



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**IMPLANTAÇÃO DE ROTINAS DE CRIAÇÃO DE
MODELOS DIGITAIS DE TERRENO E VISUALIZAÇÃO
CIENTÍFICA EM PC's E ESTAÇÕES GRÁFICAS UNIX
(SISTEMA SOLARIS), EXEMPLO DA FOLHA BAURU
(SF-22-Z-B) ESTADO DE SÃO PAULO.**

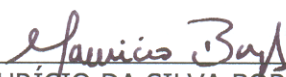
TESE APRESENTADA POR

LEONARDO BRASIL FELIPE

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em
Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: **07 / 07 / 2003**

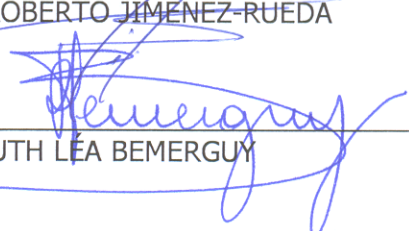
Comitê de Tese:



MAURÍCIO DA SILVA BORGES (Orientador)



JAIRO ROBERTO JIMENEZ-RUEDA



RUTH LEA BEMERGUY

Belém

Aos meus pais Felipe e Clélia, pela total dedicação ao longo de minha vida; ao meu irmão Vinícius e à Marta pelo apoio, amor e carinho.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de externar os meus mais sinceros agradecimentos aos que contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho, especialmente:

A Universidade Federal do Pará, ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica;

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão da bolsa de mestrado durante 15 meses;

A Universidade Estadual Paulista – UNESP de Rio Claro, pelo convênio de pesquisa e apoio de laboratório;

Ao Prof. Dr. Maurício da Silva Borges, por toda a orientação e amizade, paciência e dedicação;

A Prof. Dra. Ruth Léa Bemerguy e Prof. Dr. João Batista Sena Costa, por toda a sua paciência e sabedoria e competência;

Ao Prof. Dr. Jairo Roberto Jimenez-Rueda e Prof. Clauzionor Lima da Silva (Barata), pelos ensinamentos, pelas indispensáveis discussões no campo e apoio por todo o Estado de São Paulo;

Ao Prof. Dr. Hans Dirk Ebert, pelo apoio e pela paciência na computação gráfica do Laboratório de Geo-Modelagem – IG/UNESP, e aos bolsistas Vandrê, Luciano e Biotita;

Ao Prof. Dr. Norberto Morales pelas discussões sobre a geologia local na UNESP-RC.

Ao Centro Federal de Educação Tecnológica, por permitir algumas ausências para a confecção desta dissertação; aos professores do Departamento de Geomática: Andréa Valente, Andréa Costa e Ricardo Fialho, pelo companheirismo e auxílio durante o trabalho.

Ao Geól. Antônio C. Pina, pelo apoio e amizade na Cidade de Rio Claro – SP, bem como para todos os companheiros da república “Livrância” de Rio Claro.

Aos amigos do COMAP: Msc. Adilson Soares, Msc. Luciana Cavalcante, Msc. Osmar Guedes Jr., Msc. Revelino Caldas e Geól. Alex, Msc. Antônio Roberto (PETROBRAS);

Aos amigos do CPGG: Allan C. Brunelli, Alex Sardinha, Waldimey Calado e Homero Melo Jr. Em especial, e ao amigo Luciano Moreira (IMAZON).

Aos professores e amigos da Universidade Federal do Pará.

A todos que participaram de alguma forma para a elaboração desta dissertação e aos meus primos e amigos.

E à DEUS, principalmente pela saúde!

"Os homens em geral formam as suas opiniões guiando-se antes pela vista do
que pelo tato; pois todos sabem ver, mas poucos sabem sentir.
Cada qual vê o que parecemos ser; poucos sentem o que realmente somos"

Nicolau Maquiavel - O Príncipe, cap. XVIII

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	3
1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA	4
1.2 OBJETIVOS	5
1.3 ATIVIDADES E MÉTODOS	6
1.3.1 Digitalização dos Dados Altimétricos	7
1.3.2 Criação de dados tipo xyz (.dat)	8
1.3.3 Interpolação dos dados para a criação de uma malha regular (Grid)	8
1.3.4 Criação de superfícies 3D através da triangulação dos dados	9
1.3.5 Preparação de mapas temáticos para a sobreposição nos MDT's	10
1.3.6 Criação de arquivos Raster para sobreposição aos MDT's	11
1.3.7 Construção dos MDT's com sobreposição de mapas temáticos em PC's, utilizando o programa SURFER (ambiente Windows)	11
1.3.8 Geração dos MDT's com sobreposição de Mapas Temáticos em Estações Gráficas 3D,utilizando o programa Geo3View (ambiente Sun-Solaris)	22
1.4 ASPECTOS TEÓRICOS DA GEOMORFOLOGIA MATEMÁTICA	26
1.4.1 Introdução	26
1.4.2 Modelagem	29
1.4.2.1 Modelos de Grade	30
1.4.2.1.1 Modelos de Grade Regular	30
1.4.2.1.2 Modelos de Grade Irregular	31
1.4.2.1.3 Grade Regular X Grade Irregular	31
1.4.3 Principais Métodos de Interpolação	33
1.4.3.1 <i>Kriging</i>	33
1.4.3.2 Distância Inversa à Potência (<i>Inverse Distance to a Power</i>)	35
1.4.3.3 Mínima Curvatura	37
1.4.3.4 Função Radial da Base (<i>Radial Basis Function</i>)	39
1.4.3.5 Outros métodos de interpolação	40
2 A PAISAGEM	41

3 ASPECTOS GEOLÓGICOS	43
3.1 GENERALIDADES	43
3.2 GRUPO SÃO BENTO	44
3.2.1 Formação Pirambóia	44
3.2.2 Formação Botucatu	44
3.2.3 Formação Serra Geral	45
3.3 GRUPO BAURU	46
3.3.1 Formação Marília	47
3.3.2 Formação Itaqueri	47
3.3.3 Formação Adamantina	48
3.4 DEPÓSITOS ALUVIONARES	48
4 PRINCÍPIOS DA GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA	50
4.1 INTRODUÇÃO	50
4.1.1 Neotectônica	50
4.1.2 Aquisição de Dados Neotectônicos (Aspectos Metodológicos)	52
4.2 CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS ESTRUTURAS NEOTECTÔNICAS	55
4.2.1 Falhas Neotectônicas	59
4.2.2 Juntas Neotectônicas	61
4.3 A NEOTECTÔNICA DO BRASIL	62
4.4 A NEOTECTÔNICA DO SUDESTE DO BRASIL	64
4.5 GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA	67
4.5.1 Aspectos Tectônicos do Relevo	70
4.5.2 Aspectos Tectônicos da Drenagem	70
4.5.2.1 Tipos de Drenagem	71
4.5.2.2 Propriedades da Rede de Drenagem	71
4.6 GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA LOCAL	74
4.6.1 Aspectos Tectônicos do Relevo na Folha Bauru	74
4.6.2 Aspectos Tectônicos da Rede de Drenagem na Folha Bauru	79
5 CONCLUSÕES	81
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	84

