501p.
- HICKMAN, S.H. & ZOBACK, M.D. (1983) The interpretation of hydraulic fracturing pressure-time data for in-situ stress determination. *In: WORKSHOP ON HIDRAULIC FRACTURING STRESS MEASUREMENTS*, Washington DC. *Proceedings*, p.1-11.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT (1977) *Geologia da região administrativa 3 do Estado de São Paulo*. Relatório 9.720, IPT, São Paulo, 3 vol.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT (1982) *Geologia Tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da prais de Itaorna*. IPT, Monografias, São Paulo, 149p.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT (1983) *Estudos geológico-tectônicos na Bacia de Resende (RJ) e sedimentos terciários de Volta Redonda (RJ) e Bacia de Taubaté (área de Cruzeiro-SP)*. Relatório 17.737, IPT, São Paulo, 124 p.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S/A - IPT (1990) *Geologia das Folhas Jacareí (SF-23-Y-D-II-3), Tremembé (SF-23-Y-B-V-4), Taubaté (SF-23-Y-D-II-2) e Pindamonhangaba (SF-23-Y-B-VI-3), escala 1:50.000, Estado de São Paulo*. Relatório 28732, IPT, São Paulo, v.1, 276p.
- JAIM, V.E. (1980) *Geotectónica general*. Editora Mir, Moscou, v.1, 356p.
- KRAWCZYK, A. & ZUCHIEWICZ, W. (1989) Drainage basin parameters within neotectonically active areas: the Northern Carpathian example. *Bull. INQUA Neotectonics Commission*, 12:46-47.
- LAUAR, C.R.M. (1988) *Paleomagnetismo e correlações com idades radiométricas: alguns exemplos*. Seminário apresentado ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. São Paulo, 29p.
- LEHMANN, H. (1957) Klimamorphologische beobachtungen in der Serra da Mantiqueira und in Paraíba Tal (Brasilien). *Geomorphologische Abhandlungen*, 5:67-72.

- LIMA, M.R. & AMADOR, E.S. (1985) Análise palinológica de sedimentos da Formação Resende, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *In: Coletânea de Trabalhos Paleontológicos, Brasília, DNPM. Série Geológica, 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2, p.371-378.*
- LIU, C.C. (1984) *Análise estrutural de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto: aplicação no Estado do Rio de Janeiro.* Tese de Doutorado - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. São Paulo, 57p.
- LIU, C.C. (1987) A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de Imagens MSS do LANDSAT. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, RJ-ES, 1, Rio de Janeiro. Anais. Rio de Janeiro, SBG, p.164-188.*
- LIU, K.C. (1978) Regional stability and earthquakes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology, 18:33-39.*
- MALAMPHY, M.C. & ODONNE, D.S. (1937) Movimentos sísmicos. *In: MORAES, L.J. & MALAMPHY, M.C. (eds.) Geologia e movimentos sísmicos de Bom Sucesso, Minas Gerais. Bol. Serv. Fom. Prod. Min., 17:24-62.*
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. (1967) O Grupo Açungui no Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc., 23:43-103.*
- MATSUDA, T. & KINUGASA, Y. (1991) Active faults in Japan. *Episodes, 14:199-204.*
- MELLO, C.L. (1992) *Fácies sedimentares, arquitetura deposicional e relações morfoestratigráficas em um sistema de leques aluviais holocênicos: Aloformação Manso - Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ).* Rio de Janeiro, 188 p. (Dissertação de mestrado apresentada à Universidade Federal do Rio de Janeiro).
- MELLO, C.L.; SILVA, T.M. da; MOURA, J.R. da S. HEES, F.J. (1989) Evidências geomorfológicas e estratigráficas para um tectonismo recente na região de Bananal (SP). *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro. Boletim de Resumos. Rio de Janeiro, SBG, p.26-27.*
- MELO, M.S. (1990) *A Formação Pariqüera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese.* São Paulo, 211p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.A.M.; COIMBRA, A.M. (1985a) Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc., 15:193-201.*
- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (1985b) Sedimentação e tectônica da Bacia de Resende - RJ. *An. Acad. bras. Ciênc. 57:467=479.*
- MELO, M.S.; CAETANO, S.L.V.; COIMBRA, A.M. (1986) Tectônica e sedimentação nas áreas das bacias de São Paulo e Taubaté. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiania. Anais. Goiania, SBG, v.1, p.321-336.*
- MELO, M.S.; FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. (1990) Influência da neotectônica nos terraços fluviais do Baixo Ribeira do Iguape (SP). *In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte. Boletim. Belo Horizonte, SBG-MG, p.47-56.*
- MERCIER, J.L. (1976) La néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un exemple: L'arc Égéen (Méditerranée orientale). *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn., 18:323-346.*

