

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

NEOTECTÔNICA NOS CAMPOS DO RIBEIRÃO FUNDO, MG

PEDRO REFINETTI R. MARTINS

ORIENTADOR: PROF. DR. CLAUDIO RICCOMINI

DEDALUS - Acervo - IGC



30900011612



MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-28/2002)

SÃO PAULO
2002

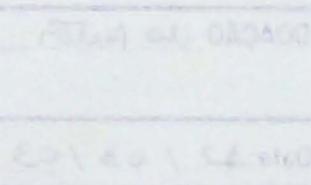
UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

NEOTECTÔNICA NOS CAMPOS DO RIBEIRÃO FUNDO, MG

PEDRO REFINETTI R. MARTINS

ORIENTADOR: PROF. DR. CLAUDIO RICCOMINI

A FAREI
MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-28/2002)



SÃO PAULO
NOVEMBRO DE 2002

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho é fruto da dedicação não apenas do autor, mas de uma série de pessoas e instituições, que colaboraram em diferentes fases da pesquisa, às quais gostaria de manifestar meus mais sinceros agradecimentos:

Ao Prof. Dr. Claudio Riccomini, do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IGc-USP, orientador deste Trabalho de Formatura, pelo enorme apoio e incentivo incondicional, a mim dedicados em todas as etapas do trabalho.

Ao Geólogo Cristiano M. Chiessi, pós-graduando junto ao Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IGc-USP, pelo auxílio no uso dos diversos softwares utilizados e pelas importantes discussões sobre o mundo da neotectônica e das análises morfométricas.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, na pessoa do Chefe da Divisão de Sensoriamento Remoto, Dr. José Carlos N. Epiphanio, pelo fornecimento das imagens de satélite.

Pela preparação das amostras e execução das análises por difração de raios X, agradeço à Geóloga Dra. Lucy Gomes Sant'Anna, pós-doutoranda junto ao Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IGc-USP, e ao Físico MSc. Flávio Machado de Souza Carvalho, do Laboratório de Difração de Raios X do IGc-USP.

Ao Geólogo MSc. Silvio Takashi Hiruma, do IG-SMA, pelo auxílio nas técnicas de geoprocessamento e pelas sugestões de bibliografia na etapa de projeto.

Ao Prof. Dr. Thomas Rich Fairchild, do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IGc-USP, pela assistência na elaboração do Abstract.

À formanda, Daniela Amato Lourenço (AB), pelo acompanhamento nas etapas de campo e auxílio nas descrições de lâminas petrográficas.

Ao Aroldo, técnico do IPT, grande mestre do AutoCAD, pelos ensinamentos a este complexo universo.

Aos funcionários do setor de laminação do IGc-USP, meus agradecimentos pelos serviços prestados.

À FAPESP (Processo 01/10714-3), pelo auxílio financeiro sem o qual o trabalho não poderia ser realizado.

Ao IGc-USP e à Comissão de Trabalho de Formatura - 2002, pelo apoio institucional.

A todos os companheiros de graduação que, de uma maneira ou de outra, colaboraram para o desenvolvimento deste trabalho.

RESUMO

Os Campos do Ribeirão Fundo constituem as porções mais elevadas do Planalto de Senador Amaral, no Sul de Minas Gerais, niveladas a altitudes de 1500 a 1700 m. Representam um remanescente da Superfície Japi, desnivelada por tectonismo cenozóico.

A região está incluída do contexto da *Nappe Socorro-Guaxupé* e apresenta pequena variação litológica, ocorrendo basicamente biotita gnaisses e migmatitos com neossoma granítico e restitos anfibolíticos associados ao Complexo Paraisópolis, quase que invariavelmente com foliação de baixo ângulo. Sobre estes litotipos desenvolvem-se espessos perfis de alteração onde, frequentemente, são encontradas couraças bauxíticas, por vezes retrabalhadas, compondo *stone-lines*.

Utilizou-se análises morfométricas a partir de modelo digital de terreno, além de imagens de satélite como ferramentas de investigação geomorfológica aplicada à neotectônica. Desenvolveu-se um mapa de superfícies de base e mapas de isovalores de parâmetros como gradiente hidráulico, densidade de drenagens, rugosidade de relevo e densidade de lineamentos, que evidenciaram uma compartimentação do planalto em blocos limitados pelas direções principais de lineamentos, com escalonamento para Norte.

Uma correlação direta com esta compartimentação pôde ser observada para a distribuição espacial de ocorrências de couraças bauxíticas e *stone-lines*. O bloco Norte, onde ocorrem as maiores altitudes (~1700 m), teria passado por um soerguimento terciário, levando à erosão quase que completa das couraças bauxíticas e à exposição de rochas nos topes de morros. Inversamente, com altitudes da ordem de 1500 m, o bloco Sul teria experimentado um abatimento relativo, o que faria com que as couraças retrabalhadas do bloco Norte compusessem, provavelmente durante o último máximo glacial, *stone-lines* acima de suas próprias couraças, que teriam permanecido *in-situ*.

Investigou-se estruturas que afetam perfis de solos e couraças bauxíticas assim como estruturas mais antigas. Verificou-se juntas e falhas, estas porventura portadoras de estrias de atrito e indicadores cinemáticos rúpteis, aos quais aplicou-se métodos gráficos de análise estrutural para definir os campos de esforços atuantes.

Deste modo, identificou-se as seguintes fases deformacionais superimpostas: compressão NE-SW, com provável idade neógena, responsável pela compartimentação do planalto segundo falhas transcorrentes sinistrais de direção ENE-WSW; extensão WNW-ESE, possivelmente holocênica, com desenvolvimento de falhas normais em sedimentos turfosos; compressão NW-SE a E-W, holocênica, gerando juntas que afetam perfis de solo e falhas de empurrão que cortam as couraças bauxíticas.

ABSTRACT

The region of Campos do Ribeirão Fundo represents the summit surfaces of the Senador Amaral Plateau, at the Minas Gerais State south. Leveled between 1500 and 1700 m it is a remnant of the Japi Planation Surface, which has been displaced by Cenozoic tectonism.

Included in the Socorro-Guaxupé *Nappe* context, the region presents little lithologic variation, comprising mainly biotite gneiss and migmatites with granitic neosome and amphibolitic paleosome associated to the Paraisópolis Complex. Over these lithotypes there are thick profiles of alteration where it is frequent to occur bauxitic crusts, sometimes reworked as stone-lines.

This research used morphometric analyses over digital terrain model and satellite images as tools for geomorphologic investigation applied to neotectonics. The isovalue maps of hydraulic gradient, drainage density, relief roughness, lineament density and isobase surface, developed in the preliminary stage, has shown a compartmentalization of the plateau in blocks limited by the main lineament directions.

There is a direct correlation between this compartmentalization and the spatial distribution of the bauxitic crusts and stone-lines. The North block, where the higher altitudes (aprox. 1700 m) occur, has probably passed by a Tertiary uplift, which led to an almost total erosion of the bauxitic crust and to the exposure of rocks at the summits. The South block, about 1500 m high, has probably experienced a subsidence, what may possibly made that the reworked crusts of the North block arrived to compose stone-lines over its own crusts during the last glacial maximum.

Tectonic structures in soil profiles and bauxitic crusts were investigated as well as older structures. Joints and faults were noticed. To the cases presenting striae and kinematic indicators it was applied graphic methods of structural analysis in order to define the effective stress regimes.

This way, the following superposed tectonic regimes was identified: a NE-SW compression, probably Neogene, responsible for the plateau compartmentalization by means of ENE-WSW left-lateral strike-slip faults; a WNW-ESE extension, possibly Holocene, with the occurrence of normal faults in peat deposits; a NW-SE / E-W Holocene compression, generating joints that affect soil profiles and thrust faults that cut the bauxitic crusts.

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS.....	i
RESUMO.....	ii
ABSTRACT.....	iii
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	1
3. TRABALHOS ANTERIORES E ASPECTOS REGIONAIS.....	4
3.1. GEOMORFOLOGIA.....	4
3.1.1. SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO.....	4
3.1.2. OS CAMPOS DO RIBEIRÃO FUNDO.....	5
3.2. GEOLOGIA.....	6
3.3. NEOTECTÔNICA.....	8
3.3.1. CONCEITOS.....	8
3.3.2. NEOTECTÔNICA NO SUL DE MINAS GERAIS.....	9
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	10
4.1. MATERIAIS.....	10
4.2 MÉTODOS.....	11
5. ATIVIDADES DESENVOLVIDAS.....	11
5.1. INVESTIGAÇÕES PRELIMINARES.....	11
5.2. TÉCNICAS DE GEOPROCESSAMENTO.....	12
5.2.1. VETORIZAÇÃO DAS CARTAS TOPOGRÁFICAS.....	12
5.2.2. GERAÇÃO DO MODELO DIGITAL DE TERRENO (MDT).....	13
5.3. DEFINIÇÃO DOS LIMITES DA ÁREA DE ESTUDO.....	13
5.4. EXTRAÇÃO DE LINEAMENTOS E ANÁLISE ESTATÍSTICA.....	13
5.5. ANÁLISES MORFOMÉTRICAS E PRODUÇÃO DE CARTAS TEMÁTICAS.....	13
5.6. TRABALHOS DE CAMPO.....	17
5.7. TRABALHOS DE LABORATÓRIO.....	18
5.7.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA.....	18
5.7.2. DIFRAÇÃO DE RAIOS X.....	18
5.8. ANÁLISE ESTRUTURAL.....	18
6. RESULTADOS OBTIDOS.....	20
6.1. O SUBSTRATO PRÉ-CAMBRIANO.....	20
6.2. PRODUTOS DE ALTERAÇÃO.....	23
6.3. LINEAMENTOS MORFOESTRUTURAIS.....	26
6.4. ANÁLISE MORFOMÉTRICA.....	32
6.5. ESTRUTURAS RÚPTEIS E FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS.....	44
7. CONCLUSÕES.....	53
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	55

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. As cimeiras do Brasil de Sudeste e localização da área.....	2
Figura 2. Localização da área de estudo no modelo digital de terreno do Planalto de Senador Amaral.....	2
Figura 3. Recorte da Folha Cambuhy editada pela Comissão Geographica e Geologica de Minas Geraes em 1930.....	3
Figura 4. Mapa geológico da área de estudo.....	7
Figura 5. Mapa hipsométrico do Planalto de Senador Amaral.....	14
Figura 6. Modelo digital de terreno e hipsometria da área de estudo.....	15
Figura 7. Método dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER 1977).....	19
Figura 8. Classificação de sistemas de juntas neotectônicas (HANCOCK & ENGELDER 1989).....	19
Figura 9. Elipsóide de deformação, esforços e estruturas associadas a uma zona de cisalhamento dextral (ZALÁN 1986 adaptado de HARDING 1974).....	19
Figura 10. Biotita gnaisse com bandamento composicional. Litotipo predominante na área.....	20
Figura 11. Biotita granito 3a.....	21
Figura 12. Restito anfibolítico de migmatito do Complexo Paraisópolis.....	21
Figura 13. Fotomicrografia do biotita gnaisse com bandamento composicional. (A) Nicóis descruzados, (B) Nicóis cruzados.....	22
Figura 14. Fotomicrografia do biotita granito 3a. (A) Nicóis descruzados, (B) Nicóis cruzados.....	22
Figura 15. Fotomicrografia de restito anfibolítico de migmatito. (A) Nicóis descruzados, (B) Nicóis cruzados.....	22
Figura 16. Couraças bauxíticas analisadas por difração de raios X. Ponto SA-002.....	23
Figura 17. Difratograma de amostra de couraça bauxítica (SA-002).....	24
Figura 18. Difratograma de amostra de couraça bauxítica (SA-005).....	24
Figura 19. Material de preenchimento de falha analisado por difração de raios X. Ponto SA-045.....	25
Figura 20. Difratograma de material de preenchimento de falha (SA-045).....	25
Figura 21. Imagem de satélite LANDSAT TM, banda 4, órbita 219, ponto 76 e lineamentos extraídos.....	27
Figura 22. Mapa de sombreamento de relevo e lineamentos extraídos (azimute 315°, elevação 45°).....	28
Figura 23. Mapa de sombreamento de relevo e lineamentos extraídos (azimute 45°, elevação 45°).....	29
Figura 24. Lineamentos totais extraídos do mapa de sombreamento de relevo.....	30

Figura 25. Mapa de densidade de lineamentos.....	31
Figura 26. Vista geral dos Campos do Ribeirão Fundo e oplainamento característico a cerca de 1500 m de altitude.....	32
Figura 27. Mapa hipsométrico da área de estudo.....	33
Figura 28. Mapa de orientação de encostas.....	34
Figura 29. Mapa de declividade de encostas.....	35
Figura 30. Mapa de rugosidade de relevo.....	36
Figura 31. Mapa de gradientes hidráulicos.....	37
Figura 32. Mapa de densidade de drenagens.....	38
Figura 33. Mapa de superfícies de base.....	39
Figura 34. Histogramas dos parâmetros morfométricos.....	40
Figura 35. Gráficos de correlação entre parâmetros morfométricos.....	41
Figura 36. Compartimentação da área em blocos.....	43
Figura 37. Falhas dextrais normais em rochas pré-cambrianas. Ponto SA-043.....	44
Figura 38. Estrias de atrito em plano de falha. Ponto SA-043.....	44
Figura 39. Estereogramas de falhas em rochas pré-cambrianas.....	45
Figura 40. Escarpas rochosas alinhadas no limite dos compartimentos C e D, correspondentes a lineamento de direção ENE-WSW. Ponto SA-017.....	45
Figura 41. Vale do Ribeirão dos Três Irmãos, correspondente ao lineamento ENE-WSW que limita os blocos B e C. Ponto SA-010.....	46
Figura 42. Dique de rocha alcalina, próximo a Cambuí, na saída da Rodovia Fernão Dias para Senador Amaral. (UTM 390963 E / 7500011 N).....	46
Figura 43. Estereograma de falhas cortando dique de rocha alcalina.....	47
Figura 44. Principais falhas em rochas pré-cambrianas e no dique de rocha alcalina.....	48
Figura 45. Campos de maior probabilidade para σ_1A (em preto) e σ_3A (em cinza), obtidos a partir do método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977).....	48
Figura 46. Couraças bauxíticas frequentemente encontradas no compartimento B. Ponto SA-002, 1550 m de altitude.....	48
Figura 47. Estereograma de falha sinistral inversa cortando couraça bauxítica. Ponto SA-003.....	50
Figura 48. Falha com componente normal, no contato entre sedimento turfose e biotita gnaisse do Complexo Paraisópolis.....	50
Figura 49. Estereogramas de juntas verificadas em toda a área.....	51
Figura 50. Juntas conjugadas afetando paleossosolo. Ponto SA-028.....	52

1. INTRODUÇÃO

Os Campos do Ribeirão Fundo representam um dos exemplos da superfície cimeira do Brasil de Sudeste (AB'SÁBER & BERNARDES 1958) e sua possível origem tectônica é citada em trabalhos clássicos de geomorfologia como os de FREITAS (1951) e ALMEIDA (1951 e 1964).

Diversas ocorrências de atividade neotectônica e sua influência no modelado do relevo do sudeste do país são bem caracterizadas na literatura geológica (RICCOMINI 1988, SALVADOR 1994, HIRUMA 1999, SANTOS 1999, BISTRICHI 2001).

Uma vez que o estudo desta superfície cimeira representa um ponto chave para o entendimento da evolução do relevo do sudeste do país e que o conhecimento da história tectônica recente é fundamental para diversos ramos da ciência geológica, surpreende o fato de inexistirem trabalhos de geomorfologia e neotectônica específicos sobre a região.

Exemplos da utilização de estudos neotectônicos em geologia estrutural aplicada são apresentados por HASUI & MIOTO (1992). A avaliação da estabilidade geológica de áreas em função do risco sísmico é imprescindível na implantação de centrais nucleares, gasodutos, oleodutos e reservatórios de usinas hidrelétricas, entre outros exemplos (HIRUMA 1999). O conhecimento da orientação e magnitude do campo de esforços contemporâneo é de suma importância na avaliação da permeabilidade de fraturas e, consequentemente, na caracterização do fluxo de fluidos em subsuperfície, sendo relevante para a geologia de petróleo e hidrogeologia, bem como para a construção de locais de armazenamento subterrâneo de resíduos radiativos (STEWART & HANCOCK 1994).

Desta forma, o trabalho desenvolvido tem por finalidade a definição do quadro neotectônico da área, incluindo a identificação das estruturas existentes e dos esforços atuantes, bem como as respectivas idades. Tem ainda como objetivo o estabelecimento de uma caracterização geomorfológica básica dos Campos do Ribeirão Fundo e o desenvolvimento de uma análise morfotectônica, relacionando as formas de relevo e a atividade neotectônica.

2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

Os Campos do Ribeirão Fundo correspondem à porção centro-oriental do Planalto de Senador Amaral (IPT 1982), no sul de Minas Gerais (Figura 1) e compreendem territórios dos municípios de Cambuí, Munhoz e Itapeva.

A área de estudo possui 240 km² e está limitada pelas coordenadas UTM N 7494000-7518000 e UTM E 672000-682000 (Figura 2).

O termo "Campos do Ribeirão Fundo" é, na realidade, uma toponímia da Folha Cambuhy, escala 1:100.000, editada pela Comissão Geographica e Geologica de Minas Geraes em 1930 (Figura 3), relativa à região mais elevada do planalto (1500-1700 m).

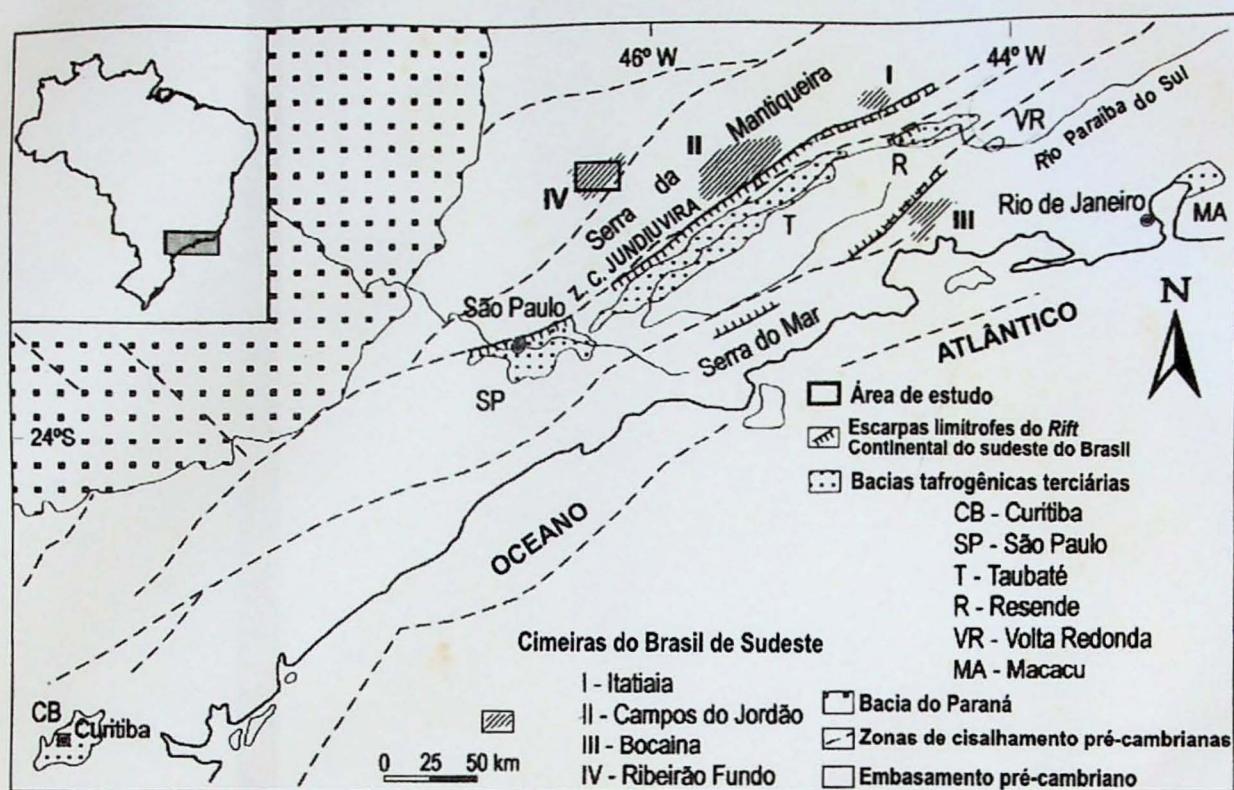


Figura 1. As cimeiras do Brasil de Sudeste e localização da área de estudo.

(modificado de MODENESI-GAUTIERI *et al.* 2002).

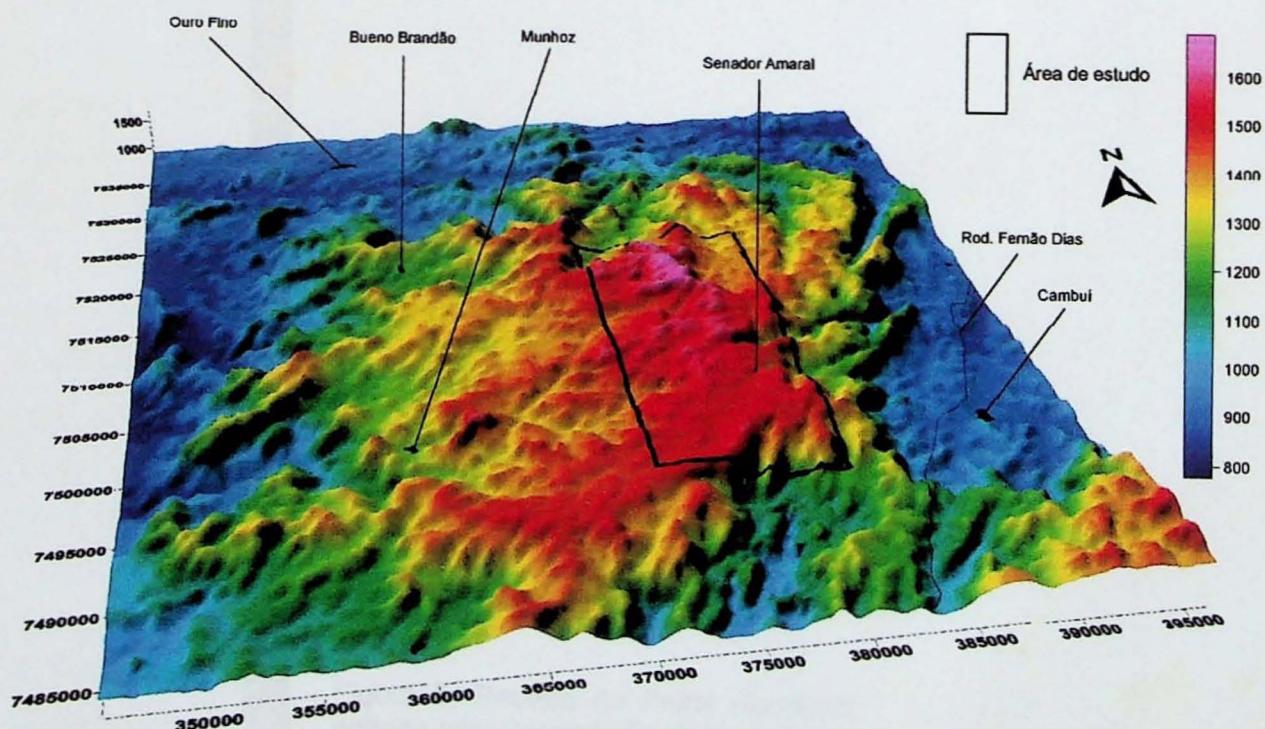


Figura 2. Localização da área de estudo no modelo digital de terreno do Planalto de Senador Amaral.

CAMBUIY

(Pousso Allegre)

COMISSÃO GEOGRAPHICA E GEOLÓGICA DE MINAS GERAES. F^{LHA} N^o 35 {S₅ Q₄

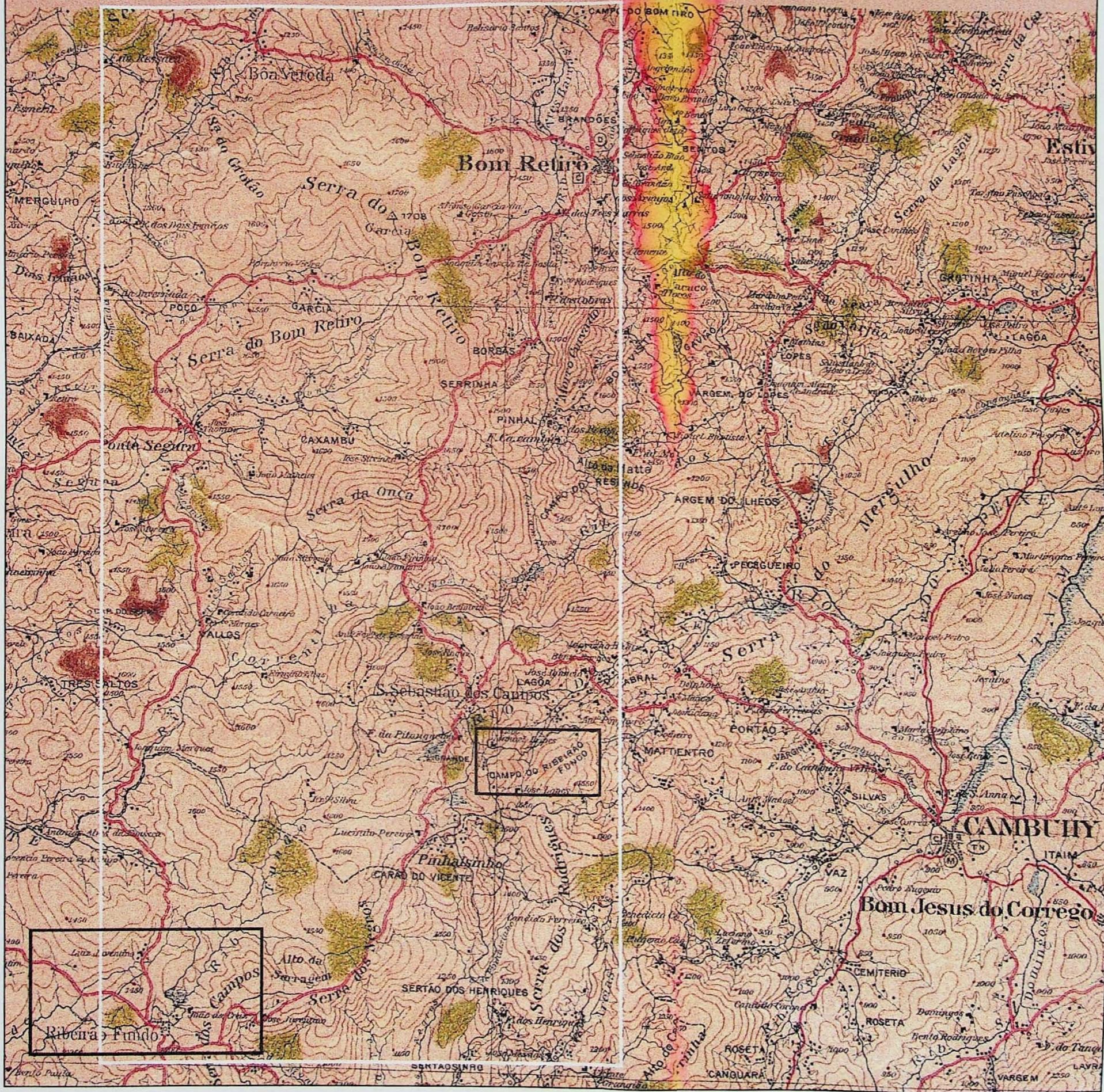


Figura 3. Recorte da Folha Cambuhy editada pela Comissão Geographica e Geologica de Minas Geraes em 1930. Escala aproximada 1:100.000 Destaque para a área de estudo e os Campos do Ribeirão Fundo.