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Figura 1.1 - Localização da área (Folha Bauru / SF-22-Z-B).	5
Figura 1.2 - Folha Bauru (SF-22-Z-B), com escala de 1:250.000 “escanerizada” em equipamento scanner de rolo e salva no formato .tif, com resolução de 300 dpi.	7
Figura 1.3 - Malha vazada (<i>wireframe</i>) para visualização prévia do MDT. O Método de interpolação utilizado é o Kriging.	9
Figura 1.4 - Mapa geológico realçado como arquivo <i>raster</i> de figura (contatos geológicos, contornos urbanos e drenagem), em formato .tga para sobreposição no MDT.	10
Figura 1.5 - Carregando o arquivo .dat no Surfer.	11
Figura 1.6 - Seleção do método de interpolação no arquivo.	12
Figura 1.7 - Após a geração do Grid, seleciona-se o comando MAP / Wireframe.	13
Figura 1.8 - Malha Triangular Vazada (Wireframe).	13
Figura 1.9 - Criando uma nova superfície 3D.	14
Figura 1.10 - Modelo gerado pelo método <i>Kriging</i> . Notar o exagero vertical.	15
Figura 1.11 - Propriedades da superfície 3D. Notar o valor padrão do exagero vertical.	16
Figura 1.12 - Modelo Digital de Terreno da Folha Bauru, interpolado pelo método <i>Kriging</i> .	17
Figura 1.13 - Selecionando mapa temático para sobreposição no MDT.	18
Figura 1.14 - Ilustração do procedimento de sobreposição do mapa temático (Geologia + Drenagem + Contornos Municipais) em um MDT.	19
Figura 1.15 - Para que o Mapa Temático seja sobreposto ao modelo, deve-se indicar os limites X e Y do MDT, na opção de <i>Map Base Properties</i> .	20
Figura 1.16 - Procedimento para sobrepor os dois gráficos (MDT + Mapa Temático).	21
Figura 1.17 - Modelo Digital de Terreno. Visada NE (Perspectiva 45°).	22
Figura 1.18 - Modelo Digital de Terreno da Folha Bauru (sombreamento tipo <i>smooth</i>).	25

Figura 1.19 – MDT com sobreposição de dados geológicos e hidrológicos.	26
Figura 1.20 - Modelo de grade regular retangular (à esquerda) e modelo de grade irregular triangular (à direita). Fonte: Felgueiras 2000.	30
Figura 1.21 - MDT da Folha Bauru interpolada pelo método da kriging.	35
Figura 1.22 - MDT da Folha Bauru, interpolada pelo método "Distância Inversa à Potência"	37
Figura 1.23 - Folha Bauru interpolada pelo método Mínima Curvatura.	38
Figura 2.1 - Províncias Geomorfológicas do Estado de São Paulo.	41
Figura 3.1 - Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná existente na Região de Bauru (Modificado de IPT, 1981).	43
Figura 3.2 - Mapa geológico da Região de Bauru (modificado de Schobberhaus 2000).	49
Figura 4.1 - Contraste entre escala de tempo em relação aos tipos de abordagem de investigação em neotectônica (Fonte: Stewart & Hancock, 1994 adap. por Bemerguy, 1997).	53
Figura 4.2 - Exemplos de Sistemas Extensionais (Fonte: Borges 2000).	56
Figura 4.3 - Exemplos de sistemas compressionais (Fonte: Borges 2000)	57
Figura 4.4 - Exemplos de Sistemas de Compressão tipo Flor positiva e negativa (Fonte: Borges, 2000).	58
Figura 4.5 - Exemplos de Sistemas Transcorrentes (Fonte: Borges 2000).	58
Figura 4.6 - (a) Mapa de fraturas associadas ao terremoto em Dasht -e- Bayaz (Irã) de 1968, ressaltando o caráter descontínuo da superfície de falha. (b) Detalhe demonstrando a invariabilidade do padrão das rupturas, com encurvamentos (FB) ocorrendo ao longo de falhas em escalas contrastantes (Fonte: Stewart & Hancock, 1994).	60
Figura 4.7 - Sistemas característicos de juntas neotectônicas. (a) Conjunto simples de juntas sistemáticas verticais de extensão ligado por juntas não sistemáticas. (b) Espectro de juntas verticais de extensão e juntas híbridas íngremes ligado por juntas não sistemáticas. (c) Espectro de juntas verticais de extensão e juntas híbridas ligado por juntas não sistemáticas. SH – Maior tensão horizontal, Sh – Menor tensão horizontal. (Fonte: Stewart & Hancock, 1994).	62

Figura 4.8 - Exemplos de densidade de rede de drenagem	72
Figura 4.9 - Exemplos de Sinuosidade de drenagem	72
Figura 4.10 - Exemplos de Angularidade da rede de drenagem	73
Figura 4.11 - Exemplos de Tropicidade de Drenagem.	73
Figura 4.12 - Exemplo de Assimetria de drenagem	74
Figura 4.13 - Exemplos de Formas Anômalas da drenagem	74
Figura 4.14 - Bloco diagrama com visada orientada para NE. São visualizados os vários níveis hipsométricos para a Folha Bauru (SP) e a distribuição espacial das mesmas. S1, S2 e S3 são níveis summitais	75
Figura 4.15 - Detalhe do bloco anterior apresentando a forte tropia unidirecional para o nível S1 e suas ligeiras mudanças de trajetória.	76
Figura 4.16 – Blocos diagrama da Folha Bauru, com “merge” de dados oriundos da rede de drenagem e da litoestratigrafia, sobre uma base de relevo gerado por simulação numérica.	77-78
Figura 4.17 - Distribuição da rede de drenagem da Folha Bauru	79
Figura 4.18 – Lineamentos de drenagem da Folha Bauru.	80

TABELAS

Tabela 1.1: Comparação entre os modelos de grade em MDT's.	33
Tabela 3.1: Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná existente na região de Bauru (Modificado de IPT, 1981).	43
Tabela 4.1 - Técnicas de aquisição de dados neotectônicos locais e regionais (Adaptado de Stewart & Hancock, 1994).	54
Tabela 4.2: Exemplos de indicadores geomorfológicos da atividade neotectônica (Fonte: Cooke, 1990).	69

RESUMO

Este trabalho refere-se a implementação de rotinas computacionais para a geração de Modelos Digitais de Terreno, com sobreposição de mapas temáticos, com o intuito de ajudar, sobretudo, nas interpretações sobre a morfotectônica, sedimentação, morfogênese, estrutural, geológicas e geomorfológicas em geral, ainda pouco utilizado.