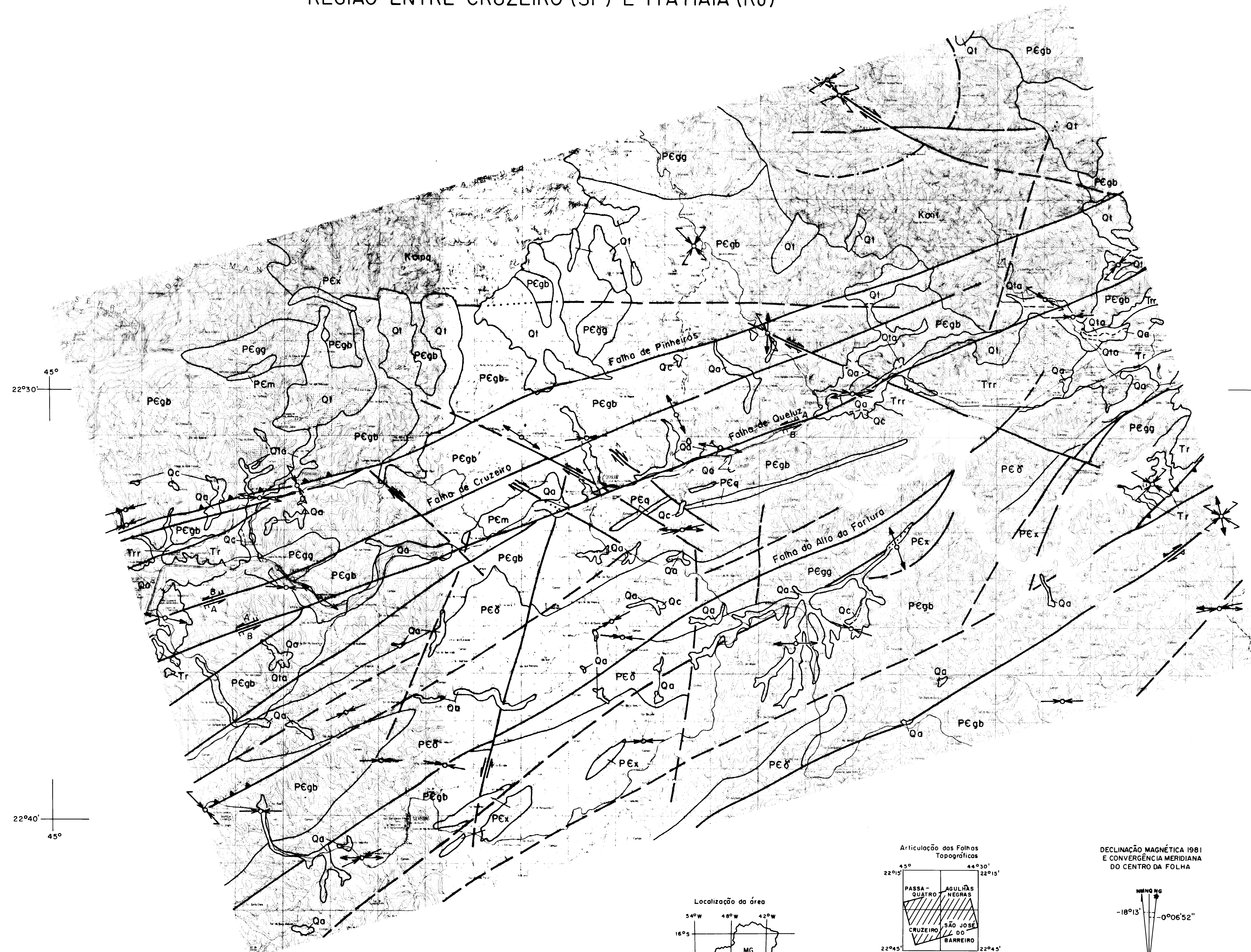
- MESCHERIKOV, Y.A. (1968) Neotectonics. *In: FAIRBRIDGE, R.W. (ed.) Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold, New York, p.768-773.
- MEZZALIRA, S. (1962) Novas ocorrências de vegetais fósseis cenozóicos no Estado de São Paulo. *O IGG*, **15**:73-94.
- MIOTO, J.A. (1983) *Mapa de risco sísmico do sudeste brasileiro*. São Paulo, 66p. (Dissertação de Mestrado apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo).
- 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. *Boletim*. Belo Horizonte, SBG-MG, p.33-45.
- MIOTO, J.A. (1993) *Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil*. Rio Claro, 267p. (Tese de Doutorado apresentada à UNESP).
- MIOTO, J.V. & HASUI, Y. (1982) Aspectos da estabilidade sismo-tectônica do sudeste Brasileiro de interesse à geologia de engenharia. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 32, Salvador. *Anais*. Salvador, SBG, v.4, p.1652-1659.
- MIOTO, J.V. & HASUI, Y. (1993) A zona sismogênica de Santos. *In: SIMPÓSIO DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, IV, Belo Horizonte. *Boletim*. Belo Horizonte, SBG/MG, **12**:302-303.
- MORAES REGO, L.F.de (1933) As formações cenozóicas de São Paulo. *Esc. Polit. USP*, **2**:231-267.
- MÖRNER, N.A., ed (1989a) Paleoseismicity and neotectonics. *Bull. INQUA Neotectonics Commission*, **12**:104p.
- MÖRNER, N.A. (1989b) Pleoseismicity and neotectonics. *Tectonophysics*, Special Issue, **163**:181-184.
- 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**:89-102.
- MOURA, J.R.S. & MELLO, C.L. (1991) Classificação aloestratigráfica do Quaternário superior na região de Bananal (SP/RJ). *Rev. Bras. Geoc.*, **21**:236-254.
- NIKOLAEV, N.I. (1974) Tectonic conditions favourable for causing earthquakes occurring in connection with reservoir filling. *In: JUDD, W.R. (ed) Seismic effects of reservoir impounding*, *Engineering Geology*, Special Issue, **8**:171-189.
- OBRUCHEV, V.A. (1948) Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektoniki. *Akad. Nauk. SSSR Izv. Serv. Geol.*, **5**:13-24.
- PADILHA, A.L.; TRIVEDI, N.B.; VITORELLO, I.; DA COSTA, J.M. (1991) Geophysical constraints on tectonic models of the Taubate Basin, Southeastern Brazil. *Tectonophysics*, **196**:157-172.
- PAVLIDES, S.B. (1989) Looking for a definition of neotectonics. *Terra nova*, **1**:233-235.
- PENALVA, F. (1967) Geologia e tectônica da região do Itatiaia, sudeste do Brasil. *Bol. Fac. Filos. Ciênc. Letr. USP*, **302**:95-196.
- PISSIS, A. (1842) Mémoire sur la position géologique des terrains de la partie australe du Brésil et sur les soulèvements qui, à diverses époques, ont change le relief de cette contres. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **14**:353-413.
- PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, M.A. de; PIRES NETO, A.G.; ALMEIDA, F.F.M. de (1979) O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento

- geomorfológico do Estado de São Paulo. *In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2*, Rio Claro. *Atas*. Rio Claro, SBG, v.2, p.253-262.
- RICCOMINI, C. (1989) *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. São Paulo, 256p. (Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- RICCOMINI, C. (1992) Evidências geológicas da atividade neotectônica no Estado de São Paulo e regiões adjacentes. *Bol. IG-USP, Publ. Esp.*, **12**:95-96.
- RICCOMINI, C. & COIMBRA, A.M. (1992) Geologia da bacia sedimentar. *In: NEGRO JÚNIOR, A.; FERREIRA, A.A.; ALONSO, U.R.; LUZ, P.A.C. (eds) Solos da Cidade de São Paulo*, ABEF/ABMS, p.37-94.
- RICCOMINI, C. & RODRIGUES FRANCISCO, B.H. (1992) Idade potássio-argônio do derrame ankaramítico da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37*, São Paulo. *Boletim de resumos expandidos*. São Paulo, SBG, v.2, p.469-470.
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S.; ALMEIDA, F.F.M.de; CARNEIRO, C.D.R.; MIOTO, J.A.; HASUI, Y. (1983) Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. *In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4*, São Paulo. *Resumos*. São Paulo, SBG, p.23-24.
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S. de; ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. (1985) Geologia da Bacia de Volta Redonda, Rio de Janeiro, Brasil. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **57**:518-519.
- RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A.U.G.; SALONI, J.C.L.; KOHNKE, M.W.; FIGUEIRA, R.M. (1989) Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). *J. South Am. Earth. Sci.*, **2**:191-197.
- RICCOMINI, C.; COIMBRA, A.M.; SUGUIO, K.; MIHÁLY, P.; MATURANA, E.C. (1991a) Nova unidade estratigráfica cenozóica da Bacia de Taubaté, SP: Formação Pindamonhangaba. *Bol. IG-USP, Publ. Esp.*, **9**:141-150.
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S.; COUTINHO, J.M.V. (1991b) Late cretaceous - early tertiary metabasic magmatism in the western part of the state of Rio de Janeiro, Brazil. *Bol. IG-USP, Publ. Esp.*, **10**:77-84.
- RICCOMINI, C.; TURCQ, B.; SUGUIO, K. (1991c) The record of continental sedimentation in Southeastern Brazil during the last millennium: Paleoseismicity, the little ice age, and man. *An. Acad. bras. Ciênc.*, **63**:90.
- RODRIGUEZ, S.K. (1993) *Neotectônica e sedimentação quaternária na região da "Volta Grande" do Rio Xingu, Altamira, PA*. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo, 106p.
- SAADI, A. (1990) Um *rift* no neocenozóico da região de São João del'Rei - MG, borda sul do cráton do São Francisco. *In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1*, Belo Horizonte. *Boletim*. Belo Horizonte, SBG/MG, p.63-79.
- SAADI, A. & VALADÃO, R.C. (1990) Eventos tectono-sedimentares na bacia neo-cenozóica do Rio da Morte (região de São João del Rei - MG). *In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE DO BRASIL, 1*, Belo Horizonte. *Boletim*. SBG/MG, p.81-99.