3. TRABALHOS ANTERIORES E ASPECTOS REGIONAIS

3.1. GEOMORFOLOGIA

3.1.1. SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO

Os Campos do Ribeirão Fundo, descritos pela primeira vez por DE MARTONNE (1943), constituem um dos exemplos de sua Superfície dos Campos, a qual considerou mais antiga que a Superfície das Cristas Médias, de idade paleogênica.

Discordando do autor supra-citado, FREITAS (1951) sugeriu que ambas seriam a mesma superfície, correspondente ao seu Peneplano de Nível B ou Peneplano Cretáceo, desnivelada por fatores tectônicos: “*seria mais justo admiti-la como restos do peneplano cretáceo sobrelevados por falhamento, consoante a altitude com o rejeito das falhas...*”.

ALMEIDA (1951), subindo o vale do Rio Jaguari, apresentou evidências que vêm a concordar com FREITAS (1951), reforçando ainda tal idéia em seu trabalho “Fundamentos geológicos do relevo paulista” (ALMEIDA 1964).

Esta Superfície das Cristas Médias (DE MARTONNE 1943) já havia sido identificada por MORAES REGO (1932) e apontada como pós-cretácea e pré-pliocênica. FREITAS (1951) a caracterizou como Peneplano de nível B, de idade cretácea e KING (1956), notando sua extensão para o Brasil oriental a denominou Superfície Sul-Americanana, correspondente ao Terciário Inferior. Posteriormente, ALMEIDA (1958) atribuiu o nome de Superfície Japi ao considerar a serra homônima como o principal exemplo de tal superfície no Estado de São Paulo. Dispondo de dados geocronológicos, IPT (1982) sugeriu que esta superfície poderia ter sido iniciada ainda no final do Senoniano mas estaria ainda em desenvolvimento no início do Terciário, atingindo no Eoceno o elevado grau de aplainamento que lhe é característica.

Superfícies de erosão mais novas que a Superfície das Cristas Médias foram descritas entalhando-a em diversas localidades pelos autores supra-citados. O próprio DE MARTONNE (1943) definiu uma Superfície Neogênica enquanto FREITAS (1951) descreveu uma superfície que denominou Peneplano A ou Peneplano Terciário. KING (1956) caracterizou a Superfície Velhas, também com idade neogênica, mesma idade apontada pelo trabalho pioneiro de MORAES REGO (1930).

Em trabalho mais recente, AB'SÁBER (2000), realiza uma grande síntese das discussões sobre as superfícies de aplainamento, detalhando a questão das idades e enfatizando o papel da tectônica na configuração do relevo não apenas do sudeste, mas do Brasil como um todo.

3.1.2. OS CAMPOS DO RIBEIRÃO FUNDO

Os Campos do Ribeirão Fundo, juntamente com os planaltos de Itatiaia, Campos do Jordão e Bocaina, representam exemplos da superfície cimeira do Brasil de Sudeste (AB' SÁBER & BERNARDES 1958) e estão inseridos na Província Geomorfológica do Planalto Atlântico (AZEVEDO 1949).

A região se localiza numa área de transição entre a subzona da Mantiqueira Ocidental (ALMEIDA 1964) e o Planalto do Alto Rio Grande e, apesar de ser citada em diversos trabalhos clássicos da geomorfologia (DE MARTONNE 1943, FREITAS 1951, ALMEIDA 1951 e 1964, entre outros), é abordada apenas do ponto de vista das superfícies de aplainamento.

Num dos poucos trabalhos que apresentam maiores detalhes sobre a área, IPT (1982) a inclui na Subzona do Planalto de Senador Amaral, unidade do Planalto do Alto Rio Grande, dentro da Província do Planalto Atlântico. Descreveu esta unidade como um planalto de forma aproximadamente triangular, constituído, na maior parte, de migmatitos e granitos, onde se situam as cabeceiras do rio Moji-Guaçu. Apontou seus limites Norte e Sudeste como relativos a grandes falhas, mas para Oeste indicou uma perda de altitude vinculada a uma deformação homoclinal.

Trabalhando com a morfotectônica de Minas Gerais, SAADI (1991) apresenta uma compartimentação morfoestrutural para a Bacia do Alto Rio Grande caracterizada essencialmente por limites tectônicos entre os diversos blocos, que associou às principais zonas de cisalhamento pré-cambrianas. Desta forma, a área de estudo estaria inserida no compartimento que denominou de “degrau intermediário”, caracterizado como um planalto inclinado em direção NW, com altitudes variando desde 2000 m, próximo ao Planalto de Campos do Jordão até 900 m, na base da Serra do Corvo. O autor indica para este compartimento grande influência das falhas pertencentes ao Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino e do Sistema de Falhas de Camanducaia, que se manifestariam no relevo como cristas alongadas em direção ENE a NE. Aponta ainda a dissimetria dessas cristas como elemento morfoestrutural dominante, resultado de basculamentos ao longo de falhas transcorrentes.

BISTRICHI (2001), trabalhando em área imediatamente ao sul, define uma série de planaltos limitados por falhas, entre eles o Planalto de Pinhalzinho, adjacente ao Planalto de Senador Amaral. Este autor aponta ainda o caráter superimposto dos principais coletores da rede de drenagem, cortando serras quartzíticas e de outras rochas resistentes sem adaptações às zonas de fraqueza.

3.2. GEOLOGIA

A geologia da região é caracterizada pela presença quase que exclusiva de rochas pré-cambrianas, inseridas no Domínio da Faixa Alto Rio Grande (HASUI & OLIVEIRA 1984) e no Domínio Socorro-Guaxupé, correspondente à *Nappe Socorro-Guaxupé*, definida por CAMPOS NETO (1985). As exceções a esse quadro são representadas pelos depósitos aluviais quaternários das principais drenagens (Figura 4).

A Faixa Alto Rio Grande - FARG, como foi definida por HASUI & OLIVEIRA (1984), corresponde a uma faixa composta por rochas metassedimentares dos Grupos São João del Rei e Andrelândia, marginal ao Cráton do São Francisco. CAMPOS NETO (1991) descreveu a FARG como uma faixa móvel mesoproterozóica contendo fragmentos arqueanos e paleoproterozóicos, intensamente retrabalhada durante o Evento Brasiliano. Segundo MORAIS *et al.* (1999), está delimitada a norte pelas zonas de cisalhamento - ZC transcorrentes dextrais de Três Corações e de Jacutinga, a sul pela ZC de Socorro e a sudoeste pela ZC de Monte Sião, ambas também dextrais.

Trabalhos mais recentes como o de TROUW *et al.* (1994) questionam a existência da FARG, interpretando-a como uma zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. A questão ainda não está esclarecida, de modo que MORAIS *et al.* (1999) consideram o Domínio Socorro-Guaxupé e o Domínio da FARG como as entidades geotectônicas principais da área.

Na região, a FARG comprehende rochas do Complexo Amparo/São Gonçalo do Sapucaí, do Grupo Itapira e do Grupo Andrelândia.

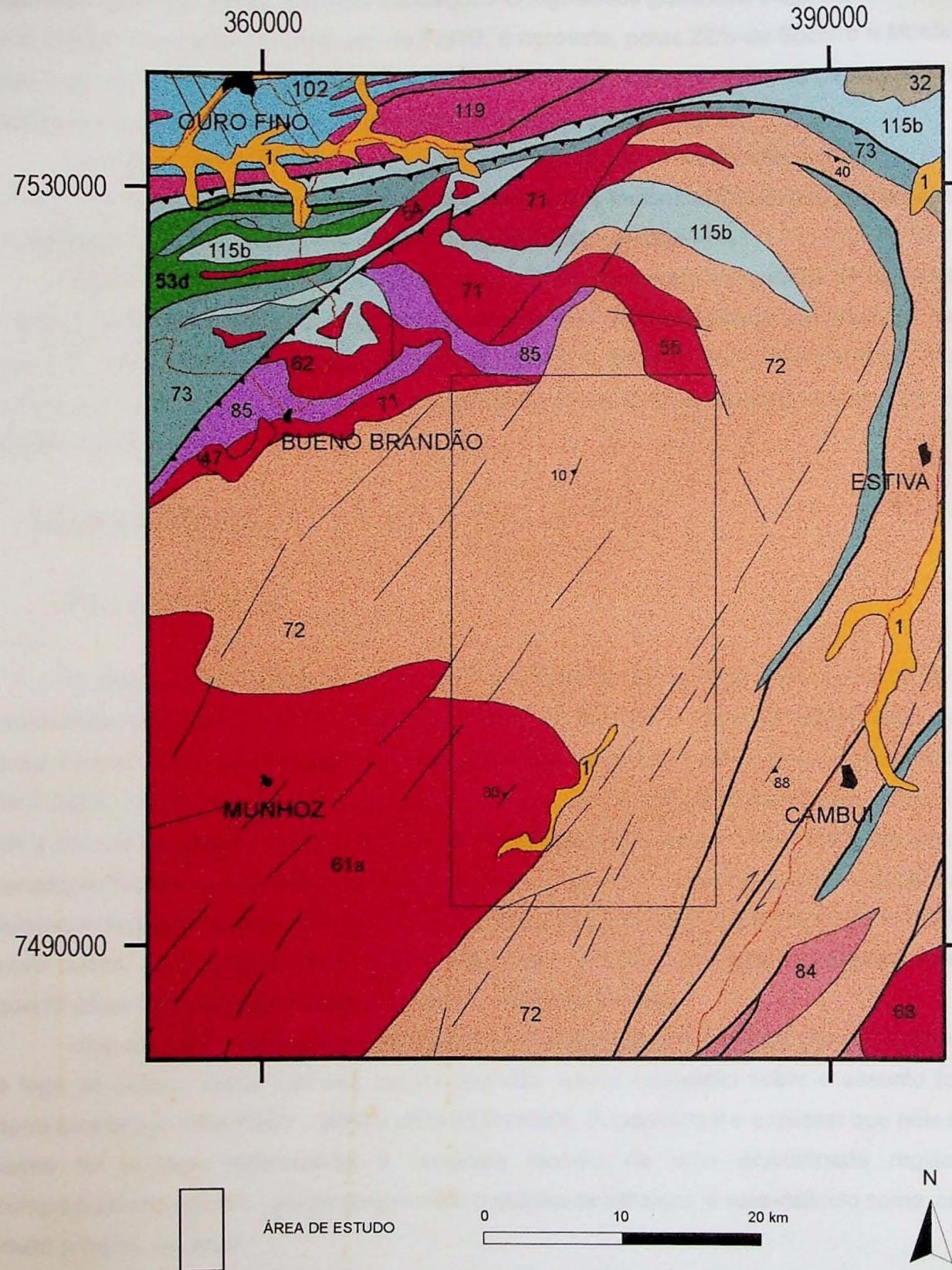
As rochas mais antigas, com idades arqueanas a paleoproterozóicas, correspondem a hornblenda-biotita tonalitos e granodioritos gnáissicos, localmente migmatizados, relativos ao Complexo Amparo/São Gonçalo do Sapucaí, onde ocorrem ainda núcleos de rochas metamáficas e metaultramáficas, além de ortognaisses cálcio-alcalinos (MORAIS *et al.* 1999).

O Grupo Itapira foi definido por EBERT (1971) como sendo composto por mica xistos, quartzitos, metarcóseos e metagrauvacas, geralmente de grau metamórfico mais baixo.

Para o Grupo Andrelândia, inicialmente descrito por EBERT (1956a e b), CAMPOS NETO (1991) identificou dois conjuntos litofaciológicos: um com predomínio de unidades metarrítmicas, xisto-quartzítica interacamadada com plagioclásio gnaiss, e outro dominado por plagioclásio gnaisses com grande variedade textural e granulométrica .

O Domínio Socorro-Guaxupé comprehende terrenos infracrustais alóctones, associados a granitóides neoproterozóicos, cavalgados sobre terrenos da FARG segundo a *Nappe Socorro-Guaxupé*, descrita por CAMPOS NETO (1985). Na área de estudo está representado pelos complexos Piracaia e Paraisópolis.

MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO



UNIDADES GEOLÓGICAS

CENOZÓICO

1 Depósitos aluvionares recentes

ARQUEANO - EOPALEOZOICO

COMPLEXO EMBU

32 Ortognaisses tonalíticos; biotita ortognaisses tonalíticos a graníticos, inequigranulares, médios a finos

DOMÍNIO SOCORRO - GUAXUPÉ

47 Biotita granito, cinza claro, inequigranular a porfírico com estrutura nebulítica, foliado

53d Piroxênio-hornblenda charnockitos, foliados, porfíriticos ou inequigranulares

54 Biotita granitos hololeucocráticos

55 Biotita granitos, por vezes miloníticos

61a Suite Bragança Paulista (hornblenda-biotita) sieno a monzogranitos, granodioritos, quartzo mozonitos, quartzo sienitos porfíriticos, cinza-rosados, com faixas miloníticas (Complexo Granítico Socorro)

82 Granitos Tipo Bragança Paulista (Serra Preta)

88 (Granada-anfibólio)-biotita granitos, rosados, porfíriticos, milonitzados, localmente inequigranular (Rio Jaguari)

71 (Hornblenda)-biotita granitos, porfiróides ou inequigranulares, milonitzados

COMPLEXO PARAISÓPOLIS

72 Migmatitos de anatexia com estruturas diversas frequentemente polifásicos, com neossoma granítico a granodiorítico e restos anfibólicos e biotíticos; paleossoma de ortognaisses tonalíticos, trondjemíticos e granodioríticos; biotita-gnaisses porfiroclásticos e intercalações de metassedimentos diversos; rochas maficas e ultramáficas com ou sem hiperstênio, maciças ou gnaissificadas.

73 Gnaisses granulíticos charnoquíticos a enderbiticos; rochas maciças de mesma composição; gnaisses granulíticos diversos; hornblenda-granada granulitos mesocráticos a melanocráticos, milonitzados

COMPLEXO PIRACAIÁ

84 (Granada-sillimanita)-biotita gnaisses bandados e migmatíticos, localmente com intercalações de biotita gnaisses graníticos

85 Granada-sillimanita-cordierita gnaisses, localmente com espinélio e intercalações de granulitos ultrabásicos a intermediários; quartzitos a luminosos; gonditos e calciosilicáticas

DOMÍNIO DA FAIXA ALTO RIO GRANDE

GRUPO ANDRELÂNDIA

102 (Granada)-biotita-plagioclásio gnaisses, inequigranulares, finos a médios, localmente porfíriticos, termos micáceos e/ou quartzosos; anfibolitos, gnaisses-calciosilicáticas e depósitos de rochas manganó-ferríferas bandadas

GRUPO CARRANCAS

115b Granada-hornblenda-biotita gnaisses, bandados a nebulíticos, migmatizados. Localmente porfirolásticos; (Granada) biotita gnaisses bandados e fitados, migmatizados

COMPLEXOS AMPARO/SÃO GONÇALO DO SAPUCAÍ

119 (Granada-hornblenda)-biotita gnaisses migmatizados, estromáticos a oftálmicos com lentes anfibólicas, trondjemíticas e graníticas

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Contato
- Fratura ou falha aproximada
- Falha de empurrão
- Lineamento fotogeológico
- Foliação vertical
- Foliação e mergulho

CONVENÇÕES CARTOGRÁFICAS

- Cidade
- Estrada principal

Figura 4. Mapa geológico da área de estudo (extraído de MORAIS et al. 1999)

CAMPOS NETO *et al.* (1983) definiram o Complexo Piracaia como sendo formado por rochas ortoderivadas e supracrustais metamorfizadas no grau médio a alto. Quanto aos litotipos que o compõe, os autores identificaram biotita xistos/gnaisses localmente com sillimanita, granada e cordierita, muscovita quartzitos feldspáticos, rochas calciosilicáticas, mármores, gonditos, biotita gnaisses bandados e ortognaisses graníticos. Segundo MORAIS *et al.* (1999), o complexo é separado da FARG, à noroeste, pelas ZC's de Socorro e Monte Sião, e apresenta uma estruturação desenvolvida principalmente por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais NNE, gerando foliação milonítica de alto ângulo.

Conforme MORAIS *et al.* (1999), o Complexo Paraisópolis, definido por CAVALCANTE *et al.* (1979), ocorre na região como fatias tectônicas de rochas granulíticas intercaladas em ortognaisses migmatíticos de composição do tipo TTG.

Quanto às rochas ígneas, MORAIS *et al.* (1999) apontaram a presença de diversos corpos granitóides brasilianos alojados em rochas dos dois complexos. Destaca-se, na região, a suíte Bragança Paulista (CAMPOS NETO & BASEI 1983), representada por hornblenda-biotita sienogranitos a monzogranitos, granodioritos, quartzo monzonitos e quartzo sienitos.

3.3. NEOTECTÔNICA

3.3.1. CONCEITOS

O termo neotectônica foi introduzido por OBRUCHEV (1948) para designar "os movimentos tectônicos recentes ocorridos no fim do Terciário e início do Quaternário, os quais tomaram um papel decisivo na formação da topografia contemporânea". Segundo RICCOMINI (1998), a influência da escola soviética nas pesquisas neotectônicas persistiu até a década de setenta, quando a teoria da Tectônica de Placas se firmou como um novo paradigma para a compreensão da dinâmica e da evolução da Terra. Ao longo das décadas subsequentes, diversos autores (MESCHERIKOV 1968, VITA-FINZI 1986, PAVLIDES 1989, entre outros) apresentaram definições distintas para o termo, divergindo particularmente quanto ao período de abrangência e às deformações envolvidas.

Uma discussão muito aprofundada sobre o conceito de neotectônica não é o objetivo e foge ao escopo deste trabalho, sendo que uma ampla exposição sobre o assunto foi apresentada por VITA-FINZI (1986) e MÖRNER (1989). Fundamental é explicitar que nele o termo foi adotado referindo-se à tectônica recente de uma determinada região, compreendendo um intervalo de tempo onde o quadro de esforços já está definido como, ou muito próximo, ao atual.

A Comissão de Neotectônica da International Union for Quaternary Research – INQUA (MÖRNER 1978) define o termo neotectônica como "qualquer movimentação da

Terra ou deformação do nível de referência geodésico, seus mecanismos, sua origem geológica (independentemente do quanto antiga possa ser), suas implicações práticas e suas extrapolações futuras".

Para DOORNKAMP (1986), a neotectônica está associada à morfotectônica, que por sua vez, trata das formas de relevo condicionadas pela tectônica recente. EMBLETON (1987) caracteriza o termo morfotectônica como a contração de *Tectonic Geomorphology*, ou seja, o estudo de processos e formas relacionadas a qualquer tipo de atividade tectônica, independentemente da idade.

A distinção entre os termos morfotectônica e morfoestrutura, fundamental dentro do enfoque deste trabalho, é apresentada de forma bastante clara por BISTRICHI (2001), que considera “*como morfoestrutura a unidade morfológica com características diretamente relacionadas ao tipo de rocha e às estruturas geológicas presentes, sobre as quais atuam os processos erosivos responsáveis pelo esculpimento e modelagem do relevo*” e que “*nesse sentido, as estruturas são apenas agentes passivos no modelado da paisagem*”. Segundo o autor, “*quando as estruturas influenciam de forma ativa no modelado do relevo, passa-se então a feições morfotectônicas*”.

3.3.2. NEOTECTÔNICA NO SUL DE MINAS GERAIS

Na região da bacia do Alto Rio Grande, SAADI (1991) determinou o campo de tensões relativo à tectônica plio-pleistocênica e identificou uma compressão horizontal na direção NW-SE, associada a uma extensão NE-SW.

Em área imediatamente ao norte, MELO *et al.* (1993) interpretaram a seguinte sucessão de eventos: (1) desenvolvimento de uma zona de cisalhamento simples dextral WNW-ESE, a partir do Cretáceo Superior; (2) distensão NNW-SSE, no Paleógeno; (3) retomada, após o Paleógeno, do cisalhamento simples dextral WNW-ESE.

No Planalto de Campos de Jordão, cerca de 80 km a leste, HIRUMA (1999) descreveu depósitos quaternários afetados por estruturas rúpteis como falhas transcorrentes em padrão ortogonal, de direções NE-SW a ENE-WSW e NW-SE a NNW-SSE, subverticais, exibindo componentes direcionais dextrais e sinistrais, respectivamente. Também caracterizou falhas normais, de direção NE-SW e, subordinadamente, falhas de empurrão, as quais, dentro do conjunto de estruturas, associou a um binário transcorrente dextral E-W. Identificou ainda que tanto as falhas transcorrentes quanto as normais desenvolveram-se por reativação tectônica, aproveitando os planos de fraqueza preexistentes, como foliações metamórficas e/ou acamamentos sedimentares. Sua análise estrutural incluiu ainda a caracterização de juntas neotectônicas que afetam colúvios e horizontes superficiais.

Quanto aos esforços envolvidos na geração das estruturas descritas, HIRUMA (1999) concluiu que haveria um primeiro regime compressivo NW-SE, compatível com um binário dextral de direção E-W, de idade pleistocênica superior a holocênica, seguido por um regime extensional variando de E-W a NE-SW, de idade holocênica. Por último, identificou uma fase de compressão atual, variando de E-W a NW-SE.

SANTOS (1999), investigando a região de Aiuruoca, MG, cerca de 100 km a nordeste, efetuou a análise de paleotensões em falhas pleistocénicas, identificando um eixo compressivo σ_1 WNW e um eixo distensivo σ_3 NNE, o que associou a um binário transcorrente dextral E-W. A autora descreveu também falhas paleógenas, a partir das quais caracterizou um regime distensivo com σ_3 NW/subhorizontal, σ_1 subvertical e σ_2 NE/subhorizontal.

Trabalhando com depósitos sedimentares em área imediatamente ao sul, BISTRICHI (2001) identificou dois eventos tectônicos cenozóicos, sendo o primeiro de caráter distensivo e o segundo de caráter transcorrente, atuantes durante o Paleógeno e o Terciário Superior/Quaternário, respectivamente. Para o autor, a atividade tectônica mais nova mostraria evidências de um regime transpressivo, com σ_1 NW/subhorizontal e σ_3 NE/subhorizontal.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. MATERIAIS

Para o desenvolvimento do trabalho utilizou-se os seguintes materiais:

- Cartas topográficas na escala 1:50.000, editadas pelo IBGE em 1972: Folhas Cambuí, Munhoz, Camanducaia, Extrema, Borda da Mata e Ouro Fino;
- Cartas topográficas com sombreamento de relevo, na escala 1:250.000, editadas pelo IBGE em 1990: Folhas Guaratinguetá e Campinas;
- Imagem de satélite LANDSAT TM, banda 4, órbita 219, ponto 76.

Empregou-se os seguintes programas de computador:

- R2V (Able Software Co.) – Vetorização das cartas topográficas
- AutoCAD Map 2000 (Autodesk) – manipulação de dados vetoriais;
- dxf2xyz (GuthCAD) – conversão de dados vetoriais para formato texto ASCII;
- Surfer 8.0 (Golden Software) – análises morfométricas, desenvolvimento do modelo digital de terreno e geração de mapas de isovalores e de sombreamento de relevo;

- IDRISI 32 (Clark University) – análises morfométricas e correlação de parâmetros morfométricos;
- StereoNet 3.03 (Geological Software) – confecção de estereogramas de estruturas rúpteis;
- TRADE (CAMPANHA *et al.* 1996) – análise estrutural pelo método gráfico dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER 1977);
- ROSAC (IPT) – elaboração de diagramas de rosáceas.

4.2. MÉTODOS

Os métodos utilizados compreendem principalmente análises estruturais, morfométricas e morfotectônicas, seguindo os procedimentos utilizados por HIRUMA (1999).

A análise estrutural é efetuada a partir dos dados obtidos nos trabalhos campo, referentes às estruturas em depósitos recentes e às estruturas antigas.

As análises morfométrica e morfotectônica seguem em parte a metodologia proposta por PANIZZA & CASTALDINI (1987), sendo desenvolvidas com a investigação de cartas topográficas em diferentes escalas, com o emprego de ferramentas de geoprocessamento e com a interpretação de imagens de satélite e de sombreamento de relevo, aliados aos trabalhos de campo.

Análises petrográficas por meio de seções delgadas nos litotipos predominantes e difração de raios X em produtos de alteração e preenchimento de fraturas completam os métodos utilizados.

5. ATIVIDADES DESENVOLVIDAS

5.1. INVESTIGAÇÕES PRELIMINARES

O primeiro objetivo foi a definição de limites preliminares para a área de estudo e, para tanto, a primeira atividade desenvolvida foi a investigação de cartas topográficas.

Inicialmente, estudou-se as folhas Campinas e Guaratinguetá, escala 1:250.000, com sombreamento de relevo. Procurou-se avaliar as altitudes predominantes, o padrão de relevo e as principais rupturas, de modo que fosse possível a identificação das unidades geomorfológicas de escala mais abrangente, como o Planalto de Senador Amaral. Confirmou-se algumas características deste planalto apontadas por IPT (1982), como o formato triangular, os limites sudeste e norte marcados por escarpas bem desenvolvidas e a ocorrência de altitudes da ordem de 1500-1600 m em sua porção centro oriental, correspondentes às cotas mais elevadas da região.

Seguiu-se então às cartas 1:50.000, cuja investigação iniciou-se com a verificação da altitude dos picos e cristas mais proeminentes, comparativamente aos vales mais extensos. Num primeiro momento trabalhou-se com as folhas Camanducaia, Extrema, Cambuí e Munhoz, onde a identificação das principais escarpas permitiu uma delineação mais precisa, porém incompleta, dos limites do Planalto de Senador Amaral. Ao avaliar-se a extensão da curva de nível referente à cota 1500, o que corresponde às maiores altitudes observadas na região, verificou-se sua continuidade para norte, tornando necessário o deslocamento da área de investigação preliminar para a área imediatamente ao norte, representada pelas folhas Borda da Mata e Ouro Fino, levando ao abandonando da área coberta pelas folhas Camanducaia e Extrema (Figura 5).

5.2. TÉCNICAS DE GEOPROCESSAMENTO

5.2.1 VETORIZAÇÃO DAS CARTAS TOPOGRÁFICAS

Uma vez esboçados os limites preliminares, iniciou-se a vetorização das cartas topográficas Cambuí, Munhoz, Borda da Mata e Ouro Fino.

Em primeira instância, transferiu-se as principais curvas de nível (100 em 100 m), os pontos cotados e as drenagens para transparências distintas de papel *ultraphan*. Onde a densidade de curvas era baixa em relação ao padrão geral das cartas, transferiu-se também algumas curvas complementares. Atenção especial foi destinada aos pontos cotados em topes de morros e fundos de vale, no intuito de evitar o aplinamento destas feições no modelo digital de terreno.

Sucedeu-se então a digitalização das transparências na resolução 300 dpi por meio de scanner de mapa, gerando duas imagens *raster* que, posteriormente, foram processadas no software R2V.

Neste software, realizou-se a autovetorização das imagens, com o uso de pontos de controle em uma malha quadrática de 4 x 4 km a fim de reduzir os erros inerentes ao processo.

A exportação dos arquivos vetorizados no formato .dxf permitiu a junção das quatro cartas em um único arquivo utilizando o comando *pedit join* no software AutoCad Map 2000. Esse mesmo software foi empregado para atribuir as cotas aos pontos e linhas por meio do comando *elev*.