A metodologia empregada nessa dissertação envolve as técnicas já consagradas para geração de simulações numéricas de terreno, com sobreposição de dados temáticos georreferenciados, aplicados com frequência no Laboratório de Geo-Modelagem 3D, do Instituto de Geociências da UNESP, pólo de Rio Claro, construídos em Estações gráficas 3D, com sistema Solaris. E também, procura demonstrar que é possível a criação de modelos topográficos tridimensionais em PC's comuns, utilizando um *software* de fácil acesso e baixo custo, confeccionados pelo COMAP (Laboratório de Computação Aplicada às Geociências), do Centro de Geociências, da Universidade Federal do Pará.

Através do estudo da rede de drenagem e dos lineamentos principais (obtidos através da drenagem), também observados e comparados em produtos de sensores remotos, demonstram uma tectônica ativa durante o período Quaternário. Deste modo, existe uma forte correlação entre os principais lineamentos com as formas de relevo e com a drenagem, indicando processos morfoestruturais e também morfotectônicos.

ABSTRACT

This work refers to an implementation of computational routines for Digital Terrain Models (DTM) generation, with thematic maps overlaps, intensions to help in any interpretation of morphotectonics, sediment logics, structural, geological and geomorphologic studies, still less used.

The methodology used in this work involves numerical the consecrated technical for generate simulations of land, with thematic dataset. Frequently applied on LGM – Laboratório de Geo-Modelagem 3D, in Geoscience's Institute, UNESP, Rio Claro-SP, using a graphic stations 3D, with Solaris system. And attempt to demonstrate that is possible create DMT's using common PC's, an easy access and low cost software confectioned on COMAP (Laboratório de Computação Aplicada às Geociências), Geoscience's Center, Universidade Federal do Pará.

Through the study of drainage network and the main lineaments, observed and compared in products of remotes sensing, demonstrates an active tectonics during Quaternary. In this way, exists a fort correlations enters the main lineaments and the relief forms and the draining, indicating morphotectonics and morphostructurals processes too.

1 INTRODUÇÃO

O arcabouço neotectônico do sudeste do país é palco de plena atividade de pesquisa, graças aos estudos científicos de diversos pesquisadores. Destaca-se o convênio entre a Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP) e a Universidade Federal do Pará (UFPA), que vêm desenvolvendo trabalhos importantes para o entendimento estrutural e morfotectônico da região, formando no Sudeste várias dezenas de mestres e doutores, contribuindo assim para o avanço do entendimento da Neotectônica da Plataforma Sul-Americana e Cinturão Andino.

Os avanços tecnológicos alcançados nos últimos tempos, principalmente na área de informática, têm fornecido subsídios importantes para a investigação da expressão tridimensional dos elementos superficiais da paisagem a nível global. Tal acontecimento, decorre em razão de modelos 3D permitirem uma célere análise dos elementos morfológicos e tipos de relevo (Ebert *et al.* 2000).

A construção de modelos topográficos tridimensionais, com representação simultânea de mapas fisiográficos, geológicos e estruturais, têm permitido um avanço importante para análises científicas de geomorfologia matemática. A visualização simultânea de dados fisiográficos e geológicos em Modelos Digitais de Terreno, adquiridos por meios de diferentes ângulos de iluminação e observação, permitem a representação e análise realística de dados em investigações geológicas e geomorfológicas. Alguns *softwares* baseados em plataforma PC já permitem a construção de MDT's com sobreposição de mapas temáticos, como é o caso do Surfer8®.

A técnica de modelagem de terreno, aliada ao processamento digital de imagens de sensoriamento remoto, permite uma precisão nos mapeamentos geológicos/estruturais bastante satisfatórios, bem como o traçado com exatidão da rede de drenagem, porções antrópicas (estradas, barragens, municípios, vilas, etc.) e lineamentos estruturais.

A integração de dados geológicos e aqueles da geomorfologia matemática (Modelos Digitais de Terreno), entre outros, constitui uma poderosa e importante

ferramenta de estudos geomorfológicos e neotectônicos, ainda pouco desenvolvidos no Brasil.

Essa linha de investigação envolve procedimentos clássicos de estudos morfo-neotectônicos e geológicos básicos, bem como a interpretação de produtos de sensores remotos.

Na atualidade, o COMAP (Laboratório de Computação Aplicada às Geociências – CG/UFGA), sob coordenação do Prof. Dr. Maurício da Silva Borges, está equipado com tecnologia de informática e pesquisadores habilitados para trabalhar com simulação numérica de terreno, na qual vem se destacando com essa técnica desde a metade da década de 90. É importante ressaltar que atualmente, o laboratório em destaque no país para tratamento e simulação numérica de dados topográficos encontra-se situado na Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP) – pólo Rio Claro, denominado Laboratório de Geo-Modelagem, sob coordenação do Prof. Dr. Hans Dirk Ebert. Um importante sistema, desenvolvido por esse laboratório, em cooperação com pesquisadores da Alemanha, chamado Geo3View, possui poderosas ferramentas para construção de MDT's com sobreposição de diversos tipos de dados, com excelente qualidade estética.

1.1 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área estudada compreende a porção Centro Oeste do Estado de São Paulo, na região da cidade de Bauru, localizada no Planalto Ocidental Paulista. Ocupando os paralelos 22° 00' 00" e 23° 00' 00" de latitude sul e 49° 30' 00" e 48° 00' 00" longitude oeste, segundo a Folha SF-22-Z-B (Bauru – IBGE – 1:250.000), abrangendo uma área de 154 km x 110 km, aproximadamente (Figura 1.1).