- SAADI, A.; HASUI, Y.; MAGALHÃES, F.S. (1991) Informações sobre a neotectônica e morfogênese de Minas Gerais. *In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS*, 3, Rio Claro. *Boletim*. Rio Claro, SBG, p. 105-107.
- SADOWSKI, G.R.; CSORDAS, S.M.; KANJI, M.A. (1978) Sismicidade da plataforma brasileira. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 30, Recife. *Anais*. Recife, SBG, v.5, p.2347-2361.
- SANT'ANNA, L.G. (1994) Mineralogia das argilas e evolução geológica da Bacia de Fonseca, MG. São Paulo, 151p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; HASMUS, H.E. (coord.) (1981) *Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM, 4 folhas.
- SENGÖR, A.M.C.; GÖRÜR, N.; SAROGLU, F. (1985) Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. *In: BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK N. (eds.) Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **37**:227-264.
- SILVA, T.M.; MELLO, C.L.; MOURA, J.R.S. (1993) Compartimentação do médio vale do rio Paraíba do Sul e áreas serranas adjacentes. *In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE*, 3, Rio de Janeiro. *Atas*. Rio de Janeiro, SBG.
- STERNBERG, H.O. (1953) Sismicidade e morfologia da Amazônia brasileira. *Bol. Geogr.*, **117**:595-600.
- STRAHLER, A.N. (1952) Dynamic basis of geomorphology. *Geol. Soc. A. Bull.*, **63**:923-938.
- SUGUIO, K. & VESPUCCI, J.B.O. (1986) Tectonismo pós-deposicional na Bacia de Taubaté, SP. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, Goiania. *Resumos e Breves Comunicações*. Goiania, SBG, p.139.
- SYKES, L.R. (1978) Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism, and other tectonism post dating continental fragmentation. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **16**:621-688.
- TRIFONOV, V.G. (1989) An overview of neotectonics studies. *International Geology Review*, **31**:111-161.
- VASSEUR, G.; ETCHECOPAR, A.; PHILLIP, H. (1983) Stress state inferred from multiple focal mechanisms. *Annales Geophysicae*, **1**:291-298.
- VESPUCCI, J.B. de O. (1984) *Sistemas deposicionais e evolução tectono-sedimentar da Bacia de Taubaté, SP*. São Paulo, 98p. (Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo).
- VICENTE, G.; MUÑOZ, A.; GINER, J.L. (1992) El uso del metodo de los diedros rectos: implicaciones a partir del modelode deslizamiento del analisis poblacional de fallas. *Rev. Soc. Geol. España*, **5**: 7-19.
- WASHBURN, C.W. (1930) Petroleum geology of the State of São Paulo, Brazil. *Bol. Com. Geogr. Geol.*, **22**:282p.
- WEGMANN, E. (1955) Lebendige tektonik, eine übersicht. *Geologische Rundschau*, **43**:4-34.
- WOHLERS, A. (1964) Cenozóico. *In: Geologia do Estado de São Paulo*. *Bol. IGG*, **41**:147-164.