5.2.2. GERAÇÃO DO MODELO DIGITAL DE TERRENO (MDT)

O modelo digital de terreno - MDT (Figuras 2 e 6) foi gerado no *software* Surfer 8.0 após a conversão dos dados vetorizados e dotados de elevação em um arquivo .xyz pelo *software* dxf2xyz. Por krigagem, interpolou-se os dados deste arquivo para gerar um *grid* (arquivo .grd) correspondente a uma malha regular de 25 x 25 m, a partir do qual o Surfer 8.0 produziu o MDT.

5.3. DEFINIÇÃO DOS LIMITES DA ÁREA DE ESTUDO

Definiu-se os limites da área de estudo a partir do mapa hipsométrico do Planalto de Senador Amaral (Figura 5), elaborado por meio do *software* Surfer 8.0. Este mapa, com classes de 100 em 100 m, ilustra as características altimétricas dos Campos do Ribeirão Fundo dentro da variação topográfica regional, evidenciando uma porção mais elevada que corresponde à área de estudo.

5.4. EXTRAÇÃO DE LINEAMENTOS E ANÁLISE ESTATÍSTICA

Seguindo a metodologia empregada nos trabalhos de LIU (1987) e RICCOMINI & CRÓSTA (1988), realizou-se a extração de lineamentos morfoestruturais a partir da imagem de satélite (Figura 21).

A fim de complementar essa extração, desenvolveu-se duas imagens de sombreamento de relevo a partir do MDT (Figuras 22 e 23). A iluminação distinta dessas imagens quanto ao azimute e a "elevação solar" permitiu maior detalhamento da extração.

A análise estatística dos dados obtidos e a confecção das rosáceas foram realizadas no *software* Rosac após a vetorização dos lineamentos no *software* AutoCAD Map 2000.

Um mapa de densidade de lineamentos (Figura 25) foi criado com o objetivo de ilustrar a variação espacial deste parâmetro, seguindo os mesmos procedimentos do mapa de densidade de drenagens.

5.5. ANÁLISES MORFOMÉTRICAS E PRODUÇÃO DE CARTAS TEMÁTICAS

Realizou-se as análises morfométricas no intuito de gerar cartas temáticas que permitissem uma caracterização geomorfológica preliminar e, principalmente, a identificação de áreas com maior probabilidade de ocorrência de estruturas neotectônicas. Neste ponto, conforme JAIN (1984) e GOLTS & ROSENTHAL (1993), destaca-se o mapa de superfícies de bases (FILOSOFOV 1960 *apud* JAIN 1984), que permite a visualização de contrastes

Mapa Hipsométrico do Planalto de Senador Amaral

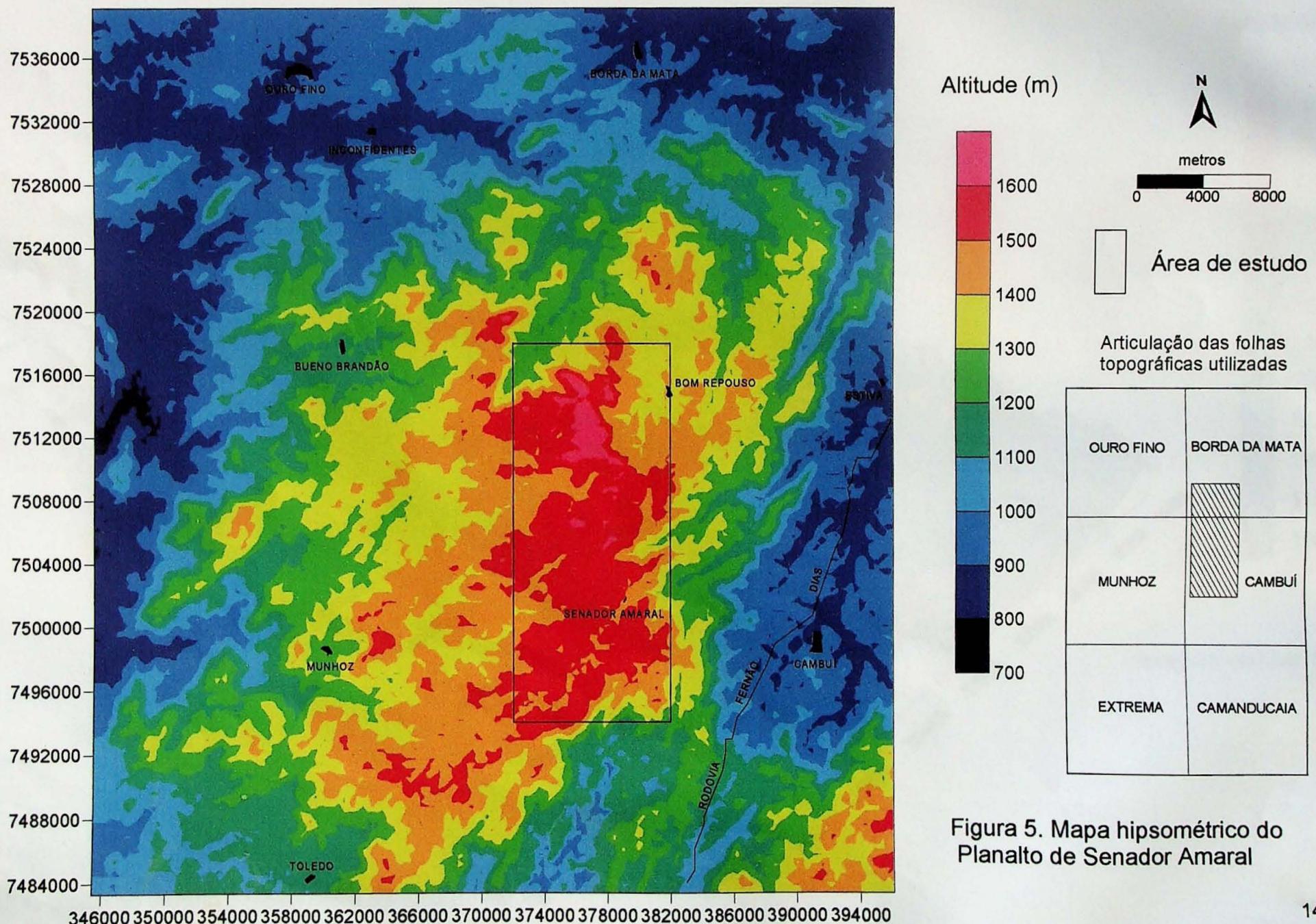


Figura 5. Mapa hipsométrico do Planalto de Senador Amaral

MODELO DIGITAL DE TERRENO

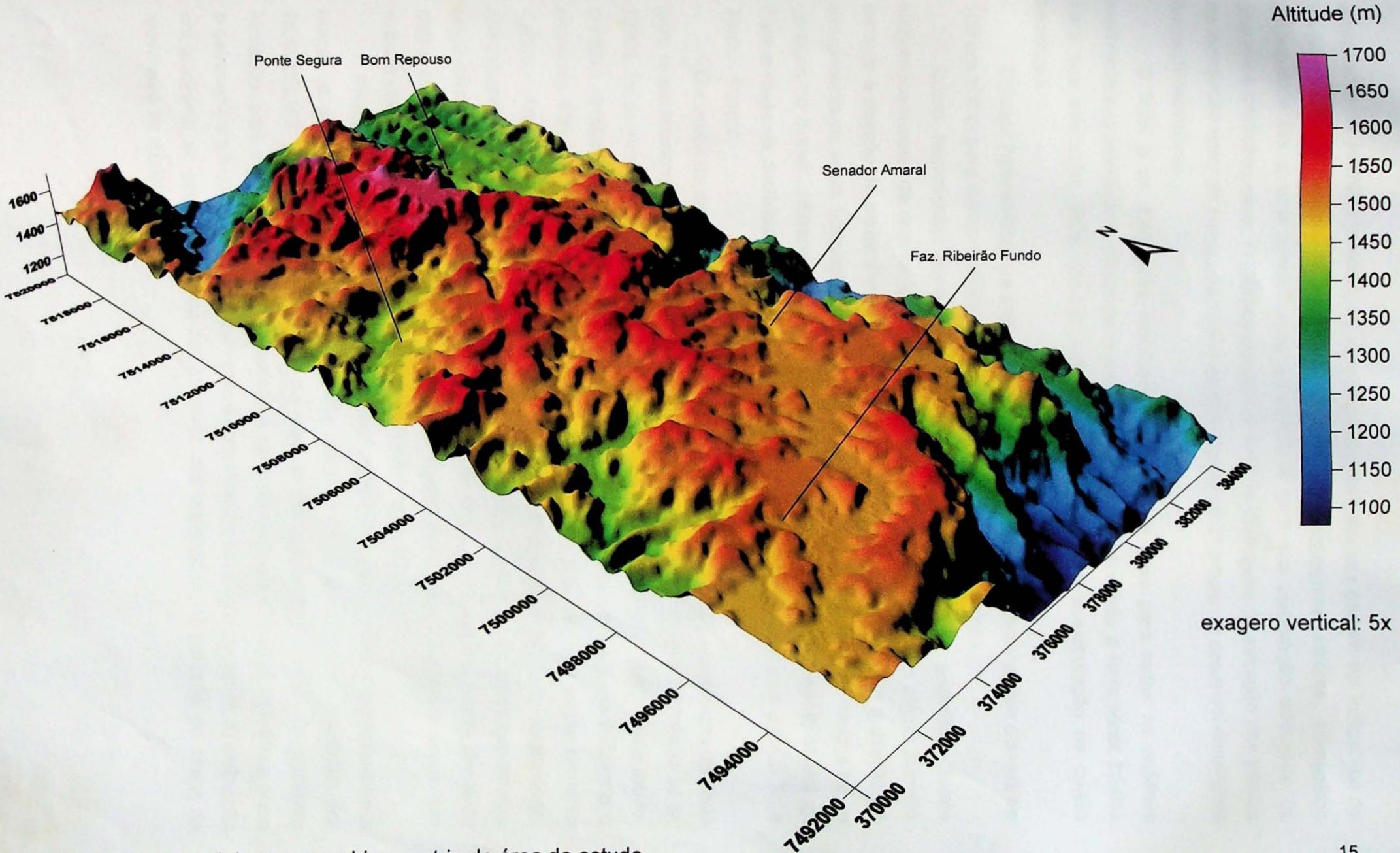


Figura 6. Modelo digital de terreno e hipsometria da área de estudo

acentuados no padrão de relevo de uma área, que por sua vez podem ser indicativos de movimentações recentes. Este mapa (Figura 33) representa valores altimétricos correspondentes a uma simplificação do relevo e para sua elaboração adotou-se os seguintes procedimentos: 1) hierarquização da rede de drenagem; 2) extração dos pontos de interseção entre as curvas de nível e as drenagens de 2^a ordem; 3) desenvolvimento do mapa de isovalores.

O MDT e as drenagens vetorizadas serviram de base para todas as análises morfométricas realizadas, enquanto o software Surfer 8.0 constituiu a ferramenta básica para sua execução. Este mesmo software foi utilizado para a elaboração de cartas temáticas.

O mapa hipsométrico da área de estudo (Figura 27) foi desenvolvido em classes de 100 em 100 m para ilustrar a distribuição espacial das faixas altimétricas.

Como ferramentas para uma caracterização geomorfológica preliminar, foram elaborados mapas de orientação e declividade de encostas (Figuras 28 e 29). O primeiro fornece a direção de maior declive para cada ponto do *grid*, correspondente à direção de escoamento da água, enquanto o segundo indica a inclinação da superfície. Ambos foram gerados no Surfer, utilizando-se os seguintes comandos: *Grid-Calculus-Terrain Modeling*. Para o mapa de declividade empregou-se a função *Terrain Slope* e para o de orientação a *Terrain Aspect*.

Um mapa de rugosidade de relevo (HOBSON 1972) (Figura 30), usualmente utilizado para a caracterização morfométrica de terrenos cársticos (DAY 1979 e FERRARI et al. 1997), foi desenvolvido segundo a metodologia descrita por HIRUMA (1999). Deste modo, primeiro estabeleceu-se uma malha de amostragem quadrática de 1 x 1 km utilizando o comando *Blank* no menu *Grid* e depois se obteve a área real de cada célula (*Positive Surface Area*) com o comando *Volume*, do mesmo menu. O atributo rugosidade, correspondente à relação área real/área planar foi então associado ao ponto central das respectivas células, permitindo o desenvolvimento do mapa de isovalores. Assim, áreas do mapa com valores próximos a 1,0 apresentam relevo mais plano, enquanto áreas que exibem valores maiores são caracterizadas por relevo mais acidentado.

Procurando separar blocos com características hidráulicas distintas, produziu-se um mapa de gradientes hidráulicos (Figura 31), seguindo os procedimentos adotados por RODRIGUEZ (1993): 1) hierarquização da rede de drenagem; 2) obtenção do gradiente hidráulico para cada drenagem de 2^a ordem, a partir da razão da diferença altimétrica entre a cabeceira e a foz de cada drenagem com o comprimento em planta do canal; 3) atribuição do gradiente ao ponto médio do comprimento das drenagens; 4) geração do mapa de isovalores no Surfer 8.0.

Adotando a metodologia utilizada por HIRUMA & PONÇANO (1994), desenvolveu-se um mapa de densidade de drenagens (HORTON 1945) (Figura 32) no intuito de caracterizar áreas com anomalias de elevada ou reduzida densidade, o que pode ser fruto um controle tectônico. Desta forma, foi estabelecida uma malha quadrática constituída por células de 1000 x 1000 m, onde o parâmetro densidade de cada uma foi obtido a partir da razão entre o comprimento total de canais e área da célula. Este procedimento se deu no software IDRISI 32 por meio dos seguintes procedimentos: 1) conversão dos dados vetoriais de drenagem, em imagem raster dotada de pixel com resolução de 5 m; 2) extração do número de pixels relativos à drenagem para cada célula quadrática; 3) Multiplicação deste número pela resolução da imagem (5 no caso); 4) divisão pela área da célula (1 km² no caso); 5) geração do mapa de isovalores no software Surfer 8.0.

No intuito de avaliar a correlação espacial dos diversos parâmetros morfométricos (Figuras 34 e 35), aplicou-se o modelo de regressão linear no software IDRISI 32. Para tanto, foi necessário a reclassificação das imagens correspondentes a cada parâmetro, para um mesmo número de classes.

É importante frisar que esta metodologia, baseada em análises morfométricas e cartas temáticas, vem sendo cada vez mais utilizada em trabalhos de geomorfologia e neotectônica (GOLTS & ROSENTHAL 1993, HIRUMA 1999, MODENESI-GAUTIERI *et al.* 2002), produzindo resultados bastante satisfatórios.

5.6. TRABALHOS DE CAMPO

O cruzamento das informações obtidas nos mapas morfométricos e na extração de lineamentos permitiu a definição de alvos bem determinados, sujeitos à ocorrência de estruturas tectônicas com expressão nas formas de relevo. Desta forma, além de visar o reconhecimento geológico-geomorfológico da área, direcionou-se os trabalhos de campo à identificação e à caracterização destas estruturas, particularmente em depósitos recentes.

Efetuou-se a descrição dos principais litotipos e das estruturas antigas no intuito de avaliar sua influência no modelado do relevo e na estruturação mais recente.

No estudo das estruturas rúpteis aplicou-se métodos consagrados na literatura geológica. Para a determinação do sentido de movimento das falhas empregou-se os indicadores cinemáticos apresentados por ANGELIER (1994) e DOBLAS *et al.* (1997), enquanto para a caracterização dos sistemas de juntas utilizou-se os parâmetros de HANCOCK & ENGELDER (1989), DUNE & HANCOCK (1994) e CAPUTO (1995).

5.7. TRABALHOS DE LABORATÓRIO

A partir de amostras coletadas em campo, procurou-se caracterizar os materiais afetados pelas diversas estruturas encontradas.

5.7.1. ANÁLISE PETROGRÁFICA

Efetuou-se análises petrográficas para a caracterização dos principais litotipos que ocorrem na área. A partir de seções delgadas, confeccionadas pela seção de laminação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), foram realizadas descrições em microscópios petrográficos do Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica do mesmo instituto.

5.7.2. DIFRAÇÃO DE RAIOS X

Estudos por difração de raios X (DRX) visaram a caracterização mineralógica do material de preenchimento de falhas e de couraças encontradas em diversos perfis de alteração. Foram desenvolvidos em Difratômetro Siemens D5000, com espelhos Göbel acoplados, instalado no Laboratório de Difração de Raios X do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IGc-USP, operando com radiação CuK α , 40kV, 40mA e goniômetro em condições rotineiras, com velocidade variando de 2° a 3° 20/min, passo de 0,05° e tempo de contagem em 0,5 s.

O processamento de amostras incluiu sua desagregação e homogeneização por meio de moagem manual em almofariz de ágata, além da preparação do material sobre cada porta-amostra pela técnica da prensagem do pó, tendo sido os difratogramas obtidos na faixas de 2°-70° 20 e 3°-65° 20.

5.8. ANÁLISE ESTRUTURAL

Desenvolveu-se a análise estrutural com os dados obtidos em campo para as atitudes de falhas, estrias e juntas, visando a definição dos campos de esforços atuantes quando da sua geração. Para a população de falhas empregou-se o método gráfico dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER 1977) (Figura 7), enquanto para os sistemas de juntas a análise baseou-se nos trabalhos de HANCOCK & ENGELDER (1989) e DUNE & HANCOCK (1994) (Figura 8).

Para as falhas relacionadas à tectônica transcorrente, adotou-se o esquema proposto para cisalhamento simples, conforme ZALÁN (1986) (Figura 9).

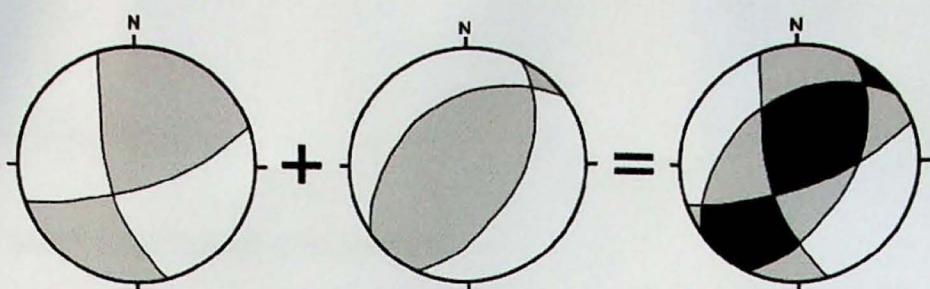


Figura 7. Método dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER 1977).

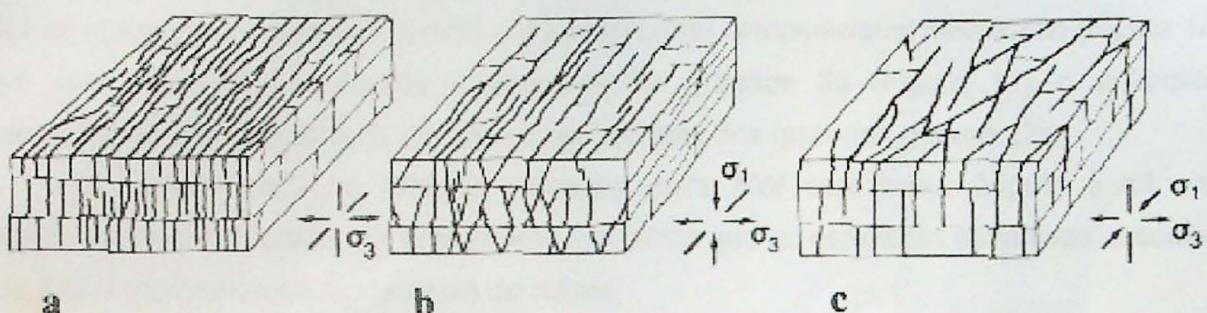


Figura 8. Classificação de sistemas de juntas neotectônicas. (a) juntas de extensão verticais sistemática (linhas grossas) ligadas por juntas não-sistêmáticas (linhas finas); (b) juntas sistemáticas (linhas grossas) incluindo fraturas de extensão verticais e fraturas conjugadas de alto mergulho formando ângulos agudos inferiores a 45°; juntas não-sistêmáticas (linhas finas) ligam juntas sistemáticas; (c) juntas sistemáticas (linhas grossas) compreendendo fraturas de extensão verticais e fraturas conjugadas verticais formando ângulos agudos inferiores a 45°; juntas não-sistêmáticas (linhas finas) ligam juntas sistemáticas; (HANCOCK & ENGELDER 1989).

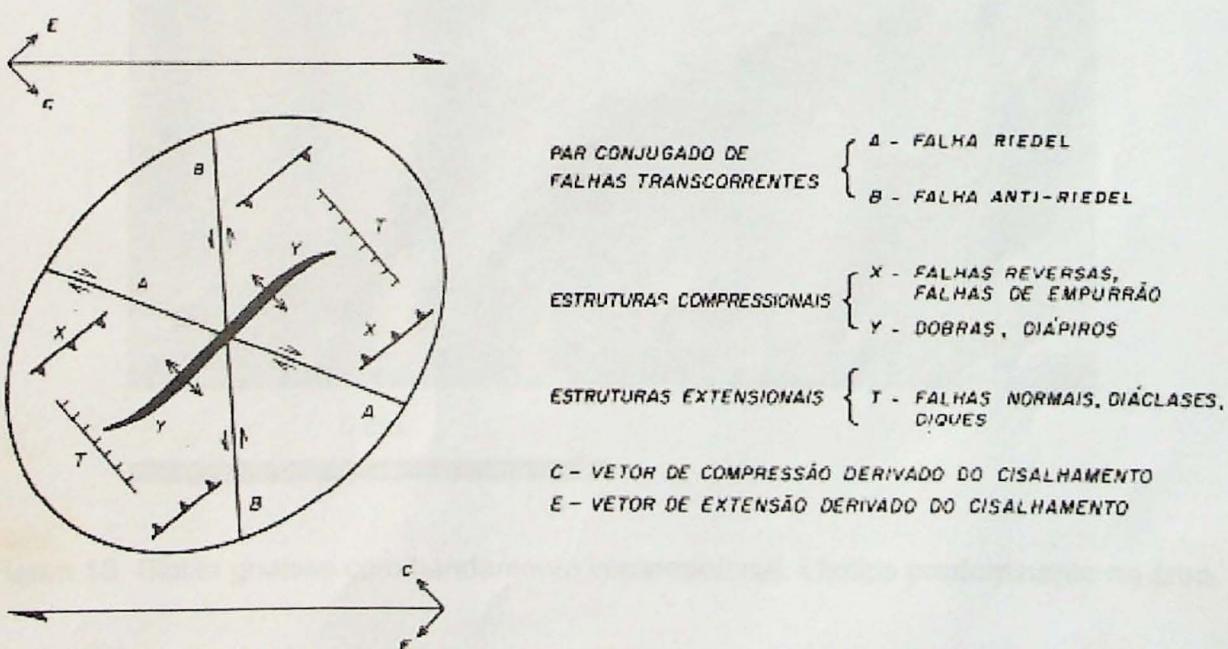


Figura 9. Elipsóide de deformação, esforços e estruturas associadas a uma zona de cisalhamento dextral (ZALÁN 1986 adaptado de HARDING 1974).

6. RESULTADOS OBTIDOS

6.1. O SUBSTRATO PRÉ-CAMBRIANO

Litologicamente a área é composta quase que na sua totalidade por biotita gnaisses do Complexo Paraisópolis, ocorrendo apenas uma pequena variação em sua estrutura, que ora se apresenta mais foliada e com um bandamento composicional milimétrico (Figura 10), ora mais maciça. Localmente ocorrem biotita granitos 3a (Figura 11) e anfibolitos correspondentes a restitos de porções migmatizadas dos gnaisses (Figura 12).

A grosso modo, a foliação mergulha para NW com baixo ângulo e há uma homogeneidade litológica por toda a área, de forma que as estruturas tectônicas assumem um papel expressivo na modelagem do relevo.

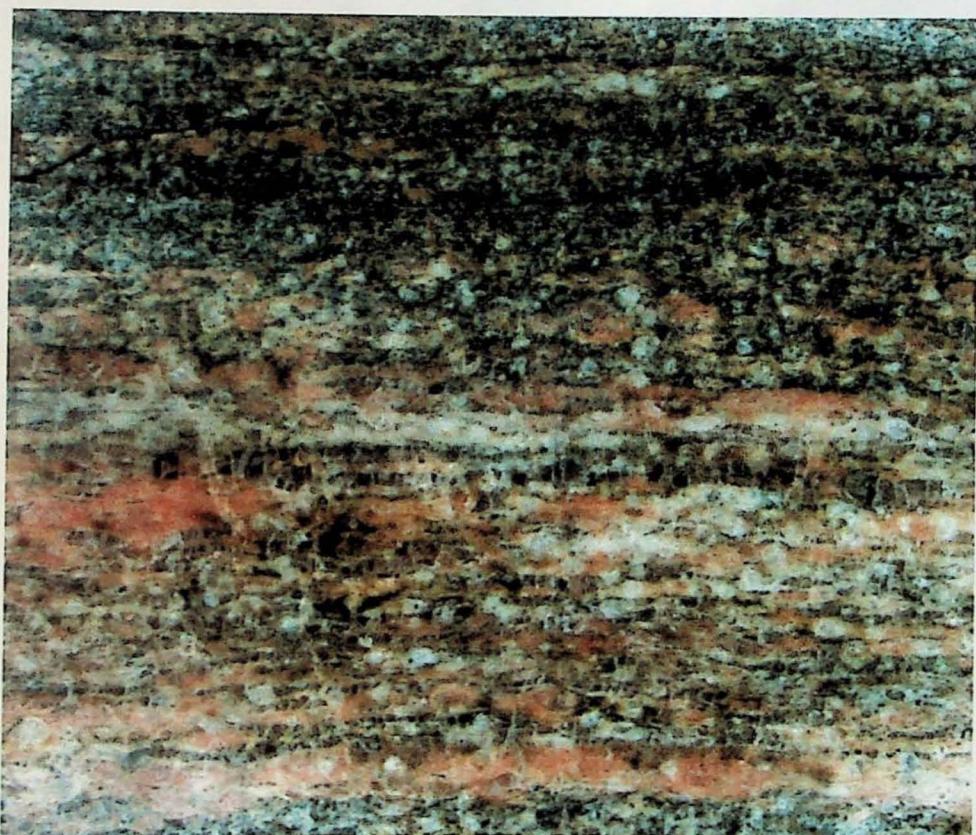
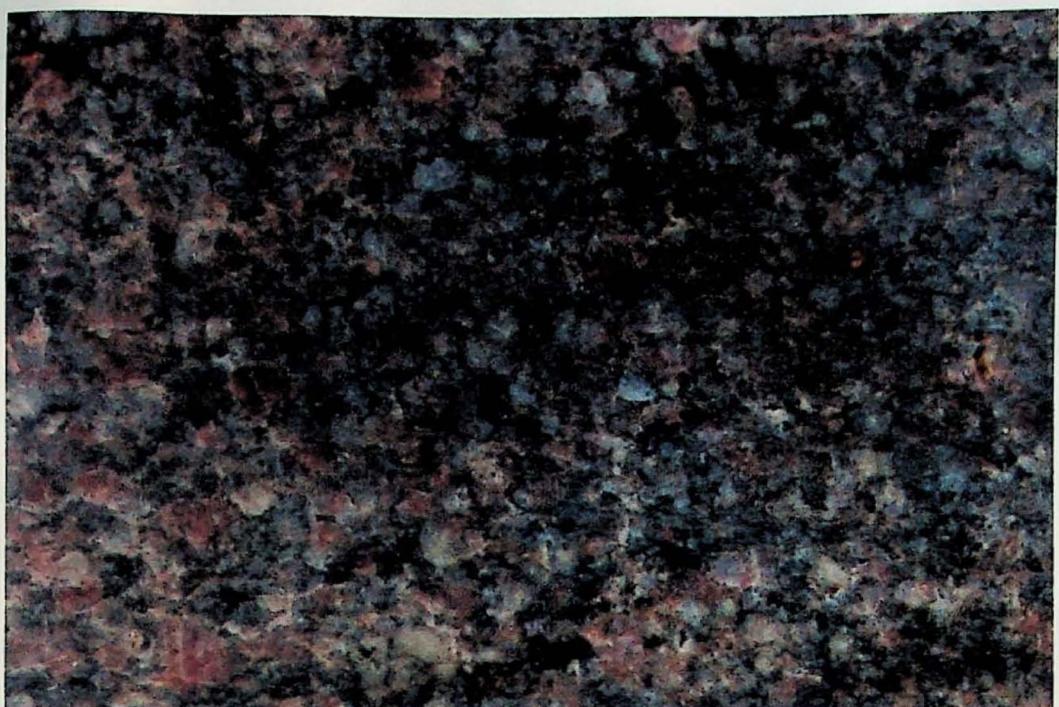


Figura 10. Biotita gnaisse com bandamento composicional. Litotipo predominante na área.