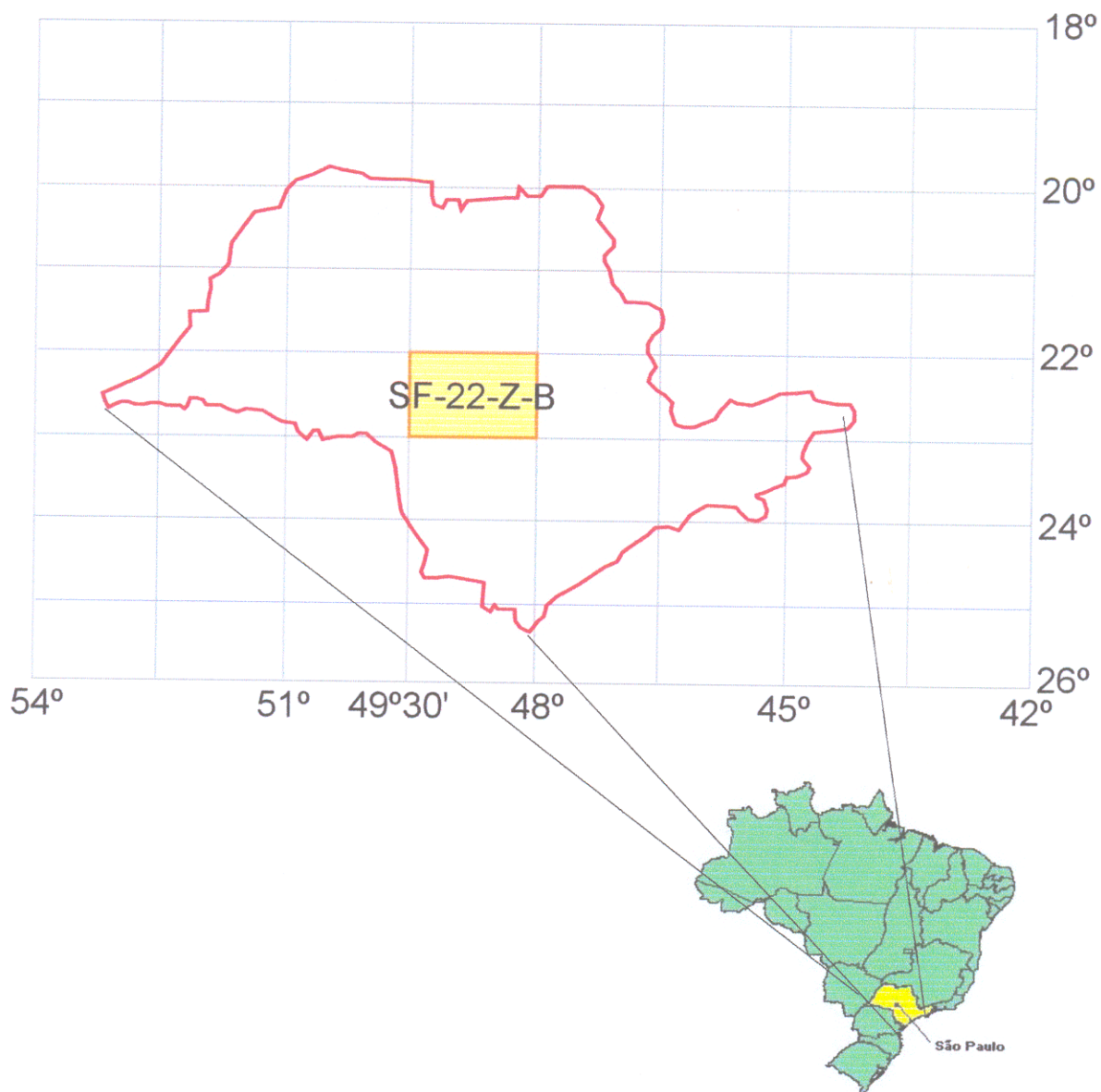


Figura 1.1: Localização da área (Folha Bauru / SF-22-Z-B).

1.2 OBJETIVOS

No âmbito da pesquisa proposta, os principais objetivos a serem alcançados são:

- a. Preparação de mapas temáticos para sobreposição nos MDTs, através da digitalização na tela da Folha Bauru (SF-22-Z-B) em escala de 1:250.000 e do mosaico de imagens de radar do Projeto Radam.

- b. Construção do Modelo Digital de Terreno (MDT) semi-realístico com sobreposição das drenagens, limites municipais, mapa geológico e estrutural em PC's e em Estações Gráficas 3D.
- c. Aplicação das técnicas em investigações morfoestruturais, particularmente em Neotectônica, uma vez que a identificação e caracterização geométrica dos *landforms* tectônicos de primeira ordem é privilegiada por esta técnica digital.

1.3 ATIVIDADES E MÉTODOS

A metodologia utilizada nesta dissertação, une as tecnologias e facilidades dos Computadores Pessoais e poderosas estações gráficas, com a potencialidade da visualização simultânea de dados topográficos, geológicos e de ambientes urbanos, como principal ferramenta para a interpretação nas investigações geológicas e geomorfológicas, particularmente na tectônica cenozóica e no planejamento ambiental e urbano.

As atividades e os métodos de preparação dos mapas temáticos e dos Modelos Digitais de Terreno foram realizados nas dependências do COMAP (Laboratório de Computação Aplicada às Geociências – CG – UFPA) e do LGM 3D (Laboratório de Geo-Modelagem 3D – IG – Unesp/Rio Claro).

Os equipamentos utilizados no Laboratório de Computação Aplicada às Geociências (COMAP-CG/UFPA) correspondem a: PC Celerom 800 MHz, com 256 MB de memória RAM, Monitor 15". Para a "rasterização" da Folha Bauru, foi utilizando um Scanner de rolo em formato A0. Para o processamento dos modelos tridimensionais foi utilizada, no Laboratório de Geomodelagem 3D (LGM3D-IG) da UNESP – Rio Claro, um PC Intel/Pentium 4 1.6 GHz com monitor 17" e uma *workstation* RISC-UNIX, com monitor de 21", ambos para a geração dos modelos tridimensionais utilizados nessa dissertação.

A seguir, será descrito os métodos e *softwares* utilizados para a construção dos Mapas Temáticos e dos MDT's utilizados nessa dissertação.

1.3.1 Digitalização dos dados altimétricos

O passo inicial se deu através da scanerização da Folha Bauru (SF-22-Z-B – Figura 02) em Scanner A0 e georreferenciamento da imagem gerada utilizando o Software SPRING 3.6, utilizando os equipamentos do COMAP (UFPA).

Após esse procedimento, digitalizou-se as curvas de nível em ambiente AutoCAD MAP, através do comando “PLINE”, e pontos avulsos cotados (em coordenadas UTM), através do comando “POINT”, definidas na mesma unidade (km), juntamente com as respectivas cotas, utilizando o comando “ELEV”. Essa etapa de digitalização na tela foi realizada nas dependências do LCG (UNESP).

Para alocar uma imagem georreferenciada (formato Geotiff) no ambiente do **AutoCad Map 2000**, utiliza-se o comando Map > Insert > Image. Com esse procedimento, faz-se uma digitalização de dados “na tela” (em formato vetorial), com projeção cartográfica definida (SAD 69) e, principalmente, elimina-se o uso de mesa digitalizadora.

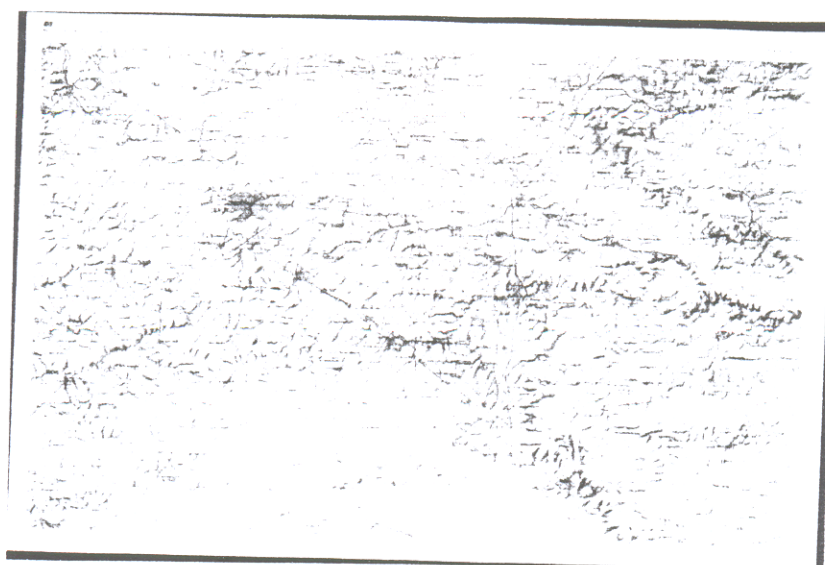


Figura 1.2: Folha Bauru (SF-22-Z-B), com escala de 1:250.000 “escanerizada” em equipamento scanner de rolo e salva no formato .tif, com resolução de 300 dpi.