- ZOBACK, M.L. (1992) First- and second- order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, **97**:11703-11728.
- ZUCHIEWICZ, W. (1991) On different approaches to neotectonics: a Polish Carpathians example. *Episodes*, **14**:116-124.

MAPA GEOLÓGICO E NEOTECTÔNICO DO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL – REGIÃO ENTRE CRUZEIRO (SP) E ITATIAIA (RJ)



DESCRIÇÃO DAS UNIDADES

Q - QUATERNÁRIO

Qa	Qc	Qta	Qt
----	----	-----	----

a - depósitos aluviais pleistocênicos e holocênicos, essencialmente psamíticos, subordinadamente rúdceos, distribuídos ao longo do Vale do Rio Paraíba do Sul e de seus afluentes principais, incluindo depósitos psamo-pelíticos, colúvio-aluviais nas encostas vizinhas;
c - depósitos coluviais pleistocênicos e holocênicos, essencialmente psamo-pelíticos em posições de interflúvios (depósitos de primeira geração) e em encostas dos vales fluviais principais (depósitos de segunda geração); ta - depósitos de retrabalhamento de tálus por processos fluviais; t - depósitos rúdceos de tálus das proximidades dos maciços alcalinos de Passa-Quatro e Itatiaia

T - TERCIÁRIO

Tr	Trr
----	-----

GRUPO TAUBATÉ

Formação Resende : r - sistema de leques aluviais distais a planície fluvial de rios entrelaçados; rr - sistema de leques aluviais proximais a planície fluvial de rios entrelaçados

K - CRETÁCEO SUPERIOR

Kαpα	Kαit
------	------

c - rochas alcalinas (pq- Maciço de Passa-Quatro; it- Maciço de Itatiaia)

PE - PROTEROZÓICO

PEδ	PEq	PEx	PEgg	PEgb	PEm
-----	-----	-----	------	------	-----

δ - rochas granitóides localmente foliadas; q - quartzitos; x - micaxistos e quartzo micaxistos; gg - gnaisses graníticos; gb - milonito-gnaisses, blastomilonitos e gnaisses bandados; m - migmatitos

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contato entre as unidades
- Dique anelar do Maciço Alcalino de Itatiaia

ESTRUTURAS COM MOVIMENTAÇÕES CENOZÓICAS

- Falha de caráter não determinado; tracejada quando inferida e pontilhada quando encoberta
- Falha de caráter predominante normal, sendo A o bloco alto e B o bloco baixo
- Falha de caráter predominante reverso com dentes de serra no bloco cavalgante
- Falha de caráter predominante dextral
- Falha de caráter predominante sinistral
- Falha de caráter sinistral normal sendo A o bloco alto e B o bloco baixo
- Falha de caráter dextral reverso

DIREÇÕES DOS ESFORÇOS CENOZÓICOS

ESFORÇOS PRÉ-NEOTECTÔNICOS

- Esforços relacionados à extensão inicial do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, com direção de extensão NNW-SSE
- Esforços relacionados à fase transcorrente sinistral, com compressão NE-SW e extensão NW-SE associada

ESFORÇOS NEOTECTÔNICOS

- Esforços relacionados à fase transcorrente dextral com compressão NW-SE e extensão NE-SW associada
- Esforços relacionados à fase extensional de direção WNW-ESE
- Esforços relacionados à fase compressiva E-W