5 cm

Figura 11. Biotita granito 3a



5 cm

Figura 12. Restito anfibolítico de migmatito do Complexo Paraisópolis.

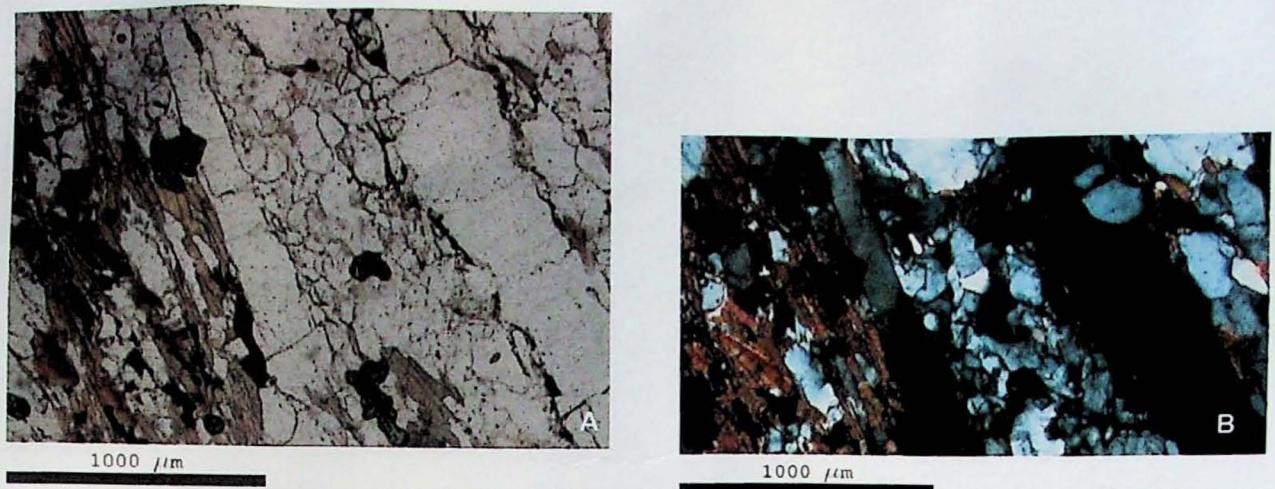


Figura 13. Fotomicrografia do biotita gnaisse com bandamento composicional.
(A) Nicóis descruzados, (B) Nicóis cruzados.

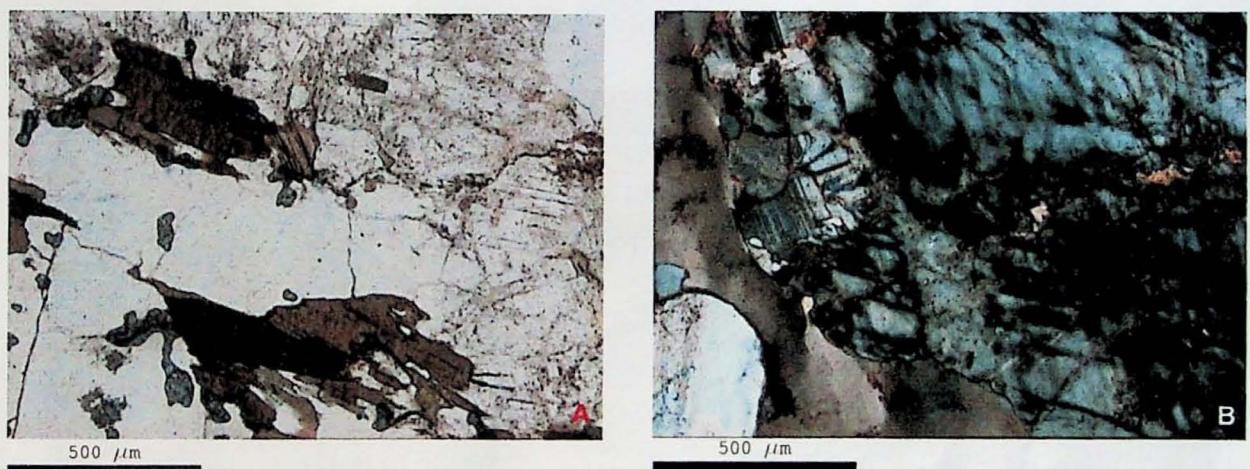


Figura 14. Fotomicrografia do biotita granito 3a. (A) Nicóis descruzados, (B) Nicóis cruzados.



Figura 15. Fotomicrografia de restito anfibolítico de migmatito. (A) Nicóis descruzados,
(B) Nicóis cruzados.

6.2. PRODUTOS DE ALTERAÇÃO

Uma vez que em outras áreas planálticas a ocorrência de couraças bauxíticas *in-situ* guarda uma relação direta com a altitude (MODENESI 1984 e SÍGOLO 1988), procurou-se efetuar uma caracterização mineralógica das couraças encontradas na área.

Analisou-se por difração de raios X duas amostras distintas de couraças referentes à porção Sul do planalto (Figura 16), além do material de preenchimento de falhas pré-cambrianas reativadas no Terciário (Figura 19).

Os difratogramas obtidos para ambas amostras de couraças indicam uma composição essencialmente de gibbsita e caolinita, em proporção aproximada de 5:3 (Figuras 17 e 18). A análise do material de preenchimento das fraturas aponta a caolinita como mineral predominante (Figura 20).

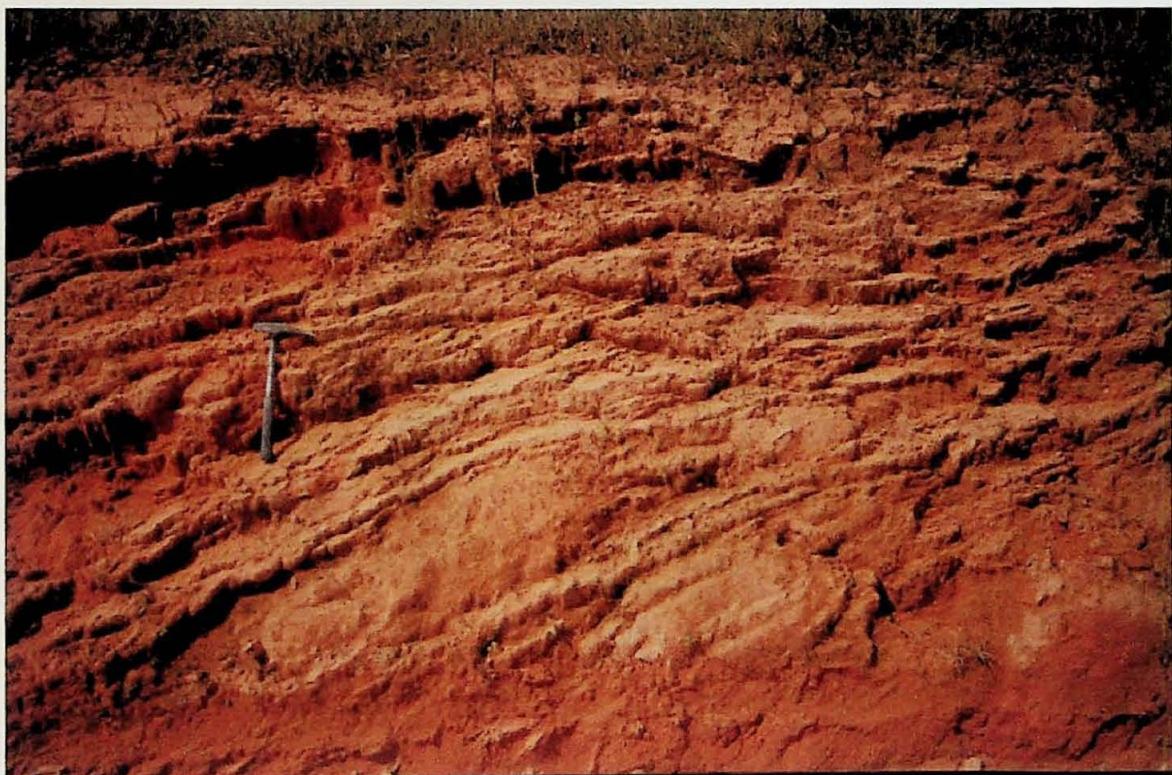


Figura 16. Couraças bauxíticas analisadas por difração de raios X. Ponto SA-002.

SA-002

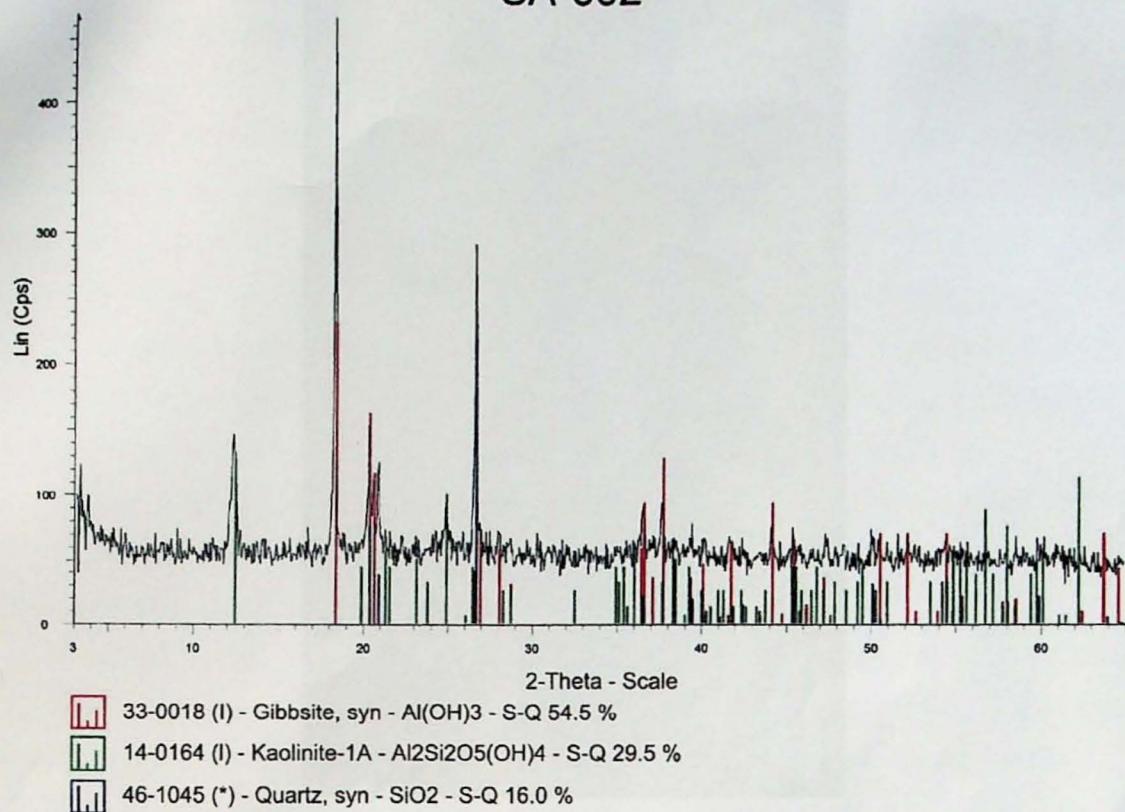


Figura 17. Difratograma de amostra de couraça bauxítica (SA-002).

SA-005

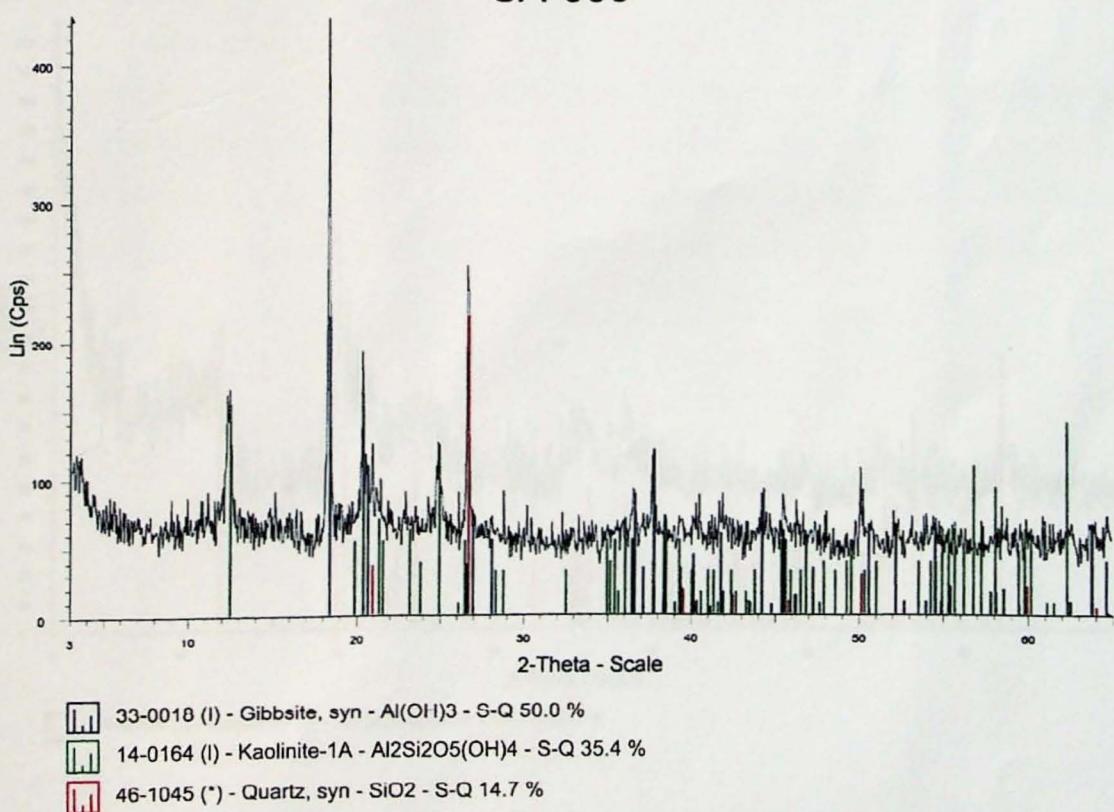


Figura 18. Difratograma de amostra de couraça bauxítica (SA-005).

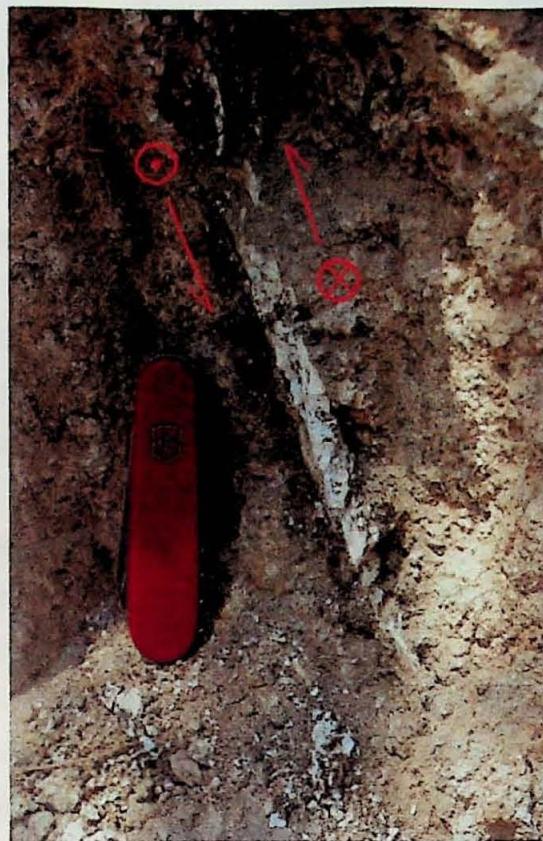


Figura 19. Material de preenchimento de falha analisado por difração de raios X.
Ponto SA-045.

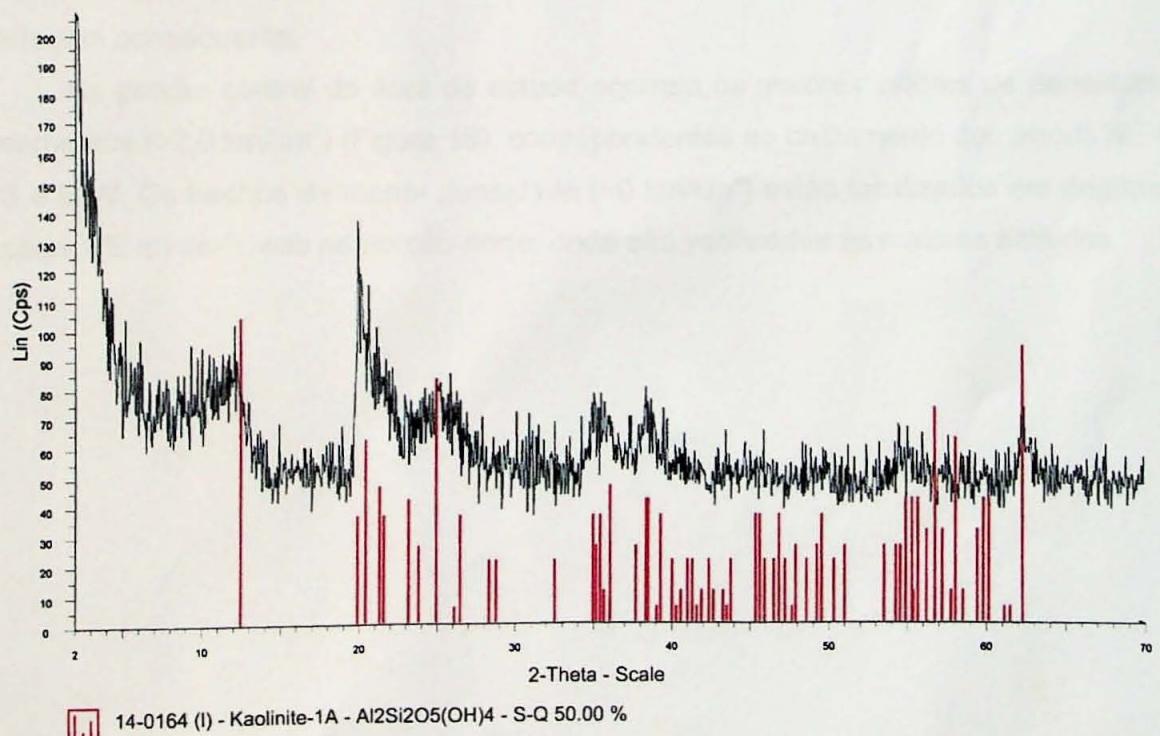


Figura 20. Difratograma de material de preenchimento de falha (SA-045).

6.3. LINEAMENTOS MORFOESTRUTURAIS

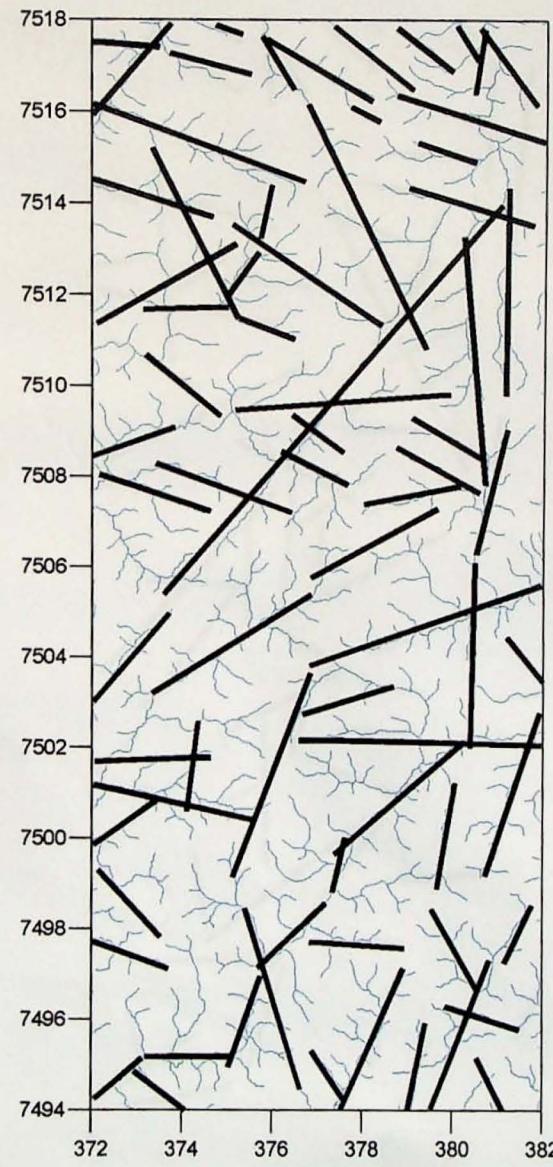
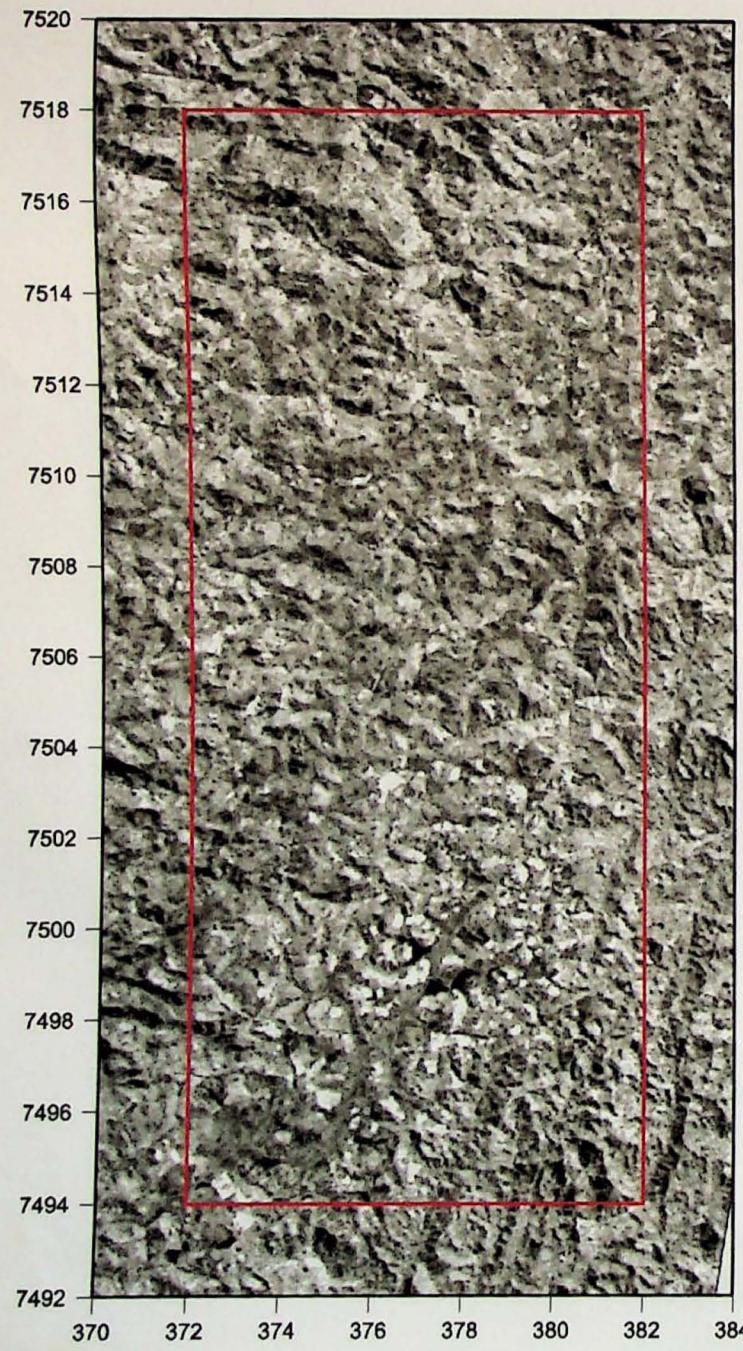
A partir da análise estatística realizada sobre os lineamentos morfoestruturais extraídos dos mapas de sombreamento de relevo e da imagem de satélite, identifica-se *trends* com as direções principais NE-SW, ENE-WSW, N-S, WNW-ESE, E-W e, secundariamente NW-SE. As figuras 21, 22 e 23, apresentam diagramas de rosáceas relativos à frequência acumulada (número de lineamentos) e ao comprimento acumulado (tamanho de lineamentos) obtidos para cada imagem, enquanto a figura 24 apresenta os mesmos diagramas para a somatória de lineamentos das diversas imagens.

As direções NE-SW, ENE-WSW e E-W se caracterizam por lineamentos mais longos mas em menor número relativo, ao contrário da direção WNW-ESE, que apresenta lineamentos menores, mas em maior proporção.

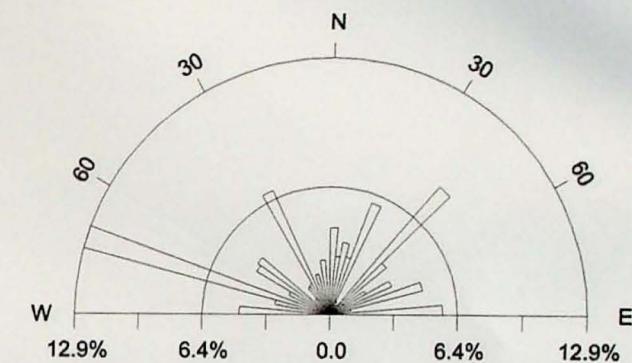
Os lineamentos NE-SW e ENE-WSW são coincidentes com a direção regional pré-cambriana, enquanto os N-S e WNW-ESE podem estar relacionados a eventos mais recentes, conforme sugere HIRUMA (1999) para o Planalto de Campos do Jordão.

Morfologicamente, os lineamentos NE-SW se manifestam como a escarpa SE do planalto e os principais vales retilíneos da drenagem subsequente, enquanto os lineamentos ENE-WSW condicionam a compartimentação do planalto. Os lineamentos N-S correspondem a um alinhamento de cristas e a uma direção secundária de drenagem subsequente, ao passo que os lineamentos WNW-ESE refletem a direção preferencial da drenagem consequente.