1.3.2 Criação de dados tipo xyz (.dat)

De acordo com Ebert *et al.* (2000), em ambiente AutoCAD, carrega-se a rotina em Autolisp *Vert14.lsp*, utilizando os comandos Tools / Load Application. Com todas as curvas de nível e cotas avulsas descongeladas (drenagens e outros layers devem estar congelados), digita-se *vert14* na linha de comando. Seleciona-se todas as curvas e pontos avulsos com a opção *all*. Por fim, o programa solicita o nome do arquivo de saída *.dat no qual serão armazenados os dados topográficos em formato x,y,z (ASCII).

Para verificar se a densidade de pontos digitalizados é adequada e, se existem lacunas nas curvas de nível, visualiza-se o arquivo de dados topográficos (*.dat) com o programa **Surfer** no menu *Map/Post*.

Outro procedimento pode ser obtido através do Programa **DXF2XYZ 1.3 – DXF / DWG to XYZ Converter**, efetuou-se a conversão do arquivo no formato .dxf (vetores orientados no espaço obtidos através de digitalização) em um arquivo de dados no formato ASCII (xyz) que será utilizado para interpolação pelo *software Surfer 6.0* (Golden Software). O artifício utilizado para conversão do arquivo no formato .xyz para .dat (formato do Surfer) é simples: bastando renomear o arquivo direto do aplicativo *Windows Explorer*.

1.3.3 Interpolação dos dados para a criação de uma malha regular (grid)

Para a confecção do modelo tridimensional, é adequado (em função da presença de excesso ou defeitos na digitalização ou má distribuição) a interpolação dos dados altimétricos, irregularmente espaçados, para uma malha de dados regularmente espaçada, (grid). No programa **SURFER**, no menu *Grid/Data*, utiliza-se o método do inverso da distância ao quadrado ou da krigagem, e a opção de salvamento nos formatos ASCII XYZ. (*.dat) e GS ASCII (*.grd). As coordenadas dos limites do grid são definidas de acordo com os valores das quatro extremidades da folha topográfica (Xmin, Xmax, Ymin, Ymax), o que permite um preciso ajuste na posterior sobreposição das imagens bidimensionais.

1.3.4 Criação de superfícies 3D através da triangulação dos dados

De acordo com a metodologia de Ebert et al. 2000, o espaçamento do *grid*, fator determinante no detalhamento do modelo topográfico, depende da escala do mapa, do tamanho da área digitalizada, da sua relação comprimento X largura, da densidade de pontos disponíveis e da velocidade de processamento compatível com a performance do computador disponível. Para uma folha topográfica na escala 1:250.000, o espaçamento do *grid* pode ser entre 1 X 1 km, o que corresponde uma malha de 156 x 112 linhas, suficiente para uma análise morfoestrutural e medidas adotadas nos modelos deste trabalho.

A visualização prévia do *grid* em blocos diagrama no programa **SURFER** é estritamente recomendada, uma vez que com esse procedimento, podem ser detectadas falhas eventuais ocorridas durante a digitalização das curvas de nível, que podem comprometer o modelo.

Os MDT's são representados por entidades 3D construídas a partir da interligação de todos os pontos topográficos das malhas regulares ou irregulares. O conjunto triangulado de pontos é referenciado como *wireframe* (malha triangular vazada).

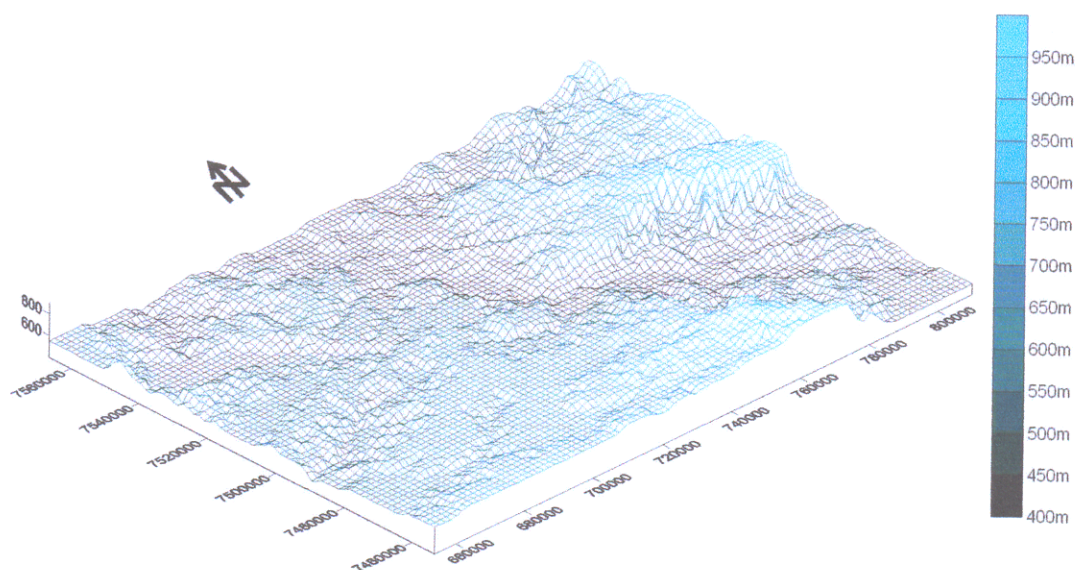


Figura 1.3: Malha vazada (*wireframe*) para visualização prévia do MDT. O Método de interpolação utilizado é o Kriging.

1.3.5 Preparação de mapas temáticos para a sobreposição nos MDT's

Os elementos ou fenômenos geográficos utilizados (drenagem, rodovias, ferrovias, contatos geológicos, contornos municipais e lineamentos estruturais), digitalizados em ambiente AutoCAD, foram devidamente georreferenciados, preferencialmente a partir do mesmo mapa base (Folha Bauru – Esc. 1:250.000), a fim de evitar distorções na sobreposição dos MDT's. Em seguida, os dados georreferenciados foram exportados como um SIG para o ambiente ArcView.

1.3.6 Criação de arquivos raster para sobreposição aos mdt's

Para a sobreposição de informações geológicas sobre o MDT, é necessário a transformação de arquivos vetoriais em arquivos raster, através do programa ArcView 3.2. Com o auxílio da extensão ArcPress, os parâmetros de saída são: formato do arquivo matricial TGA, de 24 bits (16 milhões de cores), compactado, com resolução de 2000 x 2000 para uma melhor qualidade das imagens (Figura 1.4).