CONVENÇÕES PLANI-ALTIMÉTRICAS

- Curvas de nível (equidistância das curvas: 20m)
- Cota altimétrica
- Drenagem
- Represa
- Alto estrada
- Rodovia pavimentada
- Estrada não pavimentada
- Ferrovia
- Divisa de estado

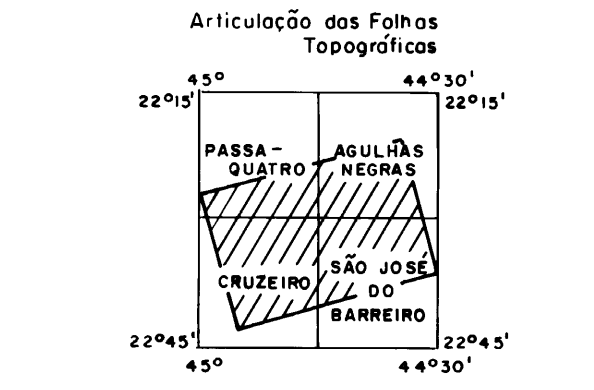
Base Geológica compilada de DRM (1974), IPT (1977), IPT (1983) e RICCOMINI (1989) e complementada neste estudo

ANEXO A

MAPA GEOLÓGICO E NEOTECTÔNICO DO VALE DO RIO PARAÍBA DO SUL – REGIÃO ENTRE CRUZEIRO (SP) E ITATIAIA (RJ)

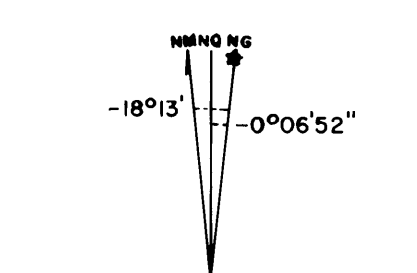
(Dissertação de Mestrado, IG-USP)

Geólogo: ELIZETE DOMINGUES SALVADOR

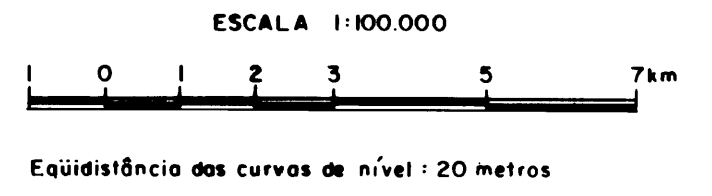
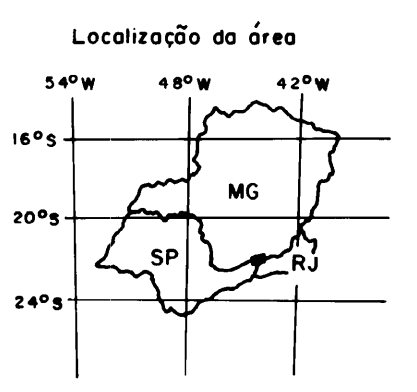