Na porção central da área de estudo ocorrem os maiores valores de densidade de lineamentos ($>2,0 \text{ km/km}^2$) (Figura 15), correspondentes ao cruzamento dos *trends* NE-SW, N-S e E-W. Os trechos de menor densidade ($\sim 0 \text{ km/km}^2$) estão localizados em degraus na escarpa SE e interflúvios na porção norte, onde são verificadas as maiores altitudes.



ROSÁCEA - TAMANHO DE LINEAMENTOS



N.LINEAMENTOS = 73
 COMPRIMENTO TOTAL = 196614.799 m
 FREQ. MÁXIMA (EM NÚMERO) = 10 (13.6%)
 FREQ. MÁXIMA (COMPRIMENTO) = 25377.429 m (12.9%)
 INTERVALO ANGULAR = 5 graus

ROSÁCEA - NUMERO DE LINEAMENTOS

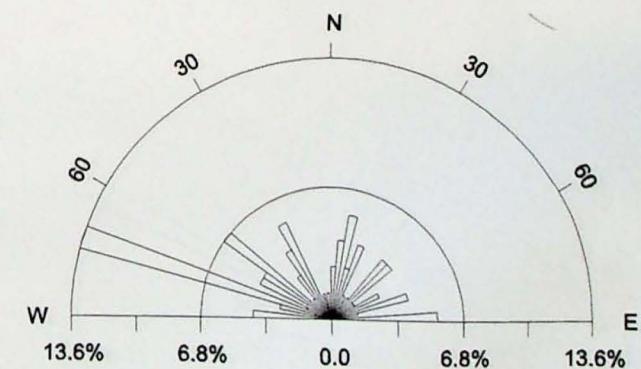
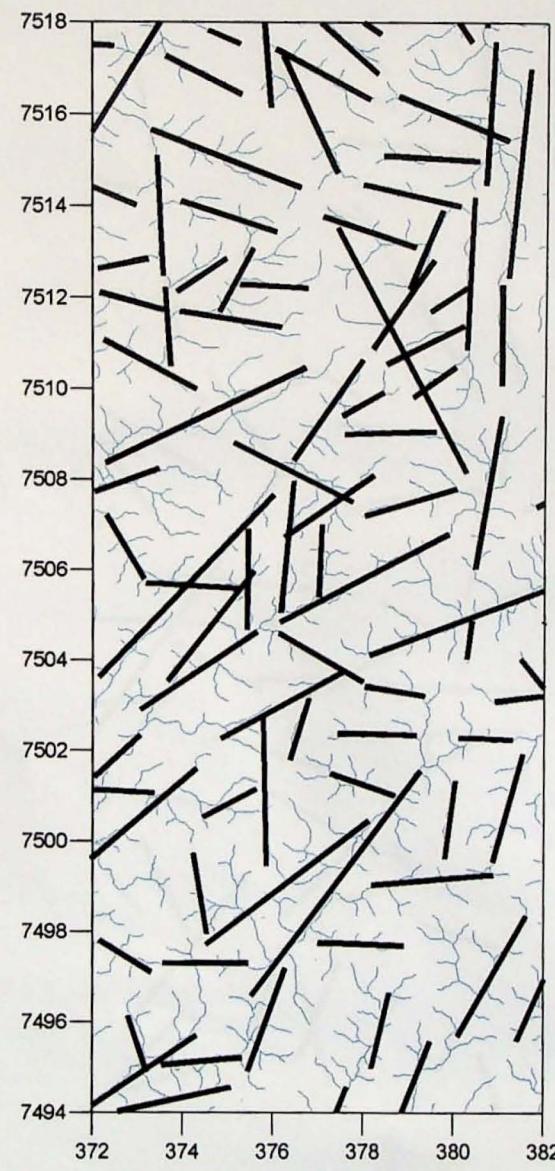
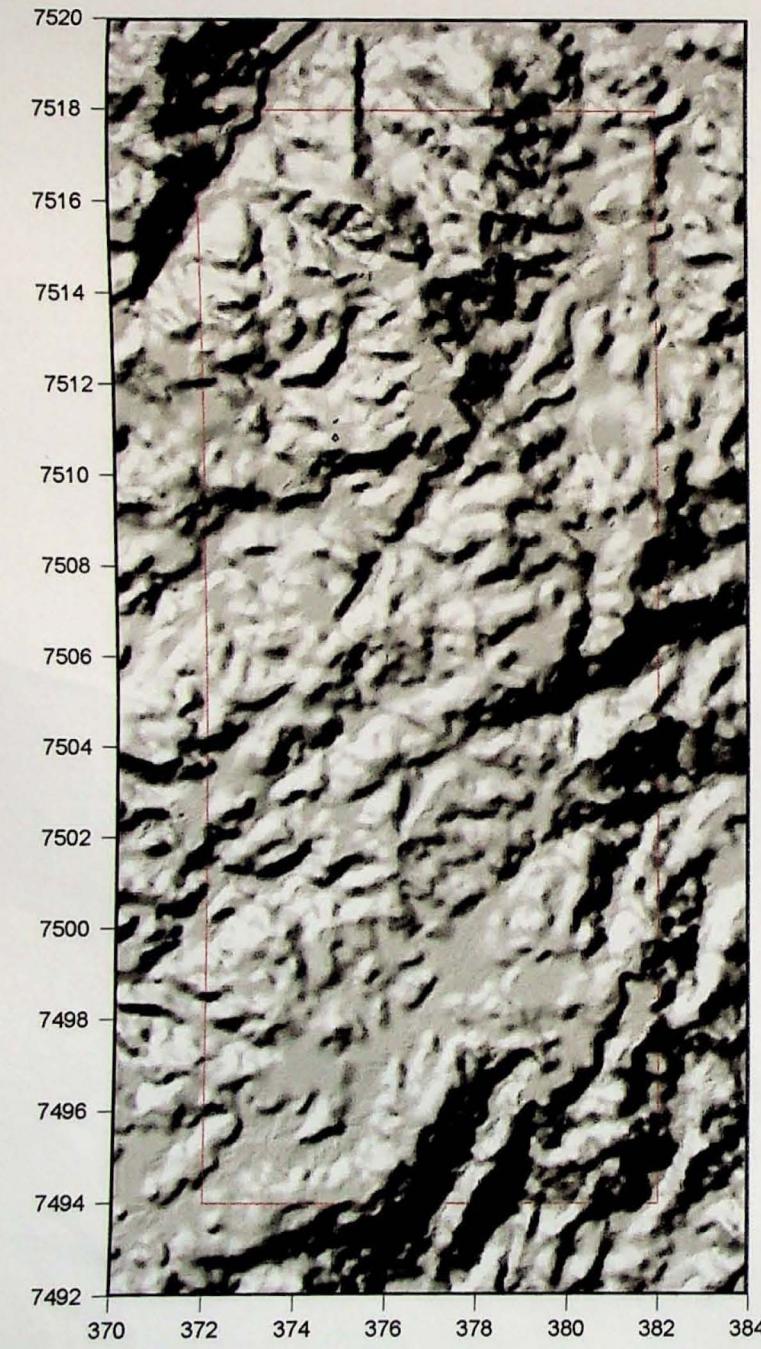
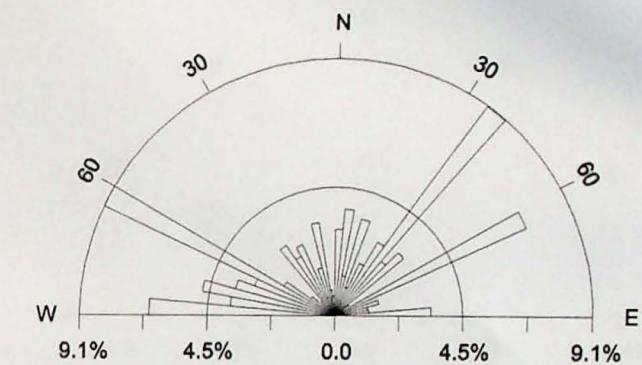


Figura 21. Imagem de satélite LANDSAT TM e lineamentos extraídos
 (Banda 4, órbita 219, ponto 76)



ROSÁCEA - TAMANHO DE LINEAMENTOS



ROSÁCEA - NÚMERO DE LINEAMENTOS

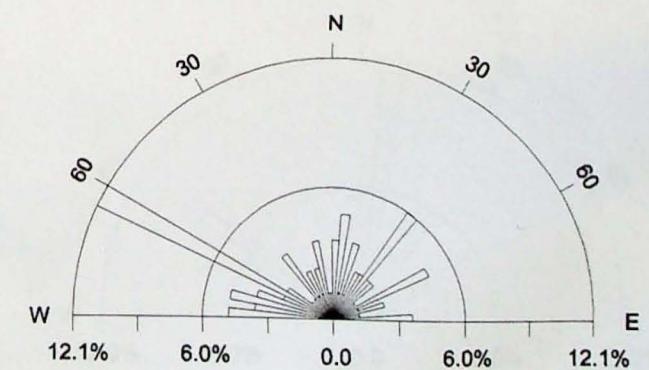


Figura 22. Mapa de sombreamento de relevo e lineamentos extraídos
(Azimute 315°, Elevação 45°)

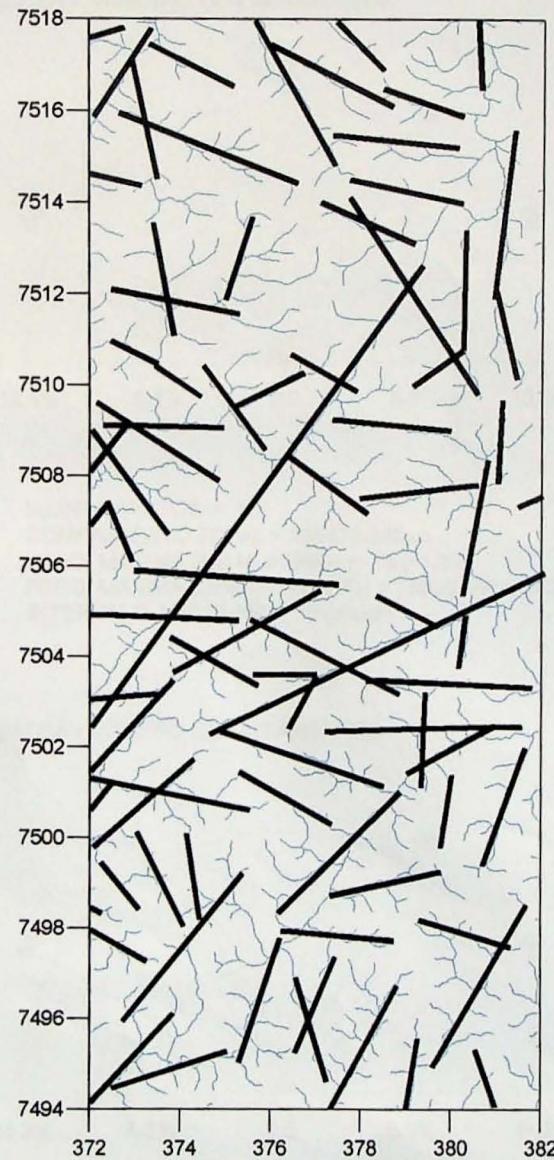
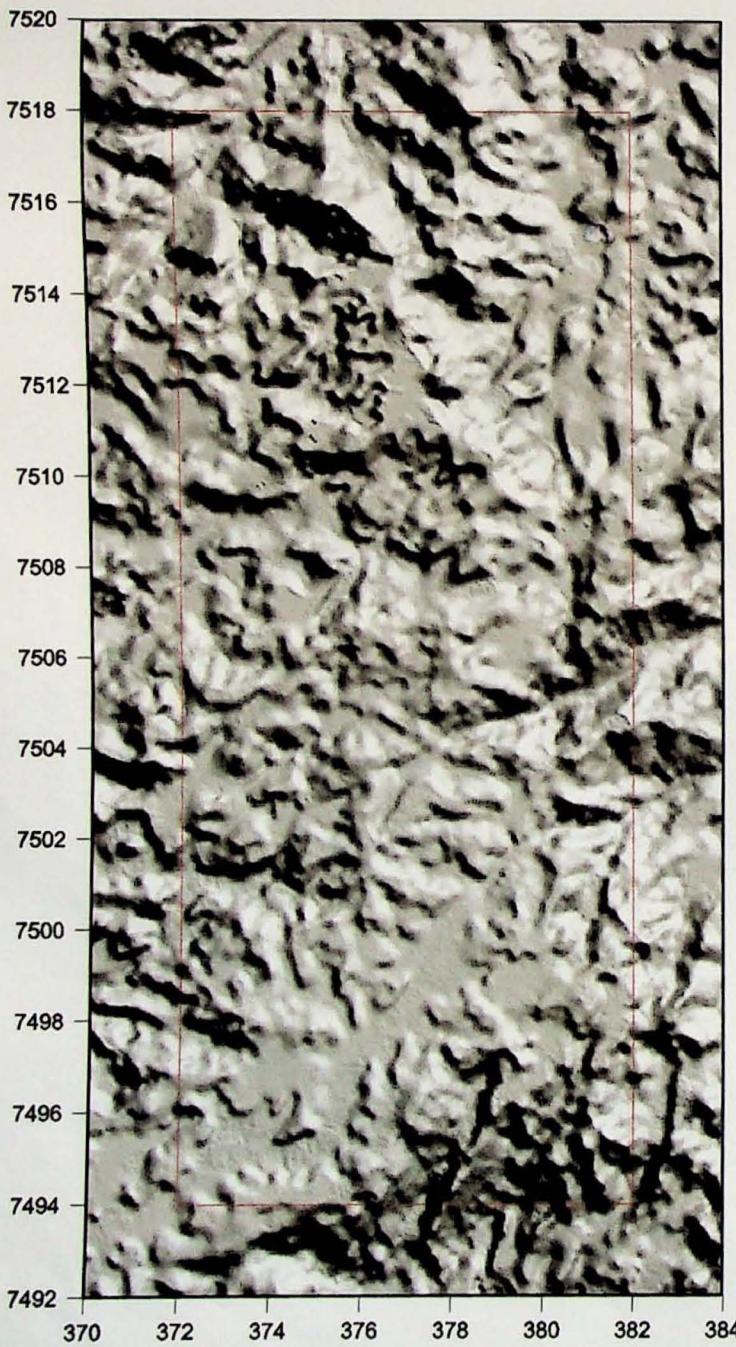
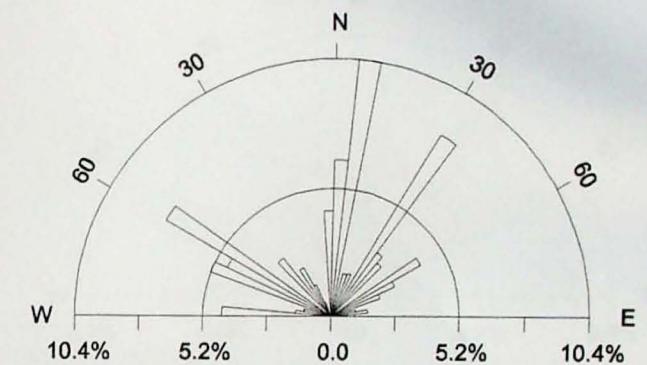


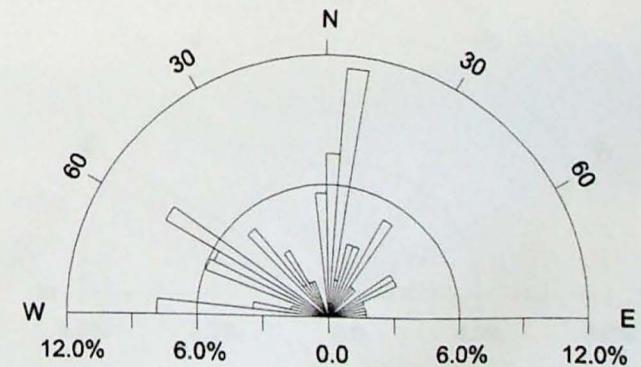
Figura 23. Mapa de sombreamento de relevo e lineamentos extraídos
(Azimute 45°, Elevação 45°)

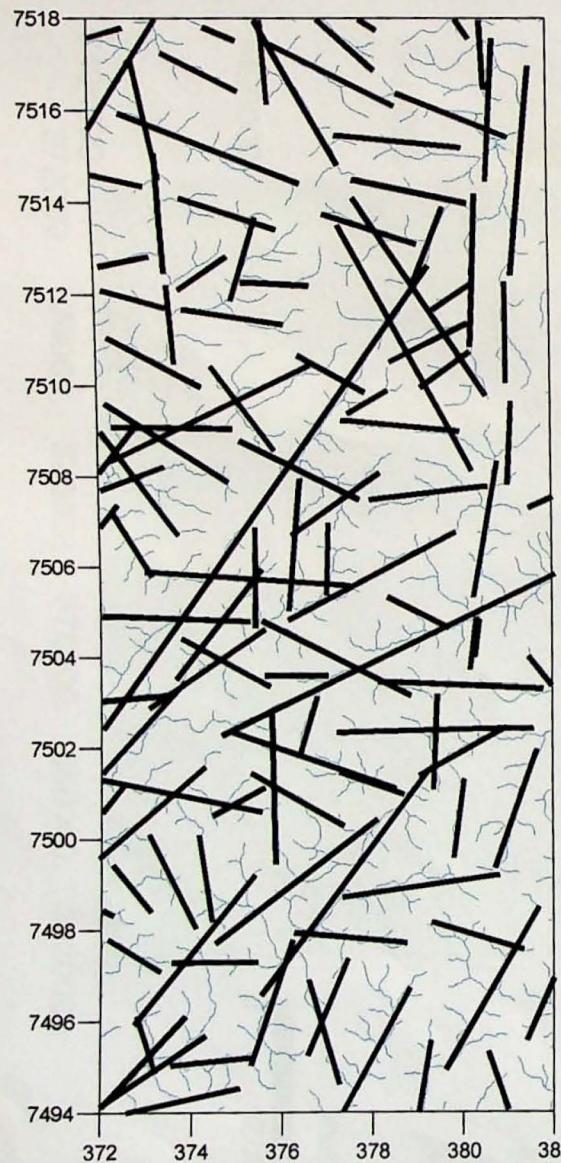
ROSÁCEA - TAMANHO DE LINEAMENTOS



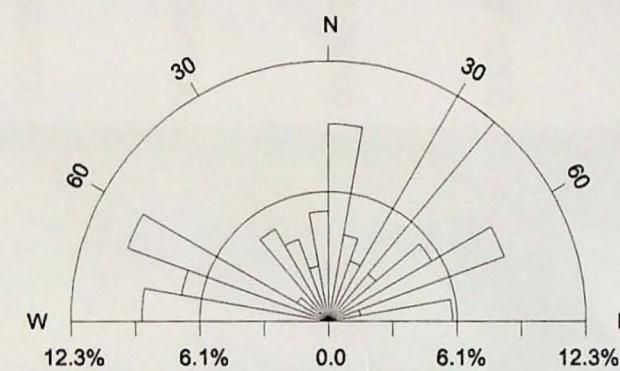
N.LINEAMENTOS = 75
COMPRIMENTO TOTAL = 191725.476 m
FREQ. MÁXIMA (EM NÚMERO) = 9 (12.0%)
FREQ. MÁXIMA (COMPRIMENTO) = 19939.450 m (10.4%)
INTERVALO ANGULAR = 5 graus

ROSÁCEA - NÚMERO DE LINEAMENTOS



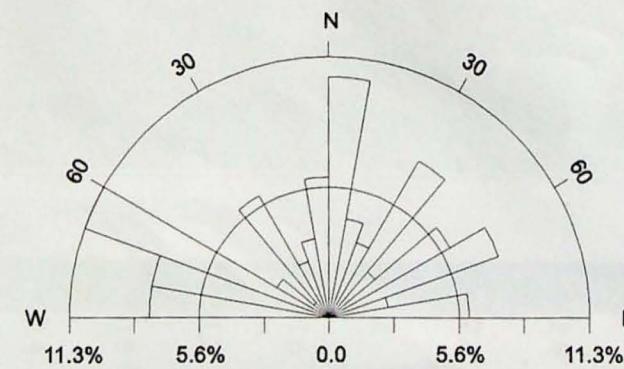


ROSÁCEA - TAMANHO DE LINEAMENTOS

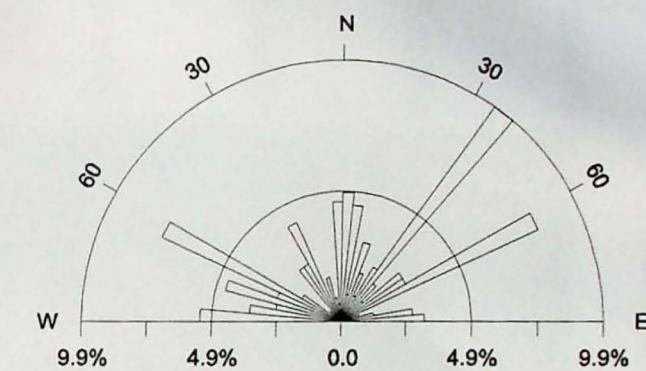


N.LINEAMENTOS = 115
 COMPRIMENTO TOTAL = 289479.690 m
 FREQ. MÁXIMA (EM NÚMERO) = 13 (11.3%)
 FREQ. MÁXIMA (COMPRIMENTO) = 35800.360 m (12.3%)
 INTERVALO ANGULAR = 10 graus

ROSÁCEA - NÚMERO DE LINEAMENTOS



ROSÁCEA - TAMANHO DE LINEAMENTOS



N.LINEAMENTOS = 115
 COMPRIMENTO TOTAL = 289479.690 m
 FREQ. MÁXIMA (EM NÚMERO) = 10 (8.6%)
 FREQ. MÁXIMA (COMPRIMENTO) = 28824.679 m (9.9%)
 INTERVALO ANGULAR = 5 graus

ROSÁCEA - NÚMERO DE LINEAMENTOS

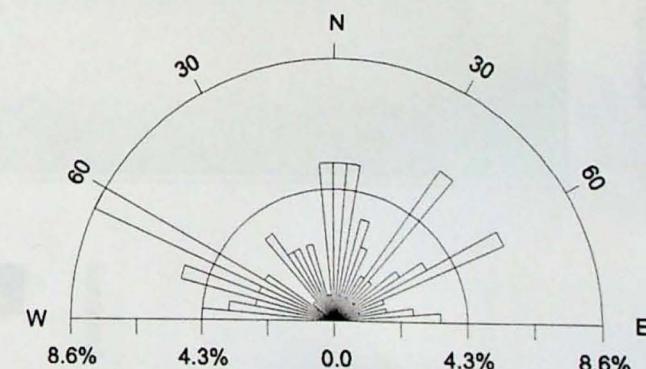


Figura 24. Lineamentos totais extraídos do mapa de sombreamento de relevo

Mapa de Densidade de Lineamentos

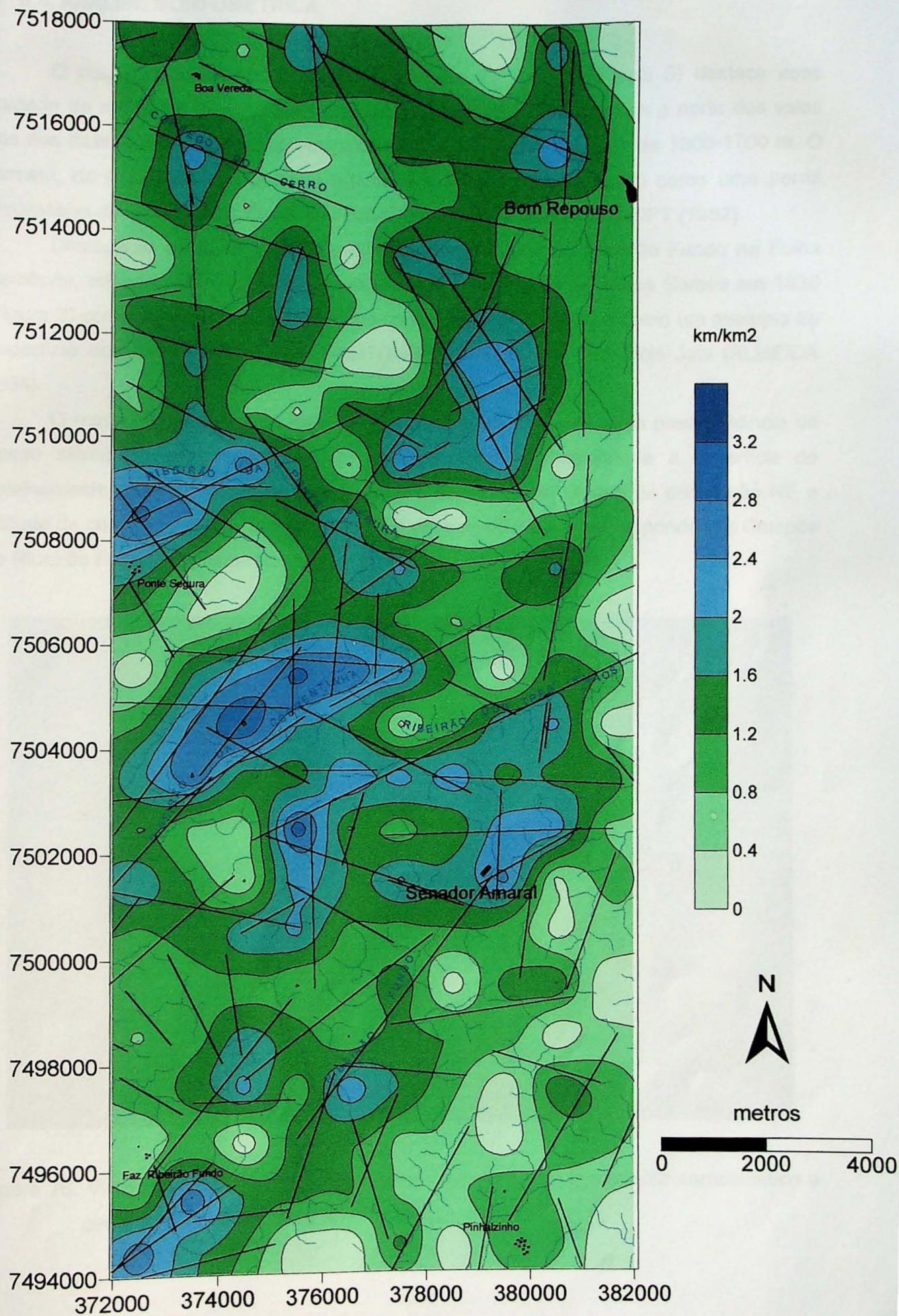


Figura 25. Mapa de densidade de lineamentos

6.4. ANÁLISE MORFOMÉTRICA

O mapa hipsométrico do Planalto de Senador Amaral (Figura 5) destaca essa unidade de relevo de formato aproximadamente triangular elevando-se a partir dos vales dos rios Itaim e Moji-Guaçu, respectivamente a SE e N, até altitudes de 1600-1700 m. O formato, os limites norte e sudeste retilíneos e bem definidos, assim como uma perda progressiva de altitude para Oeste são condizentes com a descrição de IPT (1982).

Destaca-se ainda, a região identificada por Campos do Ribeirão Fundo na Folha *Cambuhy*, editada pela *Comissão Geographica e Geologica de Minas Geraes* em 1930 (Figura 3) como a porção mais elevada no centro-leste do planalto e como um exemplo da Superfície dos Altos Campos (DE MARTONNE 1943) ou da Superfície Japi (ALMEIDA 1964).