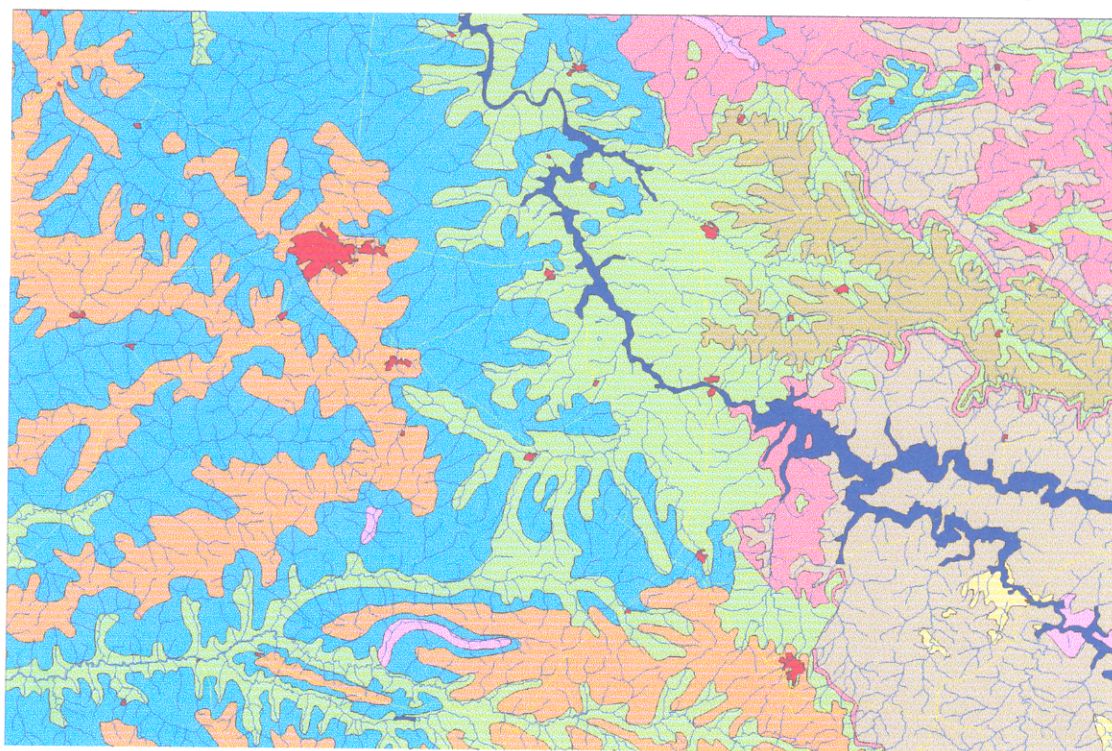


Figura 1.4: Mapa geológico realçado como arquivo *raster* de figura (contatos geológicos, contornos urbanos e drenagem), em formato .tga para sobreposição no MDT.

1.3.7 Construção dos mdt's com sobreposição de mapas temáticos em PC's, utilizando o programa SURFER (ambiente windows).

Existem vários softwares no mercado que permitem a construção de Modelos Digitais de Terreno. Uma opção bastante adequada para a geração de tais modelos é o programa SURFER 8 (Goldensoftware) desenvolvido para ambiente Windows. A seguir, uma descrição da metodologia para a geração de MDT's com sobreposição de mapas temáticos utilizando este software.

Com auxílio do programa SURFER 8®, os MDT's com sobreposição dos mapas temáticos podem ser gerados facilmente, utilizando-se diversos métodos de interpolação. Após a transformação do arquivo vetorial .dxf, em arquivo (xyz) ASCII .dat, com auxílio do programa DXF2XYZ ver.1.3, carrega-se o arquivo gerado no menu *Grid / Data* do Surfer (Figura 1.5). Uma caixa de diálogo se abre, permitindo a entrada com as informações de interpolação.

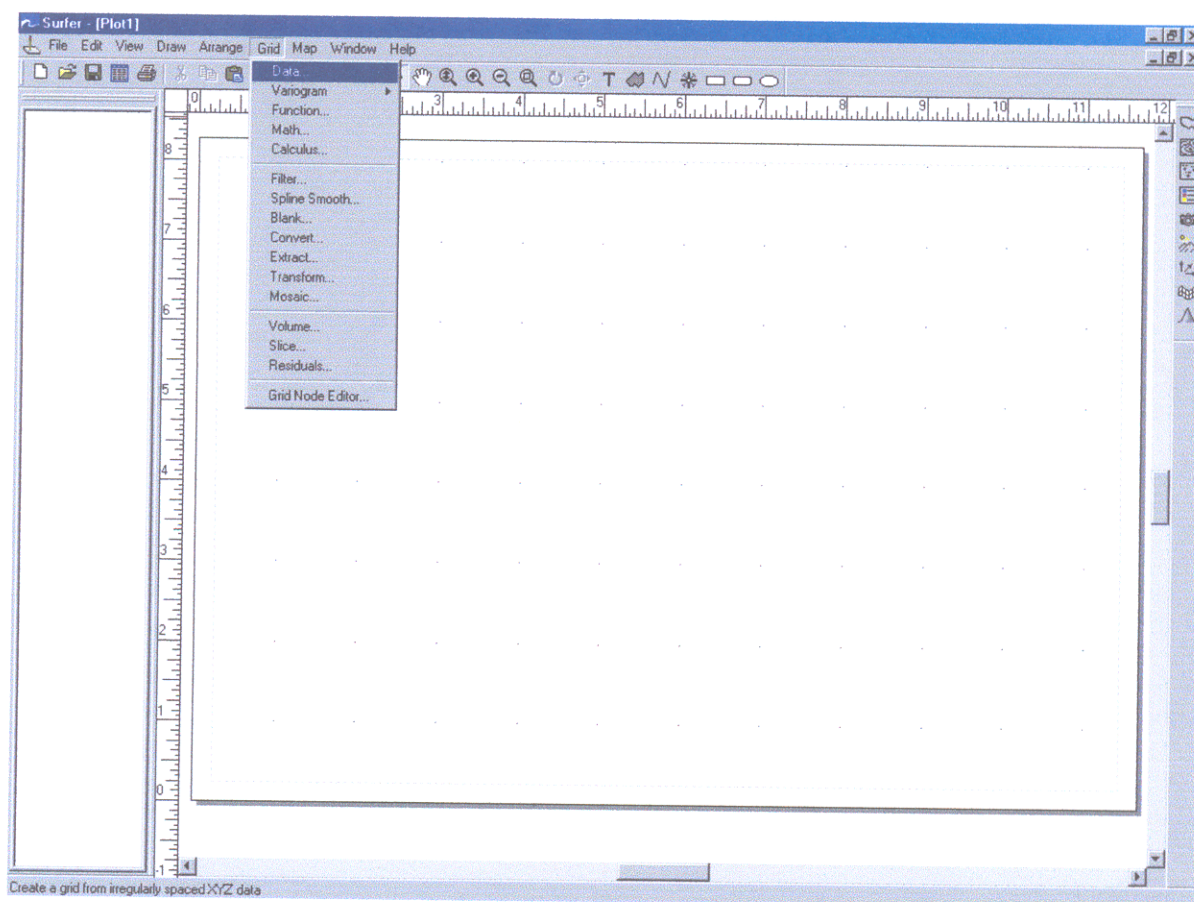


Figura 1.5: Carregando o arquivo .dat no Surfer.