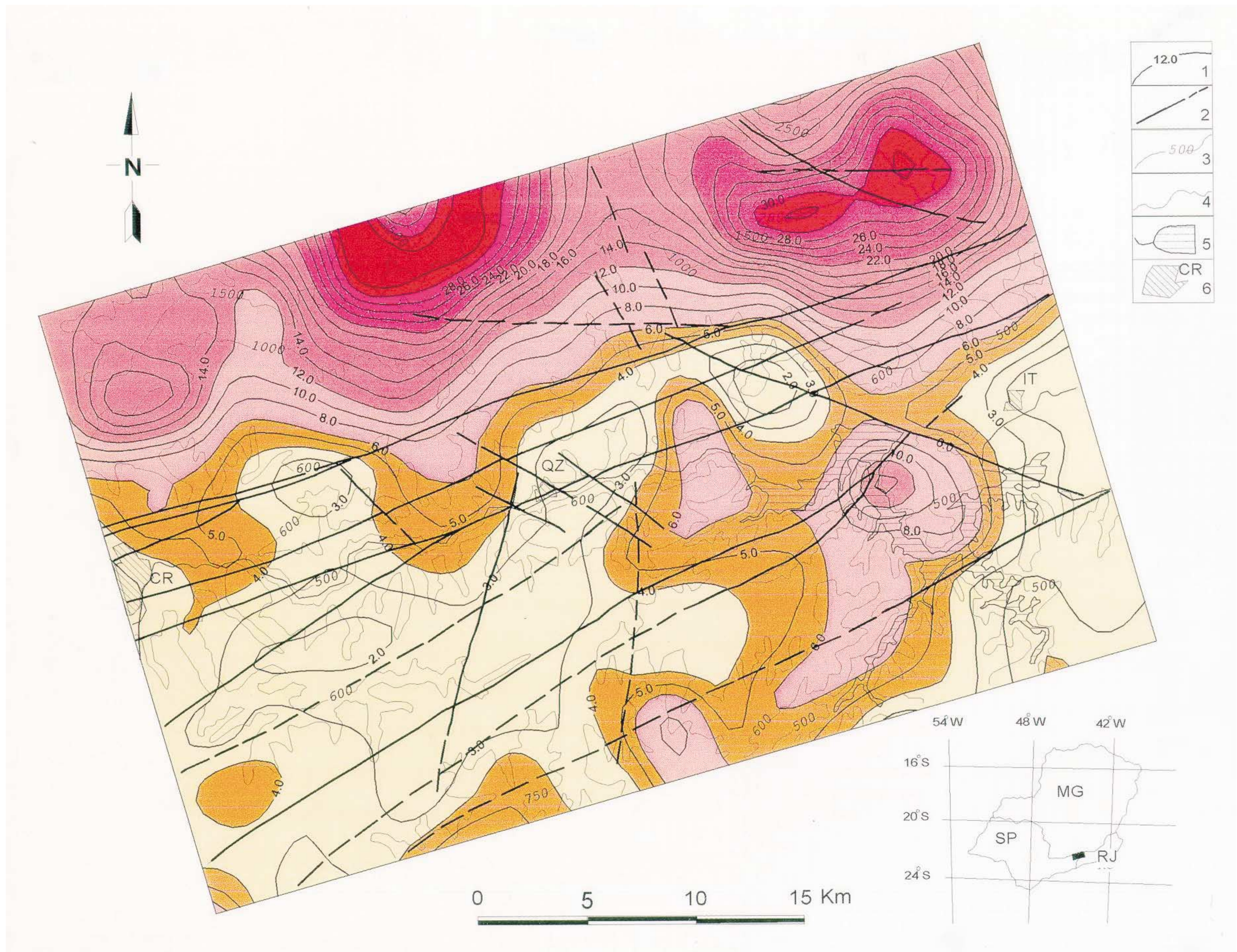
BASE PLANIMÉTRICA
Folhas 1:50.000 de Passa-Quatro, Cruzeiro, Agulhas Negras e São José do Barreiro produzidas pelo IBGE (1976), reduzidas para escala 1:100.000