O mapa hipsométrico da área de estudo (Figura 27) exibe uma predominância da classe altimétrica compreendida entre 1500 e 1600 m, relacionada à superfície de aplainamento descrita na região pelos autores supracitados. O vale de orientação NE e altitude de cerca de 1450 m, localizado no Sul da área de estudo, corresponde aos Campos do Ribeirão Fundo propriamente ditos.



Figura 26. Vista geral dos Campos do Ribeirão Fundo e o aplainamento característico a cerca de 1500 m de altitude.

MAPA HIPSOMÉTRICO

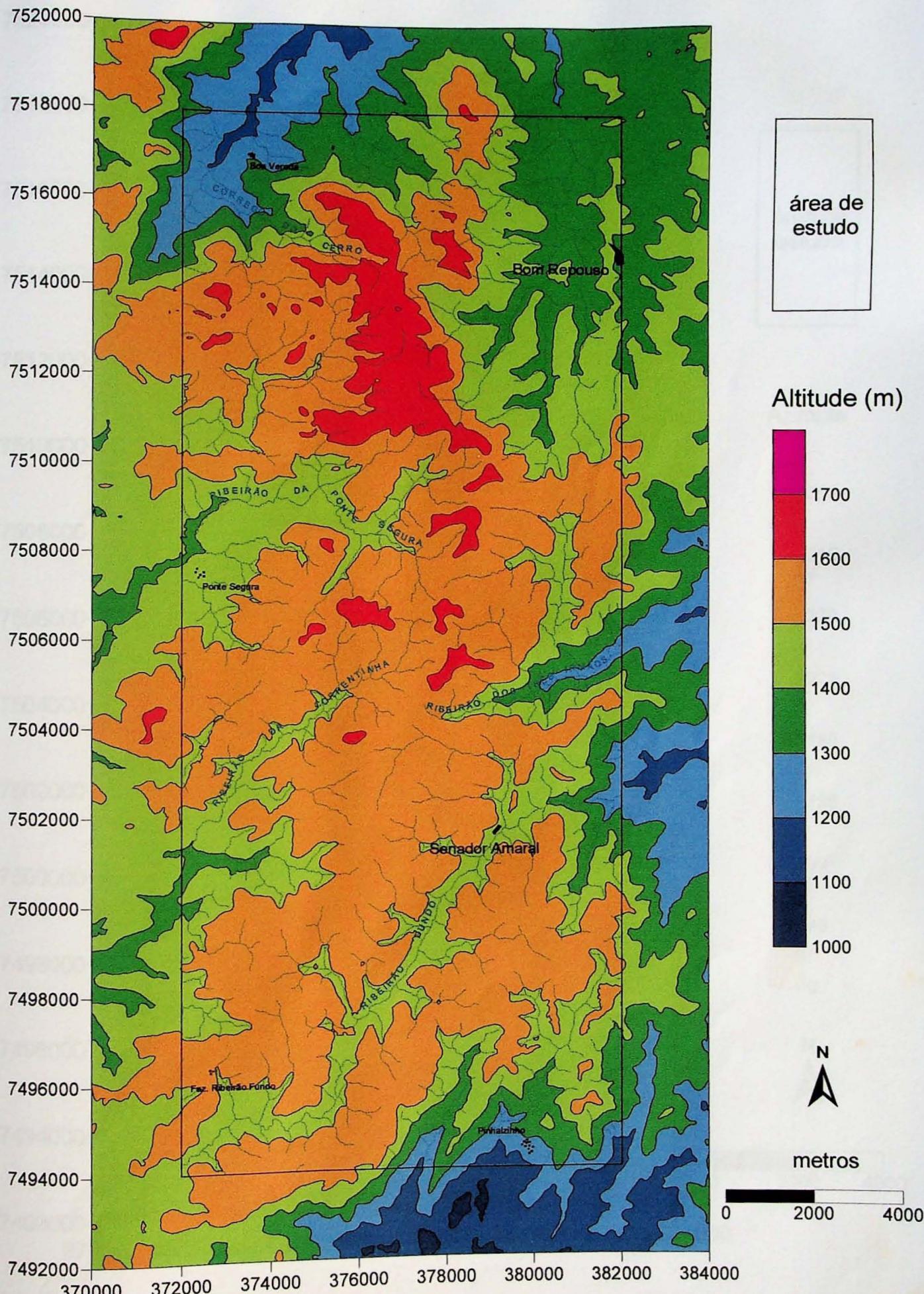


Figura 27. Mapa hipsométrico da área de estudo

MAPA DE ORIENTAÇÃO DE ENCOSTAS

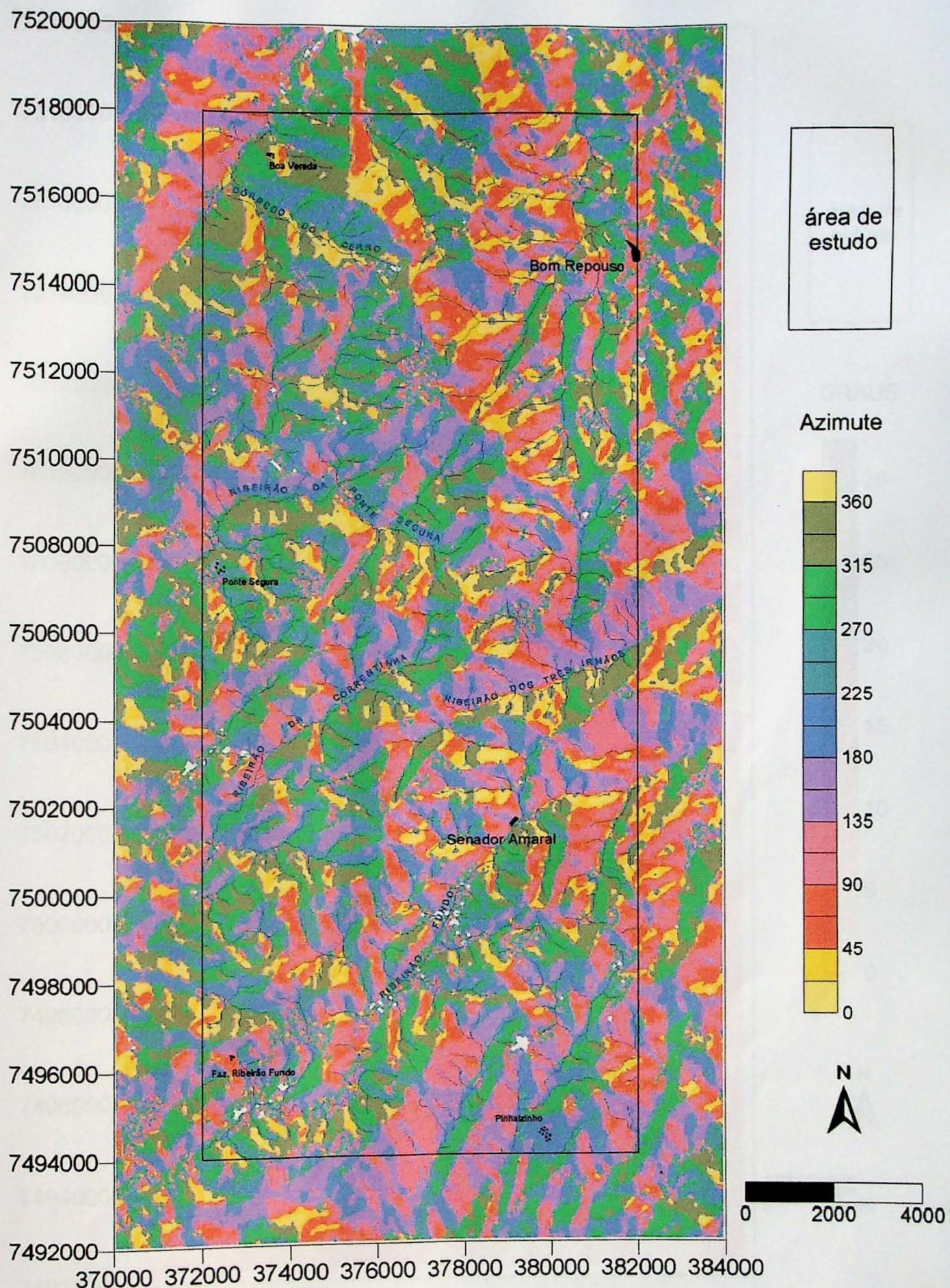


Figura 28. Mapa de orientação de encostas

MAPA DE DECLIVIDADE DE ENCASTAS

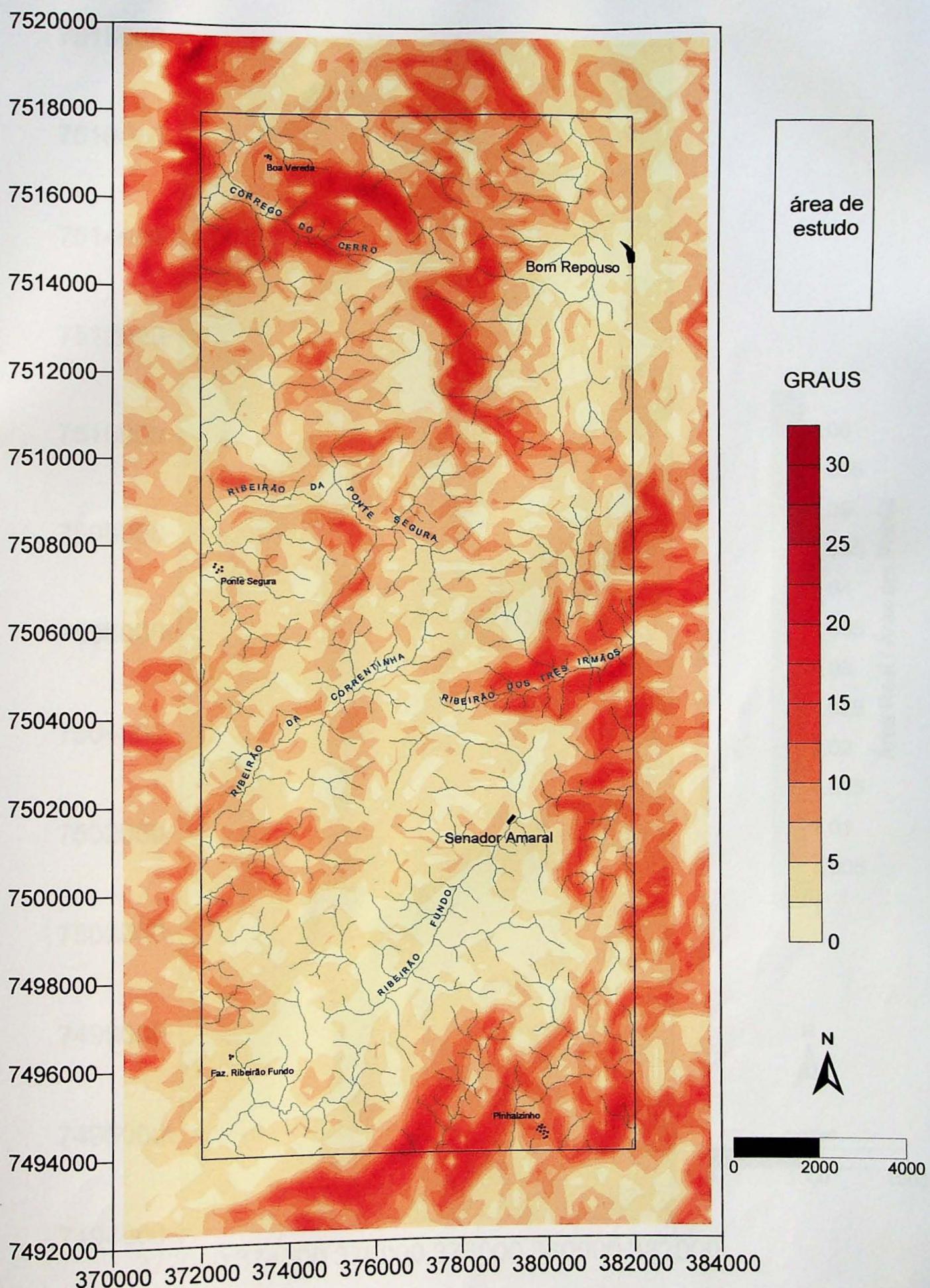


Figura 29. Mapa de declividade de encostas

MAPA DE RUGOSIDADE DE RELEVO

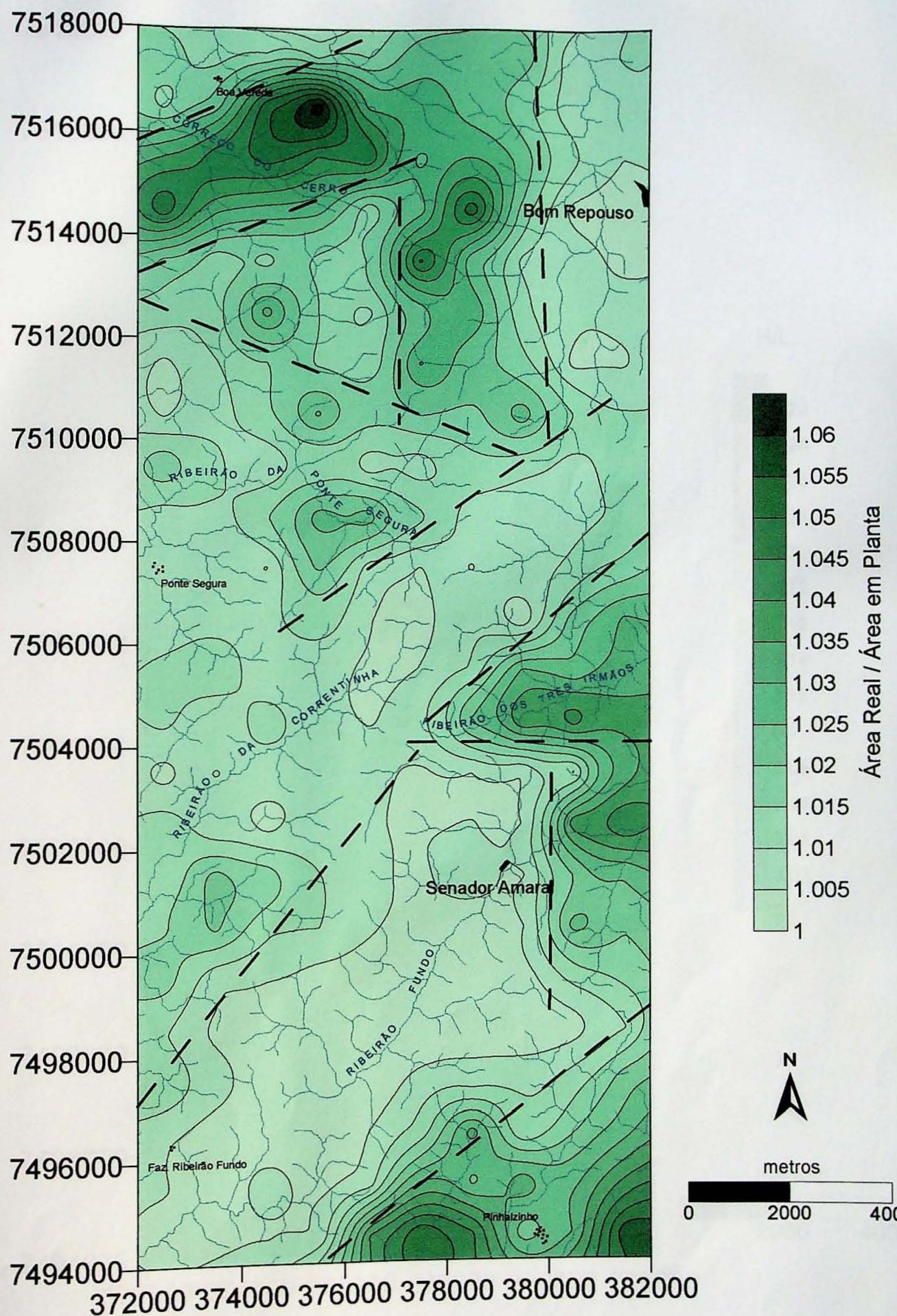


Figura 30. Mapa de rugosidade de relevo

MAPA DE GRADIENTES HIDRÁULICOS

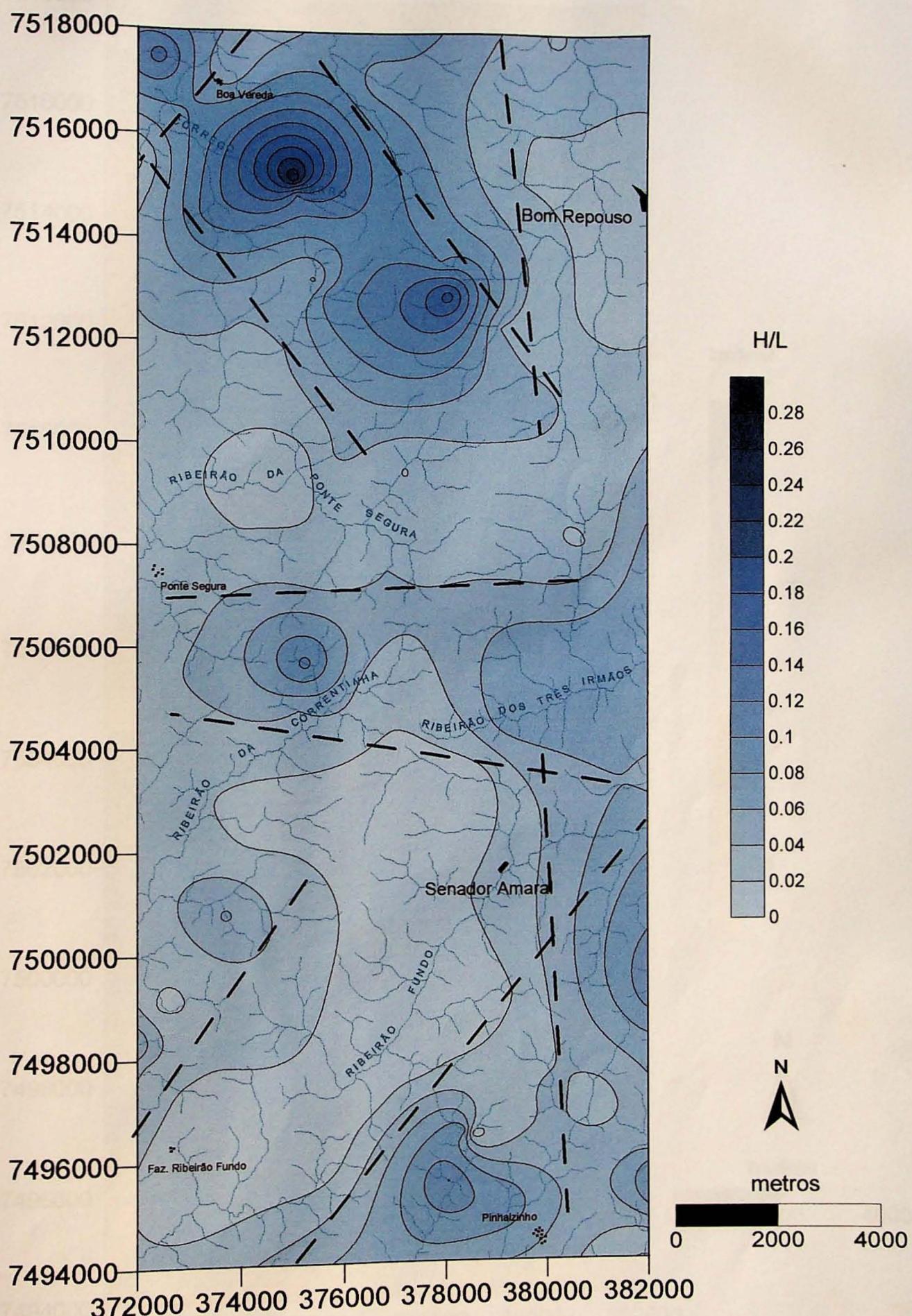


Figura 31. Mapa de gradientes hidráulicos

Mapa de Densidade de Drenagens

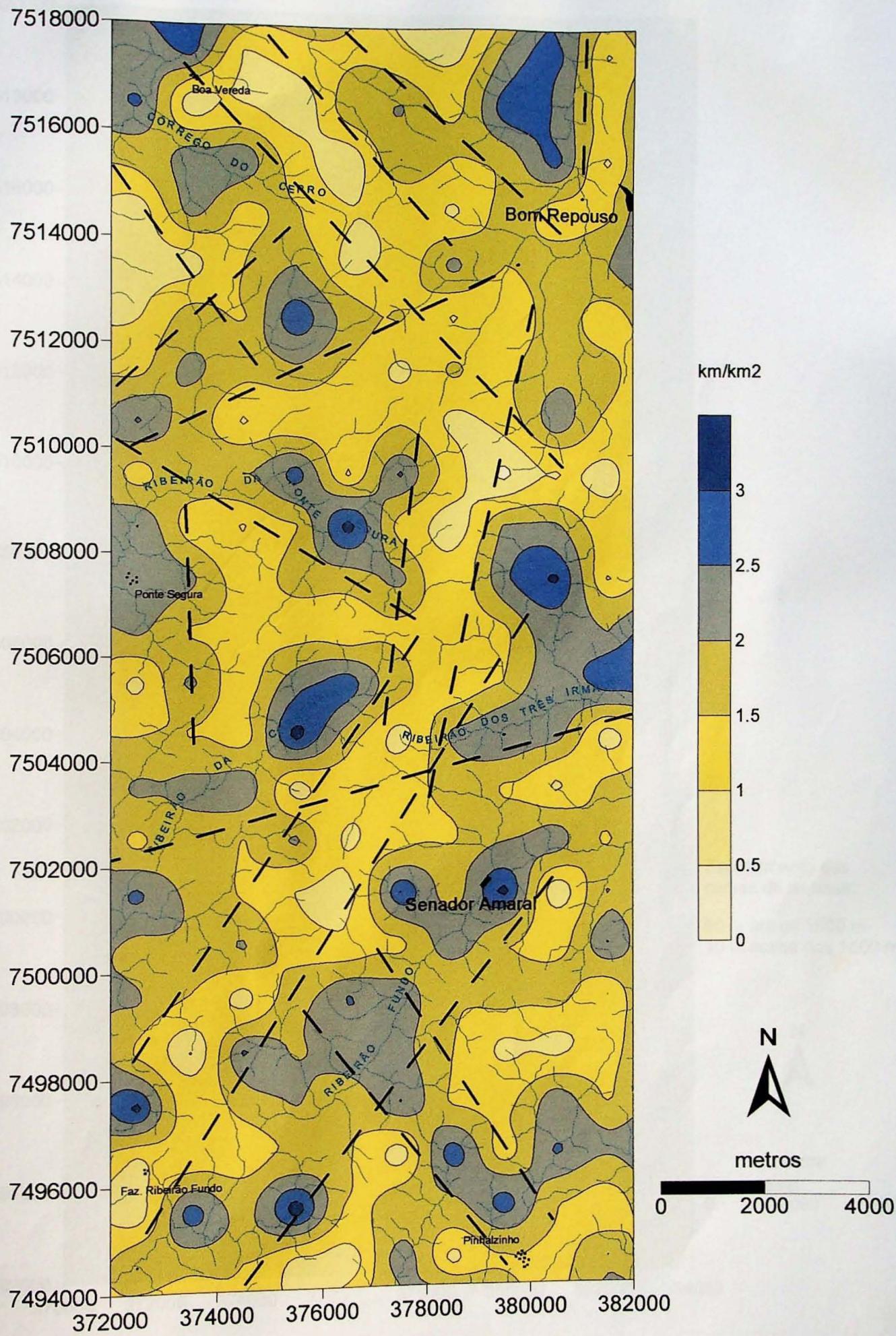


Figura 32. Mapa de densidade de drenagens

MAPA DE SUPERFÍCIES DE BASE

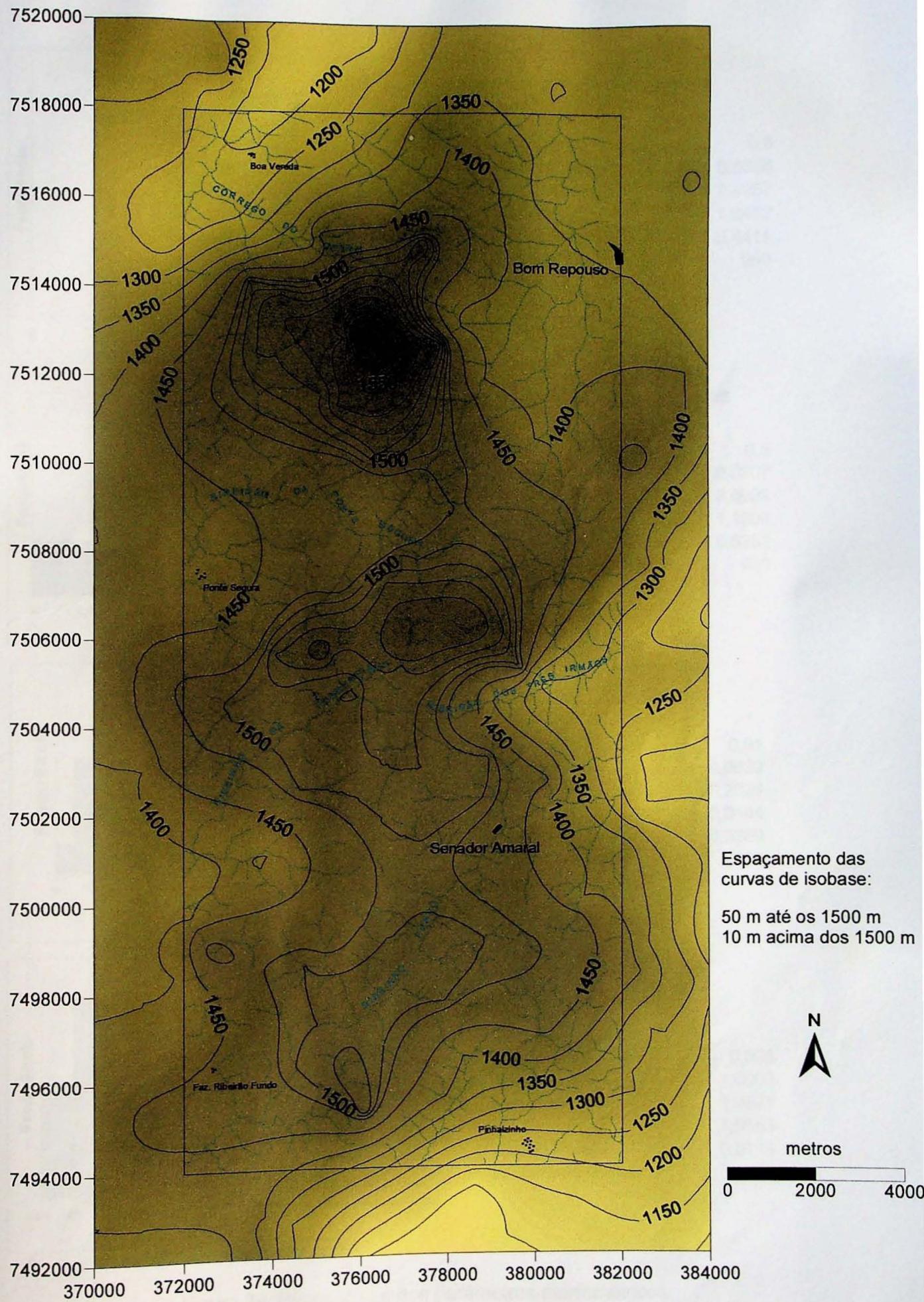
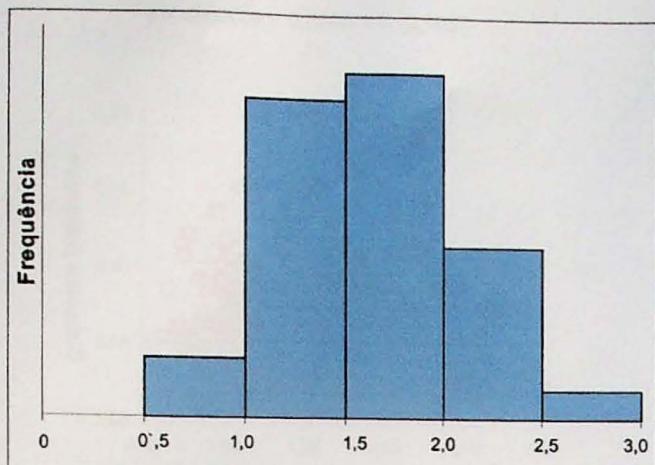
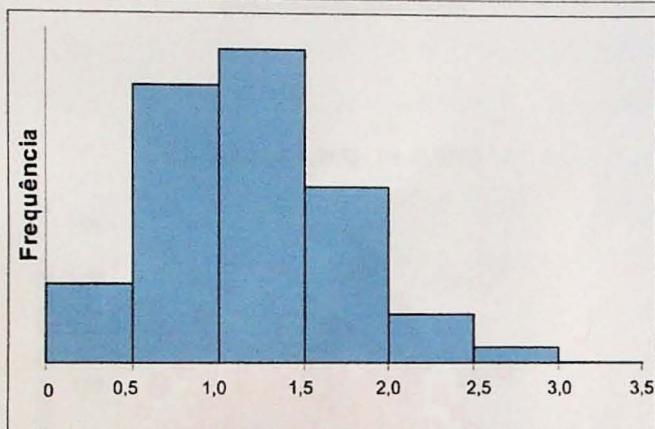