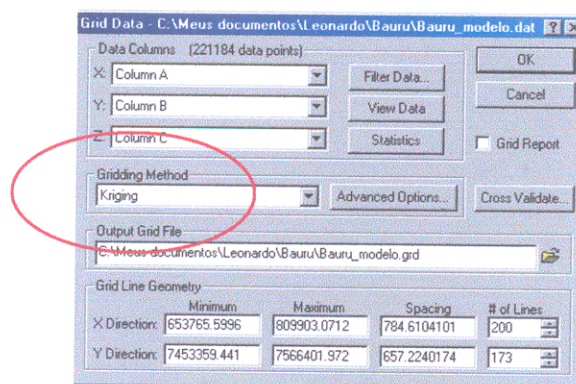


Figura 1.6: Seleção do método de interpolação no arquivo.

Após a geração do Grid, a visualização na malha triangular vazada (*Wireframe*), poderá mostrar possíveis erros na entrada de dados.

É importante ressaltar que, quanto mais curvas de níveis e pontos cotados forem digitalizados, melhor será a qualidade do MDT a ser gerado, porém, maior será o tempo de processamento durante a interpolação, consumindo muita memória virtual do Micro-Computador. Por isso, um PC com processador de 800 Mhz e com 128 MB de memória RAM leva em média 2 minutos. Esse tempo é relativo, dependendo da velocidade de cada equipamento.

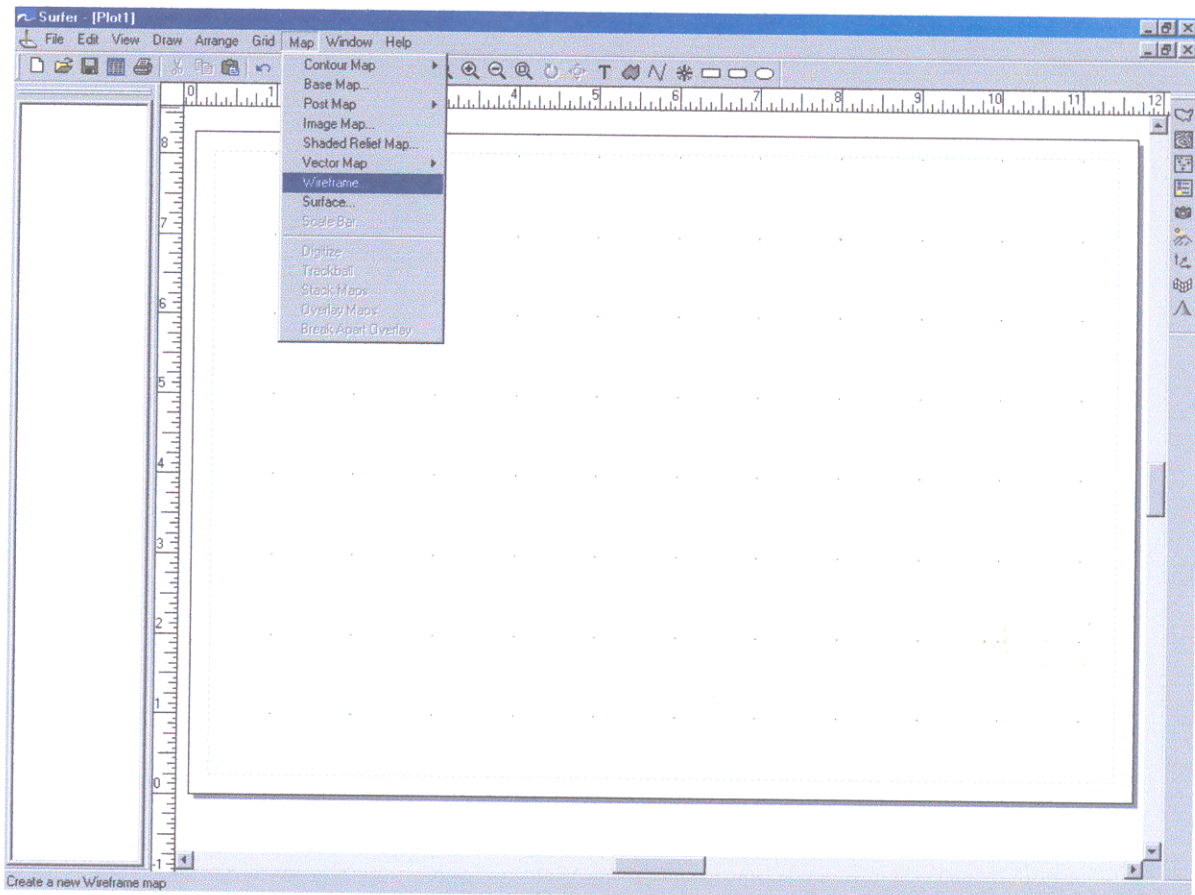


Figura 1.7: Após a geração do Grid, seleciona-se o comando MAP / Wireframe.

O resultado desse procedimento mostra uma superfície tridimensional vetorial (Malha Triangular Vazada).

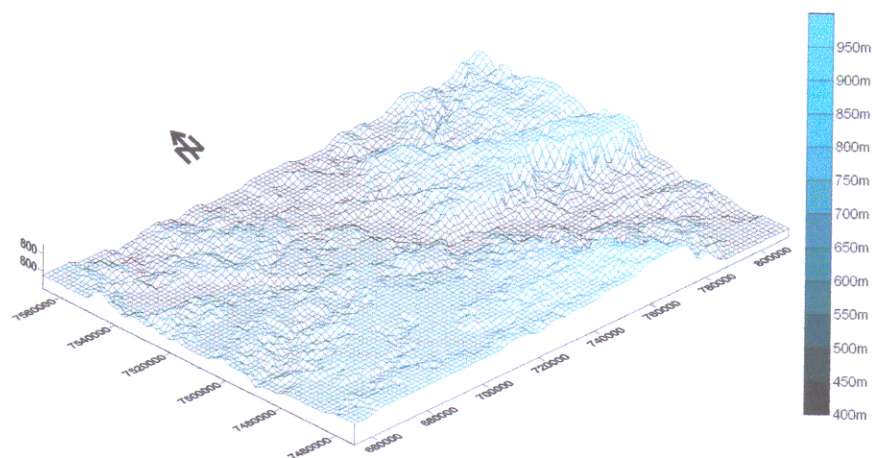


Figura 1.8: Malha Triangular Vazada (Wireframe).