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1981 E CONVERGÊNCIA MERIDIANA DO CENTRO DA FOLHA



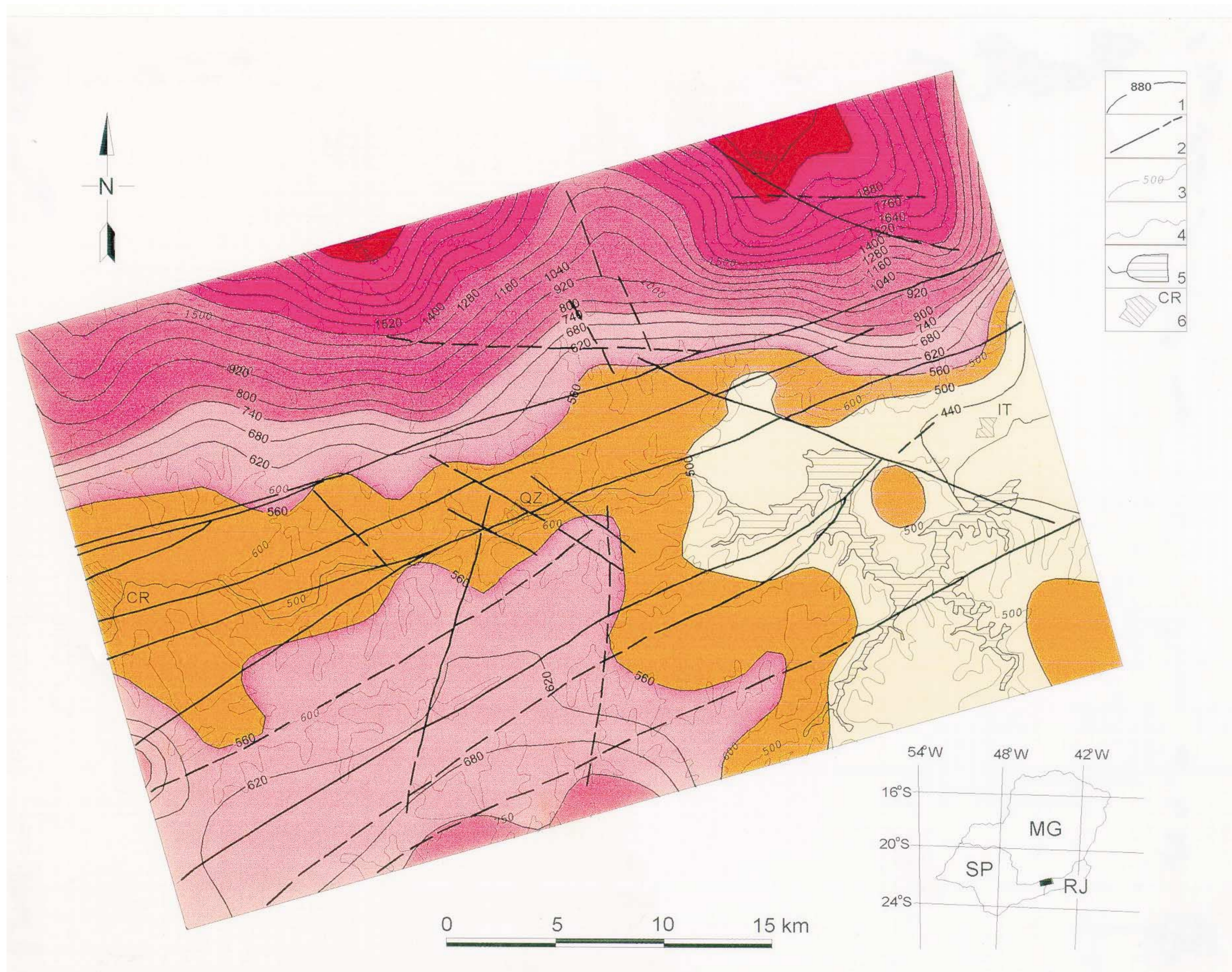
A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA CRESCE-8 ANUALMENTE
Usar exclusivamente os dados numéricos





ANEXO B - MAPA DE GRADIENTES HIDRÁULICOS DA REGIÃO ENTRE CRUZEIRO (SP) E ITATIAIA (RJ) - 1) linha de isogradiante hidráulico com indicação de valor numérico; 2) estruturas tectônicas provavelmente responsáveis pelo controle das curvas de gradientes hidráulicos, inferidas quando tracejadas; 3) curva de nível com indicação de valor numérico; 4) rio Paraíba do Sul; 5) reservatório do Funil; 6) principais localidades (CR- Cruzeiro, IT- Itatiaia).

Dissertação de Mestrado: Análise neotectônica da região do vale do rio Paraíba do Sul, compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ).
 Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo
 Orientado: Prof. Dr. Claudio Riccomini
 Elizete Domingues Salvador
 São Paulo / 1994



ANEXO C - MAPA DE SUPERFÍCIES DE BASE DA REGIÃO ENTRE CRUZEIRO (SP) E ITATIAIA (RJ) - 1) linha de isossuperfície de base na cota altimétrica indicada; 2) estruturas tectônicas provavelmente responsáveis pelo controle das curvas de superfícies de base, inferidas quando tracejadas; 3) curva de nível com indicação de valor numérico; 4) rio Paraíba do Sul; 5) reservatório do Funil; 6) principais localidades (CR- Cruzeiro, IT- Itatiaia).

Dissertação de Mestrado: Análise neotectônica da região do vale do rio Paraíba do Sul, compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ).
 Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo
 Orientado: Prof. Dr. Claudio Riccomini
 Elizete Domingues Salvador
 São Paulo / 1994

MAPA DE CAMINHAMENTOS E LOCAIS DE DESCRIÇÃO DE AFLORAMENTOS DA REGIÃO
ENTRE CRUZEIRO (SP) E ITATIAIA (RJ)