Figura 33. Mapa de superfícies de base



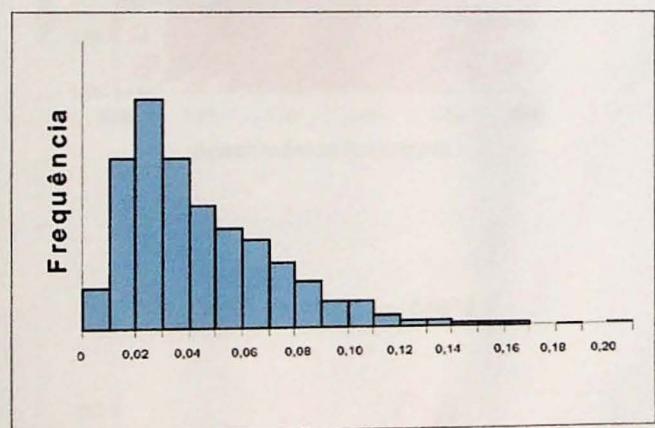
Densidade de drenagem

Intervalo de classe	0,5
Valor mínimo	0,6356
Valor máximo	2,9957
Média	1,6452
Desvio Padrão	0,4411
Número de dados	960



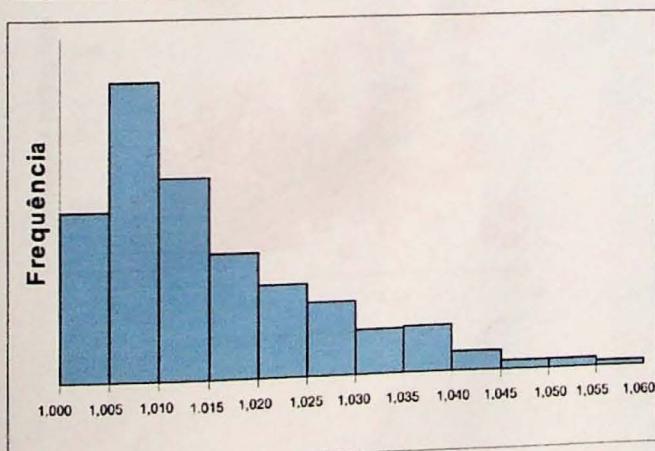
Densidade de lineamentos

Intervalo de classe	0,5
Valor mínimo	0,0307
Valor máximo	3,0099
Média	1,1908
Desvio Padrão	0,5332
Número de dados	960



Gradientes Hidráulicos

Intervalo de classe	0,01
Valor mínimo	0,0039
Valor máximo	0,2029
Média	0,0444
Desvio Padrão	0,0289
Número de dados	960

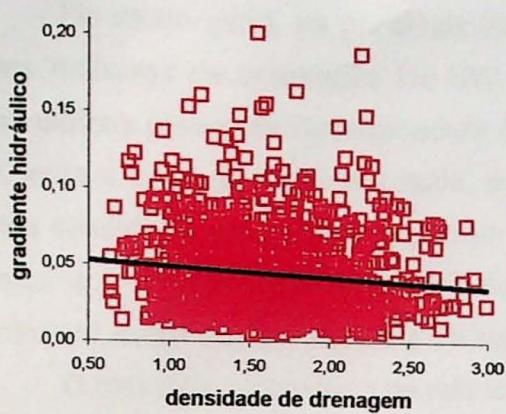


Rugosidade de Relevo

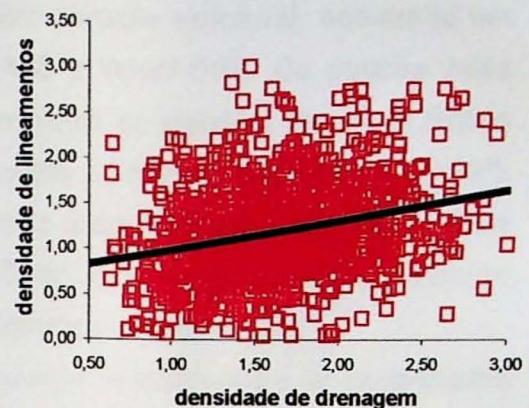
Intervalo de classe	0,005
Valor mínimo	1,0009
Valor máximo	1,0577
Média	1,0153
Desvio Padrão	0,0114
Número de dados	960

Figura 34. Histogramas dos parâmetros morfométricos.

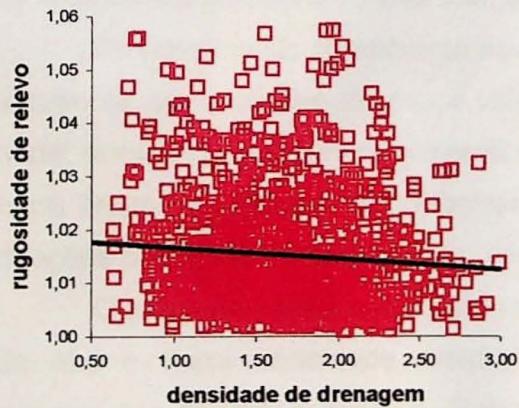
$$y = -0,0068x + 0,0555 \quad r = -0,1032$$



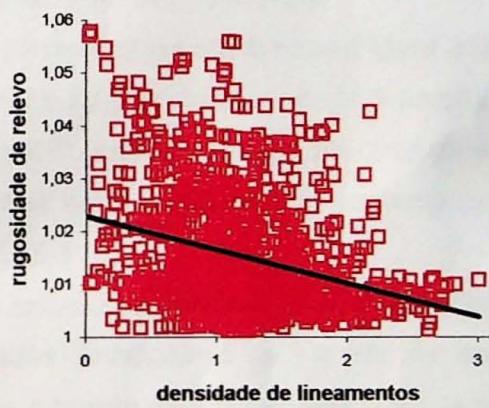
$$y = 0,3225x + 0,6603 \quad r = 0,2668$$



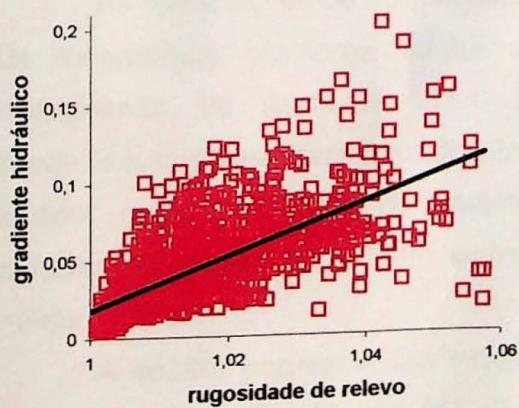
$$y = -0,002x + 1,0186 \quad r = -0,0755$$



$$y = -0,0063x + 1,0229 \quad r = -0,2958$$



$$y = 1,7234x - 1,7055 \quad r = 0,6818$$



$$y = -0,0139x + 0,0609 \quad r = -0,2554$$

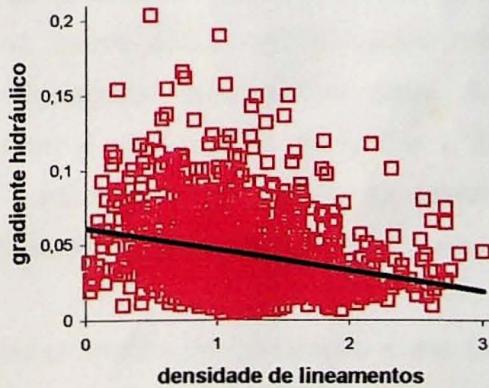


Figura 35. Gráficos de correlação entre parâmetros morfométricos

As maiores altitudes verificadas na área (1650-1700 m) correspondem à porção norte do planalto, havendo uma diminuição para Sul, segundo patamares escalonados, até cerca de 1500 m.

De modo geral, as principais drenagens exibem controle estrutural, ocorrendo em vales retilíneos de orientação NE-SW, ENE-WSW, N-S e WNW-ESE. Os poucos vales assimétricos presentes correspondem às escarpas limítrofes do planalto, junto aos limites sul, leste e norte da área de estudo, onde são verificadas as maiores declividades ($>25^\circ$). Vales simétricos, por sua vez, ocorrem ao longo de toda a área. Regiões com declividade inferior a 5° ocupam uma extensão de cerca de 50% do total, principalmente na porção centro-sul, sugerindo a existência da superfície de aplainamento (Figura 29).

O mapa de rugosidade de relevo (Figura 30), da mesma forma que o de declividades (Figura 29), exibe uma extensão de áreas planas (rugosidade inferior a 1,01) por mais de 50% da área de estudo, referente à superfície de aplainamento. As porções mais rugosas ($>1,05$) correspondem às escarpas que limitam o planalto e também à região norte da área da área de estudo, contrastante com a porção sul, onde a rugosidade é mínima.

De forma muito semelhante ao anterior, o mapa de gradientes hidráulicos (Figura 31) apresenta suas classes de maior valor ($>1,2$) restritas às bordas do planalto e à porção norte, enquanto as de menor valor ocorrem na porção sul da área de estudo. As distinções entre áreas do planalto, particularmente entre as porções norte e sul, se dão segundo as direções principais de lineamentos, destacando-se os ENE-WSW.

O mapa de densidade de drenagens (Figura 32) exibe uma distribuição de anomalias de alta e baixa densidade restritas a zonas limitadas principalmente por *trends* de lineamentos NE-SW e NW-SE. Entretanto, tais blocos ocorrem de forma generalizada e aleatória por toda área de estudo, o que não permite uma correlação direta com movimentos tectônicos verticais e rejuvenescimento do relevo, como as realizada por MELO *et al.* (1993) na região do Alto Rio Pardo e HIRUMA (1999) no Planalto e Campos do Jordão.

As distribuições de frequências dos parâmetros densidade de drenagem, densidade de lineamentos, gradiente hidráulico e rugosidade de relevo estão representadas em histogramas, na figura 34. Tanto densidade de drenagens, quanto densidade de lineamentos, apresentam uma distribuição próxima à normal, com médias de 1,65 e 1,19 km/km² respectivamente. Os parâmetros gradiente hidráulico e rugosidade de relevo apresentam curvas de traçado semelhante, ambas deslocadas para valores inferiores à média.

A análise por regressão linear permitiu estabelecer índices de correlação entre os diversos parâmetros (Figura 35). O maior índice de correlação ($r = 0,68$) ocorre entre gradiente hidráulico (variável dependente) e rugosidade de relevo (variável independente). As demais correlações efetuadas apresentam índices reduzidos, mas apontam algumas tendências: o aumento da densidade de drenagem praticamente independe do gradiente

hidráulico e da rugosidade de relevo, mas acompanha de certa forma o aumento da densidade de lineamentos; a densidade lineamentos aumenta, a grosso modo, com a diminuição da rugosidade de relevo e do gradiente hidráulico. Tais correlações apresentam ligeira discrepância às efetuadas por HIRUMA (1999) para os mesmos parâmetros no Planalto de Campos do Jordão.

Elaborou-se o mapa de superfícies de base (Figura 33) com intervalos de classes distintos para o planalto e a escarpa, o que permitiu um maior refinamento na área do planalto. O alinhamento de pontos onde ocorre desvio abrupto no traçado das curvas, segundo os principais *trends* de lineamentos identificados, atende aos critérios apontados por GOLTS & ROSENTHAL (1993) para a identificação de estruturas morfotectônicas e sugere uma compartimentação do planalto em blocos limitados por estruturas ENE-WSW. Deste modo, identificou-se cinco blocos distintos, correspondentes aos seguintes intervalos:

- A. escarpa sul do planalto (1100-1450 m)
- B. porção sul da área de estudo (1450-1510 m)
- C. porção central da área de estudo (1450-1530 m)
- D. porção norte da área de estudo (1450-1570 m)
- E. escarpa norte do planalto (1200-1450 m)

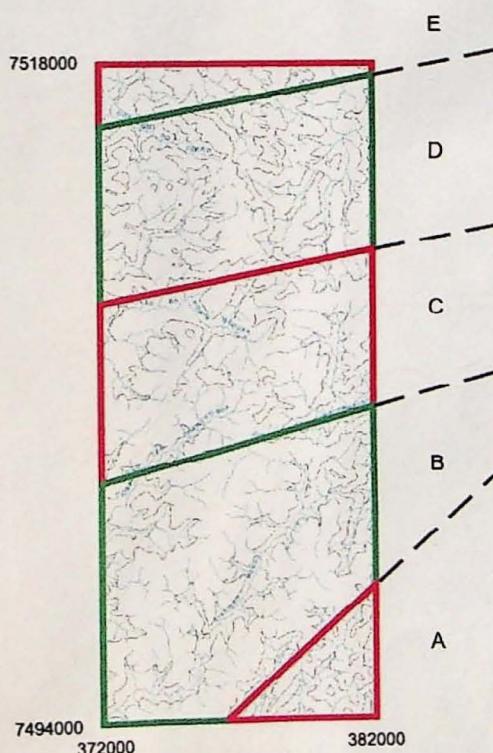


Figura 36. Compartimentação da área em blocos

6.5. ESTRUTURAS RÚPTEIS E FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS

As análises morfométricas e de lineamentos permitiram a definição de alvos para os trabalhos de campo, onde se procurou avaliar as estruturas rúpteis existentes e sua expressão geomorfológica.

Em virtude da relativa ausência de depósitos quaternários, a maioria das estruturas observadas ocorre em granitóides pré-cambrianos e rochas do Complexo Paraisópolis, sendo que seu caráter recente é atestado pela juventude das formas de relevo associadas. Entretanto, encontrou-se ainda as seguintes situações: juntas e falhas em rochas pré-cambrianas, sem expressão morfotectônica; falhas cortando dique de rocha alcalina, mas também sem influência no relevo; falha afetando couraças bauxíticas e falha em sedimento turfoso.

As estruturas que ocorrem em rochas pré-cambrianas e não têm expressão geomorfológica correspondem a juntas de cisalhamento e falhas diversas. As principais direções dessas falhas estão representadas na figura 39.



Figura 37. Falhas dextrais normais em rochas pré-cambrianas. Ponto SA-043.



Figura 38. Estrias de atrito em plano de falha. Ponto SA-043.

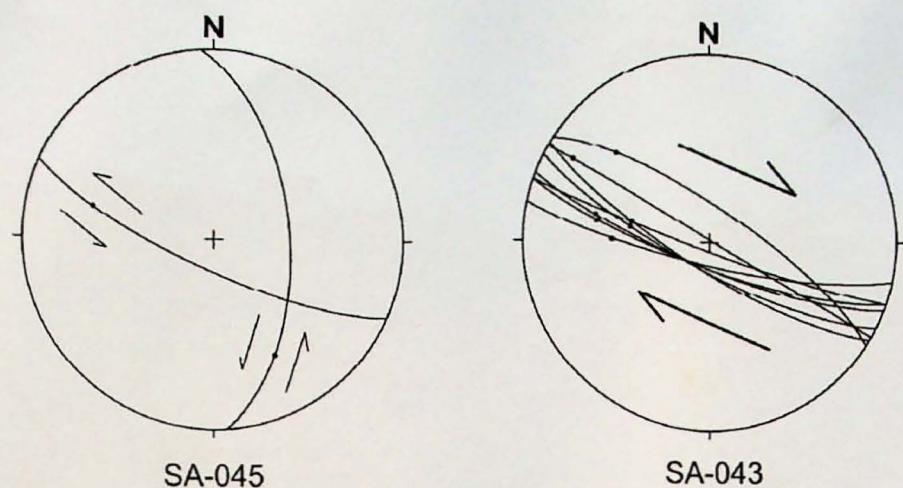


Figura 39. Estereogramas de falhas em rochas pré-cambrianas

Dentre as estruturas em rochas pré-cambrianas que têm expressão geomorfológica, destacam-se os lineamentos ENE-WSW que delimitam os blocos B, C e D do planalto.



Figura 40. Escarpas rochosas alinhadas no limite dos compartimentos C e D, correspondentes a lineamento de direção ENE-WSW. Ponto SA-017.

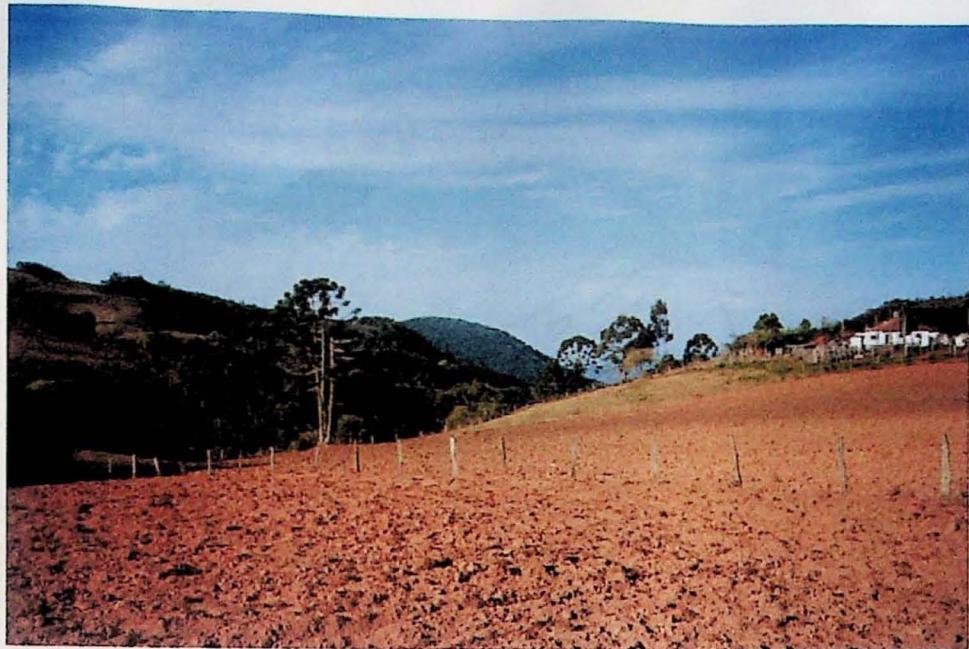


Figura 41. Vale do Ribeirão dos Três Irmãos, correspondente ao lineamento ENE-WSW que limita os blocos B e C. Ponto SA-010.

Um dique de rocha alcalina, de orientação WNW-ESE ocorre próximo a Cambuí, na saída da Rodovia Fernão Dias para Senador Amaral (Figura 42) afetado por falhas conjugadas NE-SW transcorrentes dextrais e WNW-ESE transcorrentes sinistrais (Figura 43).



Figura 42. Dique de rocha alcalina, próximo a Cambuí, na saída da Rodovia Fernão Dias para Senador Amaral. (UTM 390963 E / 7500011 N).

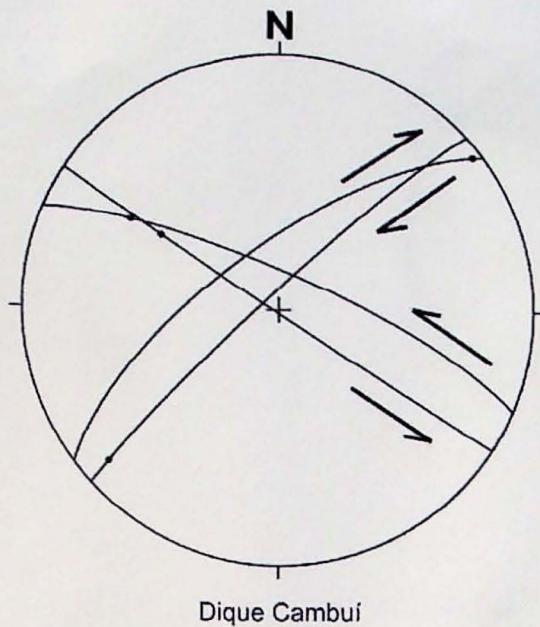


Figura 43. Estereograma de falhas cortando dique de rocha alcalina

Na tentativa de identificar os esforços geradores, reuniu-se em uma única figura as estruturas mais significativas citadas até este ponto (Figura 44). Verificou-se, em função de sua geometria e cinemática, a impossibilidade de estarem associadas a um único evento, o que tornou necessário a definição de dois tensores de compressão máxima (σ_1) distintos.

Uma vez que não foram observadas em campo relações que permitam definir a cronologia relativa entre as estruturas geradas em cada evento, torna-se necessário a consideração dos seguintes argumentos para a elucidação da questão:

- as estruturas associadas a σ_{1A} ocorrem apenas em rochas pré-cambrianas e não têm expressão no relevo.
- o dique deve estar vinculado ao magmatismo alcalino que afetou a região no final do Cretáceo, de modo que as estruturas que o cortam, associadas a σ_{1B} , tem que ser posteriores ao final deste Período.

Deste modo, acredita-se que σ_{1A} corresponda a uma fase deformacional anterior a σ_{1B} . Visando a melhor caracterização de sua direção, empregou-se o método dos diedros retos (ANGELIER & MECHLER 1977) para a população de falhas obtidas no ponto SA-045 (Figura 45).

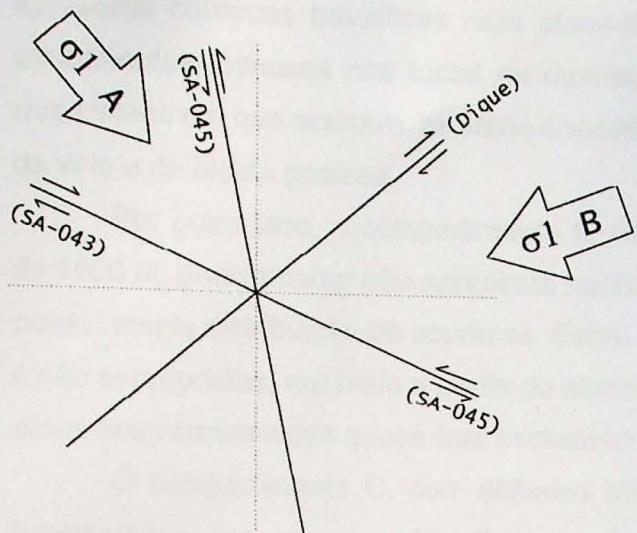


Figura 44. Principais falhas em rochas pré-cambrianas e no dique de rocha alcalina.

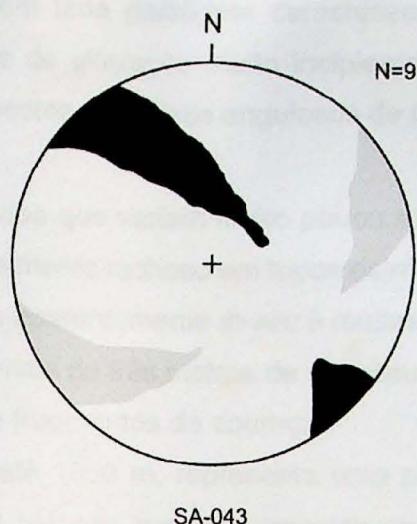


Figura 45. Campos de maior probabilidade para σ_1A (em preto) e σ_3A (em cinza), obtidos a partir do método gráfico de ANGELIER & MECHLER (1977).

Uma característica peculiar a grande parte da área é a presença de couraças bauxíticas (Figura 46), cuja distribuição espacial reflete com certa fidelidade a compartimentação sugerida a partir das análises morfométricas (Figura 36).

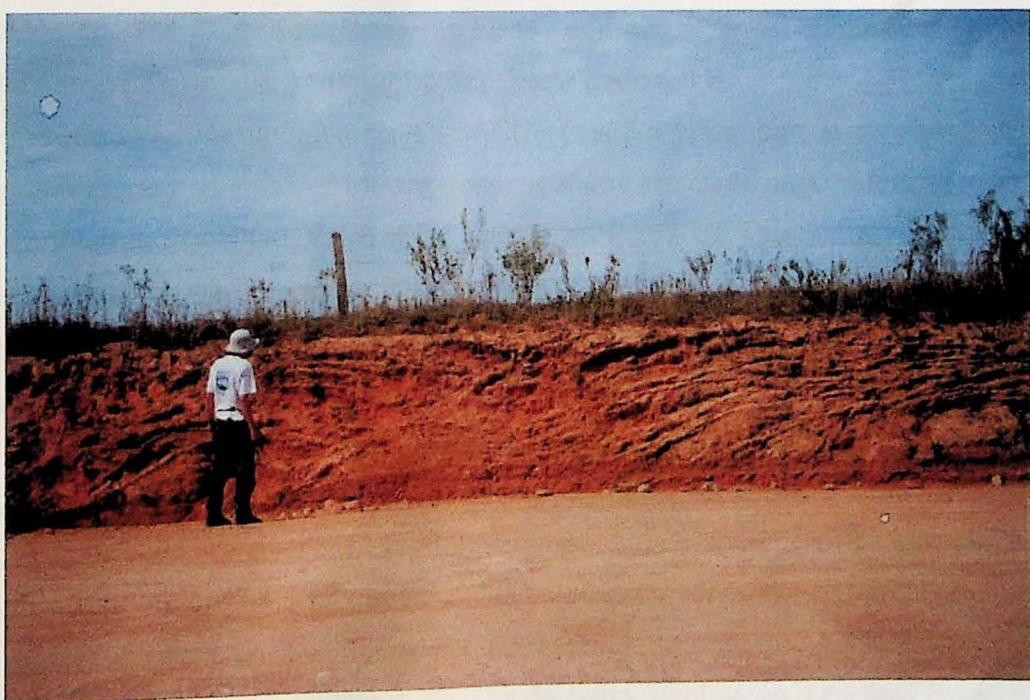


Figura 46. Couraças bauxíticas frequentemente encontradas no compartimento B. Ponto SA-002, 1550 m de altitude.

O compartimento D, onde ocorrem as maiores altitudes (~1700 m), praticamente não apresenta couraças bauxíticas nem *stone-lines* e tem uma paisagem caracterizada por afloramentos rochosos nos topos de morros e perfis de alteração muito incipientes. Nas raras vezes em que ocorrem, as *stone-lines* são compostas por seixos angulosos de quartzo de veio e de biotita gnaisse.

Por outro lado, o compartimento B, com altitudes que variam muito pouco ao redor de 1500 m, praticamente não apresenta nenhum afloramento rochoso em topos de morros e possui ampla distribuição de couraças. Estas ocorrem aparentemente *in-situ* e muitas vezes estão sobrepostas, em meio a perfis de alteração de mais de três metros de espessura, por *stone-lines* constituídas quase que exclusivamente de fragmentos de couraça.

O compartimento C, com altitudes atingindo até 1650 m, representa uma posição intermediária aos extremos A e C, tanto no que diz respeito aos afloramentos rochosos quanto à presença das couraças.

Considerando-se que no Planalto de Campos do Jordão tais couraças ocorrem *in-situ* somente acima de 1800 m de altitude (MODENESI 1984), que no Maciço Alcalino de Passa Quatro o mesmo ocorre somente em cotas superiores a 1500 m (SÍGOLO 1988) e que seu desenvolvimento está associado à superfície Sul-Americana (SÍGOLO 1988), é possível considerar uma influência tectônica na distribuição verificada.

Seria de se esperar que as couraças ocorressem principalmente no compartimento D, mais elevado, de modo que sua ausência, aliada à abundância de afloramentos rochosos nos topos de morros, indica um soerguimento pós Ciclo de erosão Sul-Americano (KING 1956) para este bloco. De maneira análoga, tem-se um indicativo de abatimento do compartimento B. O retrabalhamento das couraças, que originalmente teriam se desenvolvido em D, levaria à formação das *stone-lines* em B.

Baseando-se na hipótese de AB'SÁBER (1962 e 1969) para a gênese de *stone-lines* vinculada a paleopavimentos detriticos desenvolvidos em clima seco, e levando em conta as idades apontadas por RICCOMINI et al. (1989) na Bacia de Taubaté e HIRUMA (1999) no Planalto de Campos do Jordão para materiais sub e sobrejacentes a elas, é possível atribuir sua origem ao último máximo glacial, há cerca de 18.000 anos. Desta forma, teria-se uma idade máxima para a compartimentação do planalto.

Na maioria das ocorrências, observa-se não apenas a bauxitização das rochas, mas também o preenchimento por gibbsita das juntas que as cortam, comprovando que se tratam de estruturas anteriores à superfície de aplâinamento. Entretanto, ao lado de Senador Amaral, ocorre uma falha NNE-SSW, sinistral inversa, que corta as couraças e não exibe indícios de bauxitização (Figura 47). Associando-se este fato à orientação do Ribeirão Fundo, que neste ponto é paralela à direção da falha, verifica-se o caráter mais recente da estrutura. Pelo fato de se tratar de uma única falha, não é possível definir um campo de esforços mais conclusivo para sua origem, além de uma compressão ao redor de NW-SE.

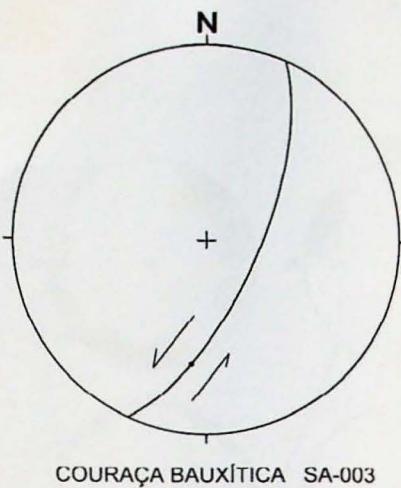


Figura 47. Estereograma de falha sinistral inversa cortando couraça bauxítica. Ponto SA-003.

A única falha efetivamente encontrada em depósitos quaternários apresenta componente normal e direção NNE-SSW, afetando sedimentos turfosos e a foliação das rochas pré-cambrianas (Figura 48). Como no caso da falha que corta as couraças, o fato de se considerar uma única estrutura permite apenas uma sugestão de extensão E-W ou NW-SE.

Ocorrem ainda juntas conjugadas em perfis de solo, cujas orientações indicam uma compressão variando de NW-SE a E-W (Figuras 49 e 50).

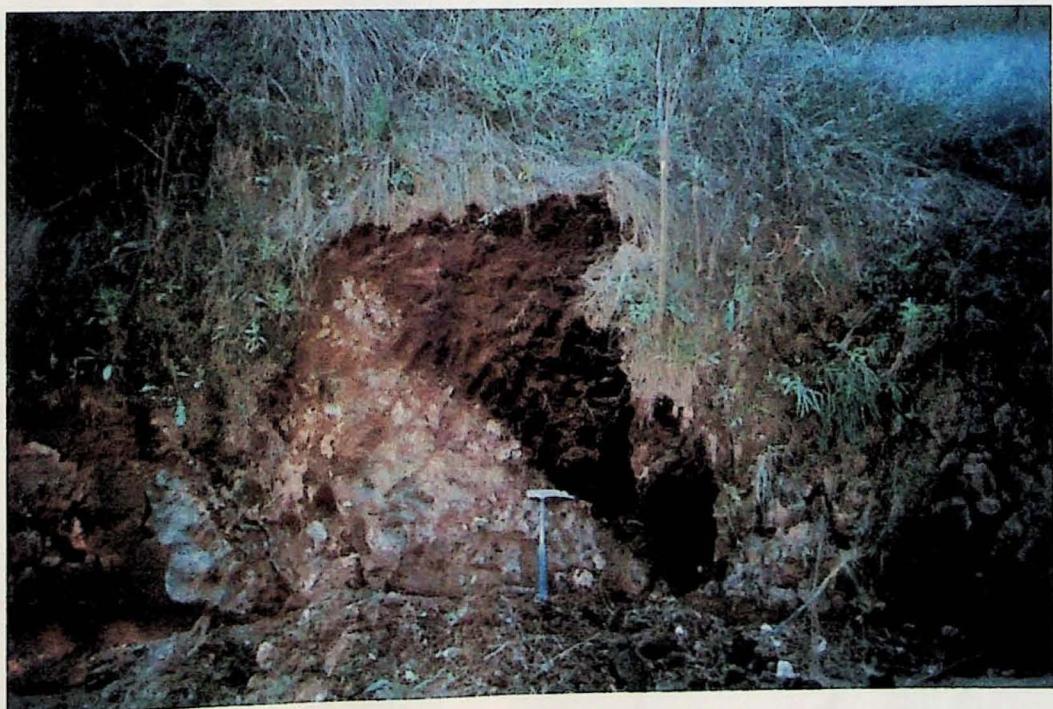


Figura 48. Falha com componente normal, no contato entre sedimento turfoso e biotita gnaiss do Complexo Paraisópolis. Ponto SA-008.

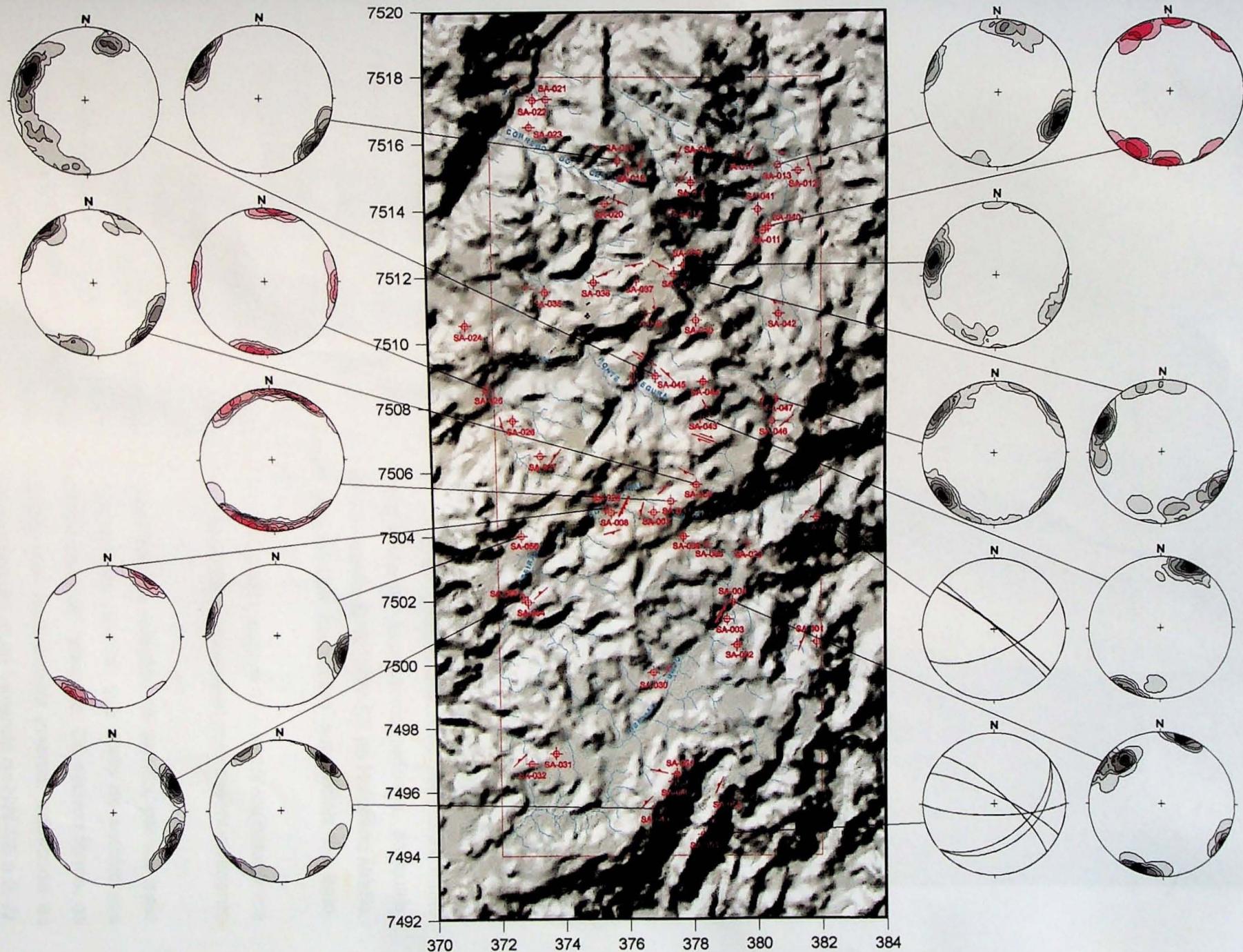


Figura 49. Estereogramas de juntas verificadas em toda a área; em vermelho: juntas em perfis de solo; em preto: juntas em rochas pré-cambrianas



Figura 50. Juntas conjugadas afetando paleossosolo. Ponto SA-028.

Quanto a estas estruturas mais recentes, não foram observadas relações que permitam a definição das idades relativas dos esforços envolvidos em sua geração. Deste modo, procurou-se relacioná-los aos esforços caracterizados em áreas adjacentes.

Para a região do Alto Estrutural de Queluz, SALVADOR (1994) indica uma extensão NW-SE / WNW-ESE, a partir do início do Holoceno, seguida de uma fase compressiva atual, à qual estariam vinculadas juntas conjugadas e falhas inversas de direção ENE-WSW.

No Planalto de Campos do Jordão, HIRUMA (1999) descreve estruturas muito semelhantes à falha de componente normal afetando sedimentos turfosos, as quais, utilizando-se de datações ^{14}C , associou a uma extensão E-W / NW-SE no Holoceno Médio. Esse mesmo autor aponta ainda juntas que afetam horizontes superficiais do solo, atribuindo-as a uma compressão E-W atual.

Em área imediatamente ao Sul, BISTRICHI (2001), sugere uma tectônica holocênica transpressiva, com σ_1 na direção NW-SE a WNW-ESE, responsável pelo desenvolvimento de falhas inversas NE-SW.

Considerando tais informações e a ausência de relações de campo, parece mais correto associar a falha NNE-SSW com componente normal, que afeta os sedimentos turfosos, a uma tectônica extensional relativa ao início do Holoceno. Da mesma forma, as juntas em perfis de solo e a falha NNE-SSW com componente inversa, que corta as couraças bauxíticas, corresponderiam a uma compressão atual, variando de NW-SE a E-W.

Esta última fase compressiva tem correspondência com o regime transcorrente de esforços obtido para o sudeste do Brasil por ASSUMPÇÃO (1998), a partir de mecanismos focais de pequenos sismos, onde σ_1 tem orientação ao redor E-W e σ_3 por volta de N-S.

7. CONCLUSÕES

Os Campos do Ribeirão Fundo constituem as porções mais elevadas do Planalto de Senador Amaral (IPT 1982), niveladas a altitudes de 1500 a 1700 m. Representam um remanescente da Superfície Japi (ALMEIDA 1964), desnivelada por tectonismo cenozóico.

O presente trabalho vem a confirmar a hipótese de origem tectônica para a área, levantada em trabalhos anteriores (FREITAS 1951, ALMEIDA 1951 e 1964). Verifica-se uma significativa influência da estruturação cenozóica na geomorfologia, particularmente na compartimentação do planalto.

Em virtude da ausência de estudos paleoclimáticos e do enfoque adotado, não é possível a comparação desta influência tectônica com o papel da componente climática na evolução da paisagem. O fato de ocorrerem basicamente biotita gnaisses e migmatitos de composição semelhante, cuja resistência química e mecânica são similares, restringe a atuação da erosão diferencial a zonas de fraqueza definidas por estruturas tectônicas. A foliação metamórfica também exerce papel subordinado na modelagem do relevo, já que predominantemente apresenta baixo ângulo.

A aplicação de análises morfométricas associadas ao uso de técnicas de geoprocessamento mostrou-se bastante eficiente para a indicação preliminar de uma possível estruturação neotectônica. Deve-se destacar os resultados obtidos pelo mapa de superfícies de base (FILOSOFOV 1960 *apud* JAIN 1984), o que vem a confirmar sua grande aplicabilidade a áreas planálticas. O conjunto de mapas desenvolvidos para os parâmetros densidade de drenagem, rugosidade de relevo, gradiente hidráulico e densidade de lineamentos apontou uma compartimentação do planalto em blocos, limitados por lineamentos de orientação ENE-WSW.

No campo, confirmou-se esta compartimentação e verificou-se uma correlação direta com a distribuição espacial das ocorrências de couraças bauxíticas e *stone-lines*. O bloco Norte, onde ocorrem as maiores altitudes (~1700 m), teria passado por um soerguimento Norte, onde ocorrem as maiores altitudes (~1700 m), teria passado por um soerguimento pós-Ciclo erosivo Sul-Americano (KING 1956), levando à erosão quase que completa das couraças bauxíticas e à exposição de rochas nos topos de morros. Inversamente, com altitudes da ordem de 1500 m, o bloco Sul teria experimentado um abatimento relativo, o que faria com que as couraças retrabalhadas do bloco Norte compusessem, provavelmente durante o último máximo glacial, *stone-lines* acima de suas próprias couraças, que teriam permanecido *in-situ*.

As estruturas observadas muitas vezes representam reativações de estruturas pretéritas e, apesar de não permitirem uma definição mais objetiva quanto à direção e idade dos esforços geradores, indicam tensores principais condizentes com os definidos por outros autores, em áreas adjacentes (SALVADOR 1994, HIRUMA 1999, BISTRICHI 2001). Deste modo, identificou-se as seguintes fases deformacionais superimpostas: compressão NE-SW, com provável idade neógena, responsável pela compartimentação do planalto segundo falhas transcorrentes sinistrais de direção ENE-WSW; extensão WNW-ESE, possivelmente holocênica, com desenvolvimento de falhas normais em sedimentos turfosos; compressão NW-SE a E-W, holocênica, gerando juntas que afetam perfis de solo e falhas de empurrão que cortam as couraças bauxíticas.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A.N. 1962. Revisão dos conhecimentos sobre o horizonte sub-superficial de cascalhos inhumados do Brasil oriental. *Bol. Universidade do Paraná, Geografia Física*, 2, 32 p.
- AB'SÁBER, A.N. 1969. Uma revisão do Quaternário Paulista: do presente para o passado. *Rev. Bras. Geogr.*, 31(4):1-51.
- AB'SÁBER, A.N. 2000. Summit surfaces in Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(3):515-516.
- AB'SÁBER, A.N. & BERNARDES, N. 1958. Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. In: CONGR. INT. GEOG., 18. Rio de Janeiro, 1956. *Guia da excursão Nº 4... Rio de Janeiro*, Conselho Nacional de Geografia. 303 p.
- ALMEIDA, F.F.M. 1951. A propósito dos relevos policíclicos na tectônica do escudo brasileiro. *Boletim Paulista de Geografia*, 9:3-18.
- ALMEIDA, F.F.M. 1958. O Planalto Paulistano. In: *A cidade de São Paulo: estudos de geografia urbana*. São Paulo, Associação de Geógrafos do Brasil. v. 1, p. 113-167.
- ALMEIDA, F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Bol. Inst. Geogr. Geol.*, São Paulo, 41:167-263.
- ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and paleostress recognition. In: HANCOCK, P.L. ed. *Continental deformation*. Oxford, Pergamon Press, p. 53-100.
- 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.
- ASSUMPÇÃO, M. 1998. Focal mechanisms of small earthquakes in the southeastern Brazilian shield: a test of stress models of the South American plate. *Geophys. J. Int.*, 133:490-498.
- AZEVEDO, A. 1949. O Planalto Brasileiro e o problema da classificação de suas formas de relevo. *Bol. Paul. Geogr.*, 2:43-53.
- BISTRICHI, C.A. 2001. *Análise estratigráfica e geomorfológica do Cenozóico da região de Atibaia-Bragança Paulista, Estado de São Paulo*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutoramento, 184 p.
- CAMPANHA, G.A.C.; CARNEIRO, C.D.R.; PEREIRA JUNIOR, G.G.; FURUMOTO, S; HASUI, Y.; NAGATA, N. 1996. Uso do programa TRADE para determinação de direções principais de esforços pelos métodos de Arthaud e Angelier. In: CARNEIRO, C.D.R. ed. *Projeção esterográfica para análise de estruturas*. São Paulo, IPT, p. 116-120.
- CAMPOS NETO, M.C. 1985. Evolução do pré-cambriano paulista e regiões adjacentes. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5. São Paulo, 1985. Atas...São Paulo, SBG. v. 2, p. 561-576.
- CAMPOS NETO, M.C. 1991. A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande: ensaio de evolução tectônica. Inst. Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 210 p.
- CAMPOS NETO, M.C. & BASEI, M.A.S. 1983. Evolução estrutural brasileira do nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4. São Paulo, 1983. Atas...São Paulo, SBG. p. 61-78.
- CAMPOS NETO, M.C.; BASEI, M.A.S.; SILVA, M.E.; DIAS NETO, C.M.; FRAGOSO CESAR, R.; SOUZA, A.P. ARTUR, A.C.; MACHADO, R. 1983. Geologia das folhas Piracaia e Igaratá. In: JORNADA SOBRE A CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1. São Paulo, 1983. Atas...São Paulo, Pró-Minério/IPT. p. 61-78.
- CAPUTO, R. 1995. Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova*, 7:479-490.
- CAVALCANTE, J.C.; CUNHA, H.C.S.; CHIEREGATI, L.A.; KAEFER, L.Q.; ROCHA, J.M.; DAITX, E.C.; COUTINHO, M.G.N.; YAMAMOTO, K.; DRUMMOND, J.B.V.; ROSA, D.B.; RAMALHO, R. 1979. Projeto Sapucaí. Estados de Minas Gerais e São Paulo. Relatório Final de Geologia. DNPM/CPRM. 299 p. (Série Geologia nº 5, Seção Geologia Básica nº2).
- DAY, M.J. 1979. Surface roughness as a discriminator of tropical karst styles. *Z. Geomorphol.*, Suppl., 32:1-8.

- DE MARTONNE, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. *Rev. Bras. Geogr.*, 5(4):523-550.
- DOBLAS, M.; MAHECHA, V.; HOYOS, M.; LÓPEZ-RUIZ, J. 1997. Slickenside and fault surface indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 19(2):159-170.
- DOORNKAMP, J.C. 1986. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. *J. Geol. Soc. London*, 143:335-342.
- DUNE, W.M. & HANCOCK, P.L. 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: HANCOCK, P.L. ed. *Continental deformation*. Oxford, Pergamon Press. p. 101-120.
- EBERT, H.D. 1956a. Relatório sobre as atividades durante o ano de 1955. In: Relatório Anual do Diretor. DGM/DNPM. p. 62-81.
- EBERT, H.D. 1956b. Relatório sobre as atividades durante o ano de 1956. In: Relatório Anual do Diretor. DGM/DNPM. p. 97-107.
- EBERT, H.D. 1971. Os paraibides entre São João Del Rei, Minas Gerais e Itapira (SP), e a bifurcação entre paraibides e araxaídes. In: CONG. BRAS. GEOL., 25. São Paulo, 1971. *Anais...São Paulo*, SBG, v. 1, p. 177-178.
- EMBLETON, C. 1987. Neotectonic and morphotectonic research. *Z. Geomorphol. Suppl.*, 63:1-7.
- FERRARI, J.A.; HIRUMA, S.T.; ANTONIETTI, E.; KARMANN, I. 1997. Geoprocessamento aplicado à caracterização de terrenos cársticos – Núcleo Caboclos (PETAR). In: SIMPÓSIO DE QUANTIFICAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS, 7. Rio Claro, 1982. *Boletim de Resumos Expandidos...Rio Claro*, IGCE-UNESP. p. 37-40.
- FILOSOFOV, V.P. 1960. *Guia conciso para métodos morfométricos na pesquisa de estruturas tectônicas*. Saratov, Saratov Univ. Publ. House. [em Russo]
- FREITAS, R.O. 1951. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciência e Letras - USP*, Geologia Número 6, 130:120 p.
- GOLTS, S. & ROSENTHAL, E. 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, 7:305-315.
- HANCOCK, P.L. & ENGELDER, T. 1989. Neotectonic joints. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101:1197-1208.
- HASUI, Y. & MIOTO, J.A. (Coordenadores). 1992. *Geologia estrutural aplicada*. ABGE/VOTORANTIM, 459 p.
- HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. 1984. Província Mantiqueira - setor central. In: ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. *O pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher. p. 308-344.
- HIRUMA, S.T. 1999. *Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 102 p.
- HIRUMA, S.T. & PONÇANO, W.L. 1994. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfo-pedológicos na área do Alto Rio Pardo, SP e MG. *Rev. Inst. Geol.*, 15(1/2):49-57.
- HOBSON, R.D. 1972. Surface roughness in topography: quantitative approach. In: CHORLEY, R.J. ed. *Spatial analysis in geomorphology*. London, Harper and Row. p. 225-245.
- HORTON, R.E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56(3):275-370.
- IFT, 1982. *Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da Praia de Itaorna*. São Paulo, IPT, Monografias. 149 p.
- JAIN, V.E. 1984. *Geotectónica general*. Moscou, v. 1, 357 p.
- KING, L. 1956. A geomorfologia do Brasil oriental. *Rev. Bras. Geogr.*, 18(2):147-265.
- LIU, C.C. 1987. A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ-ES, 1. Rio de Janeiro, 1987. *Anais...Rio de Janeiro*, SBG/RJ-ES. p. 164-188.
- MELO, M.S.; STEIN, D.P.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A. 1993. Neotectônica da área do Alto Rio Pardo (SP e MG). *Rev. Inst. Geol.*, 14(2):27-28.

- MESCHERIKOV, Y.A., 1968. Neotectonics. In: FAIRBRIDGE, R.W. ed. *Encyclopedia of Geomorphology*. New York. Reinhold, p.768-773.
- MODENSI, M.C. 1984. *Significado dos depósitos correlativos quaternários em Campos do Jordão – São Paulo: implicações paleoclimáticas e paleoecológicas*. Departamento de Geografia, Faculdade de Filosofia Letra e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, Tese de Doutoramento, 129 p.
- MODENSI-GAUTIERI, M.C.; HIRUMA, S.T., RICCOMINI, C. 2002. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. *Geomorphology*, **43**:257-271.
- MORAES REGO, L.F. 1930. Geologia do petróleo no Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. 105p. (Boletim 46).
- MORAES REGO, L.F. 1932. *Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua genesis*. Instituto Astronomico e Geographicco de São Paulo, 28 p.
- MORAIS, S.M.; DEHLER, N.M.; SACHS, L.L.B.; RODRIGUES, J. B. 1999. *Integração geológica da folha Guaratinguetá – SF-23-Y-B – Estados de São Paulo e Minas Gerais, escala 1:250.000*. CPRM - Superintendência Regional de São Paulo, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, 16 p.
- MÖRNER, N.A. 1978. The Neotectonic Comission of INQUA. *Geol. Fören. Stockh. Förh.*, **100**:286 p.
- MÖRNER, N.A. 1989. Introduction. *Tectonophysics*, Special Issue: Paleoseismicity and Neotectonics, **163**(3/4):181-184.
- OBRUCHEV, V.A. 1948. Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektonik. *Izv. An. SSSR Geol.*, **5**:13-24.
- OBRUCHEV, V.A. 196?. *Fundamentals of geology: popular outline*. Moscow, Foreign Languages Publishing House, 373 p.
- PANIZZA, M. & CASTALDINI, D. 1987. Neotectonic research in applied geomorphological studies. *Z. Geomorphol.*, Suppl., **63**:173-211.
- PAVLIDES, S.B. 1989. Looking for a definition of neotectonics. *Terra Nova*, **1**(3):233-235.
- RICCOMINI, C. 1988. *O rift continental do sudeste do Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 256 p.
- RICCOMINI, C. 1998. *Neotectônica: definições e intervalo de tempo abrangido*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Apostila de aula da Disciplina 044-402 - Neotectônica, 4 p.
- RICCOMINI, C. & CRÓSTA, A.P. 1988. Análise preliminar de lineamentos em imagens de sensores remotos aplicada a prospecção mineral na área dos granitóides Mandira, SP. *Bol. IG-USP*, Série Científica, **19**:23-37.
- RICCOMINI, C.; PELOGGIA, J.C.L.; SALONI, M.W.K.; FIGUEIRA, R.M. 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *J. S. Am. Earth. Sci.*, **2**(2):191-197.
- RODRIGUEZ, S.K. 1993. *Neotectônica e sedimentação quaternária na região da "Volta Grande" do Rio Xingu, Altamira, Pará*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de mestrado, 160 p.
- SAADI, A. 1991. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais*. Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Tese para cargo de Professor Titular, 285 p.
- SALVADOR, E.D. 1994. *Análise neotectônica da região do Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ)*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 129 p.
- SANTOS, M. 1999. *Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a Bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutoramento, v. 1, 134 p.
- SÍGOLO, J.B. 1988. *As formações bauxíticas lateríticas do Maciço Alcalino de Passa-Quatro, MG, sua evolução micromorfológica, geoquímica e as implicações do relevo*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 186 p.

- STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P.L. ed. *Continental deformation*. Oxford, Pergamon Press, p. 370-409.
- TROUW, R.A.; RIBEIRO, A.; PACCIULO, F.V.P. 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: CONG. BRAS. GEOL., 38. Camburiú, 1994. *Anais...Camburiú*, SBG, v. 5, p. 2773-2784.
- VITA-FINZI, C. 1986. *Recent earth movements: an introduction to neotectonics*. San Diego, Academic Press, 226 p.
- ZALÁN, P.V. 1986. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(3):245-257.