Esse procedimento é importante para uma visualização prévia do modelo a ser gerado. Uma vez confirmado que os dados se apresentam sem falhas ou defeitos de amostragem, seleciona-se no Surfer o menu *Map / Surface*, para a geração do MDT colorido, onde a diferenciação de cores indica a elevação do relevo.

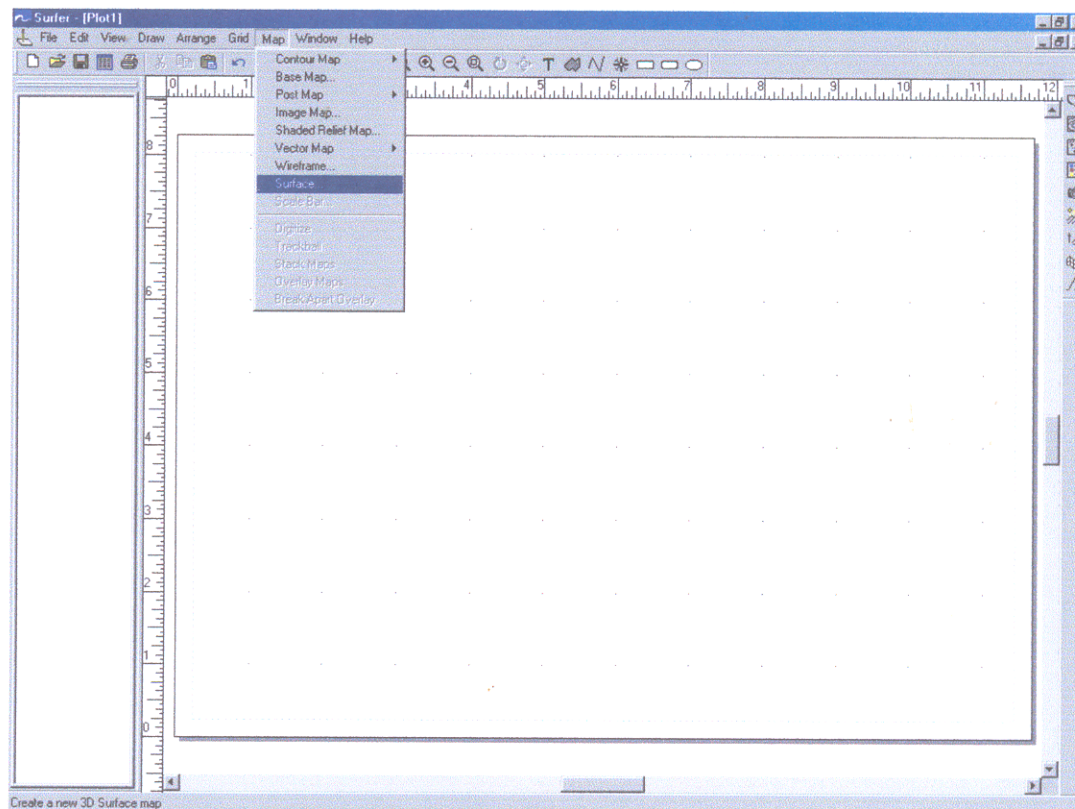


Figura 1.9: Criando uma nova superfície 3D.

O Modelo Digital de Terreno será gerado seguindo os padrões do Software.

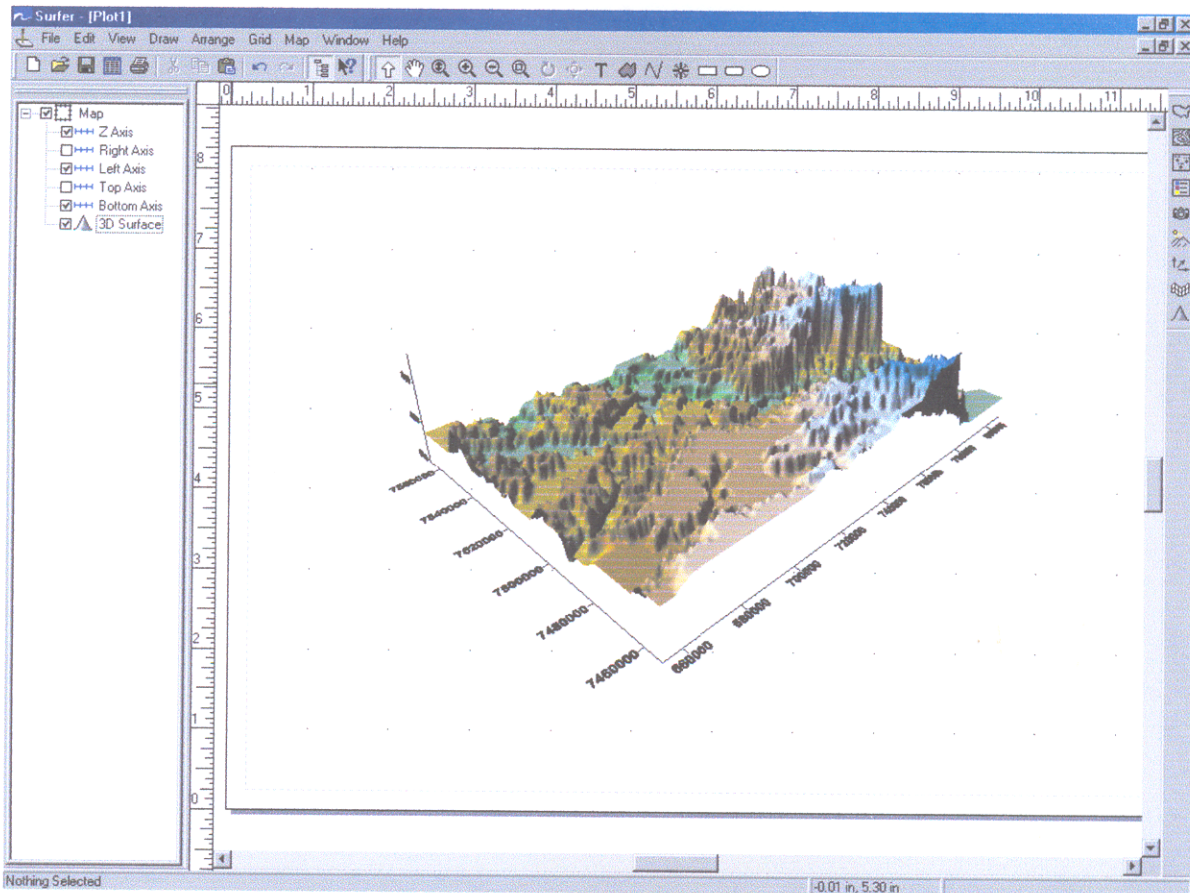


Figura 1.10: Modelo gerado pelo método da Kriging. Notar o exagero vertical.

Nessa etapa, para melhorar a visualização do MDT deve-se alterar a escala vertical. O procedimento é simples, bastando executar um 'duplo-clique' no modelo e modificar na ferramenta "scale" alterando o valor padrão para 1200. Ver figura a seguir.

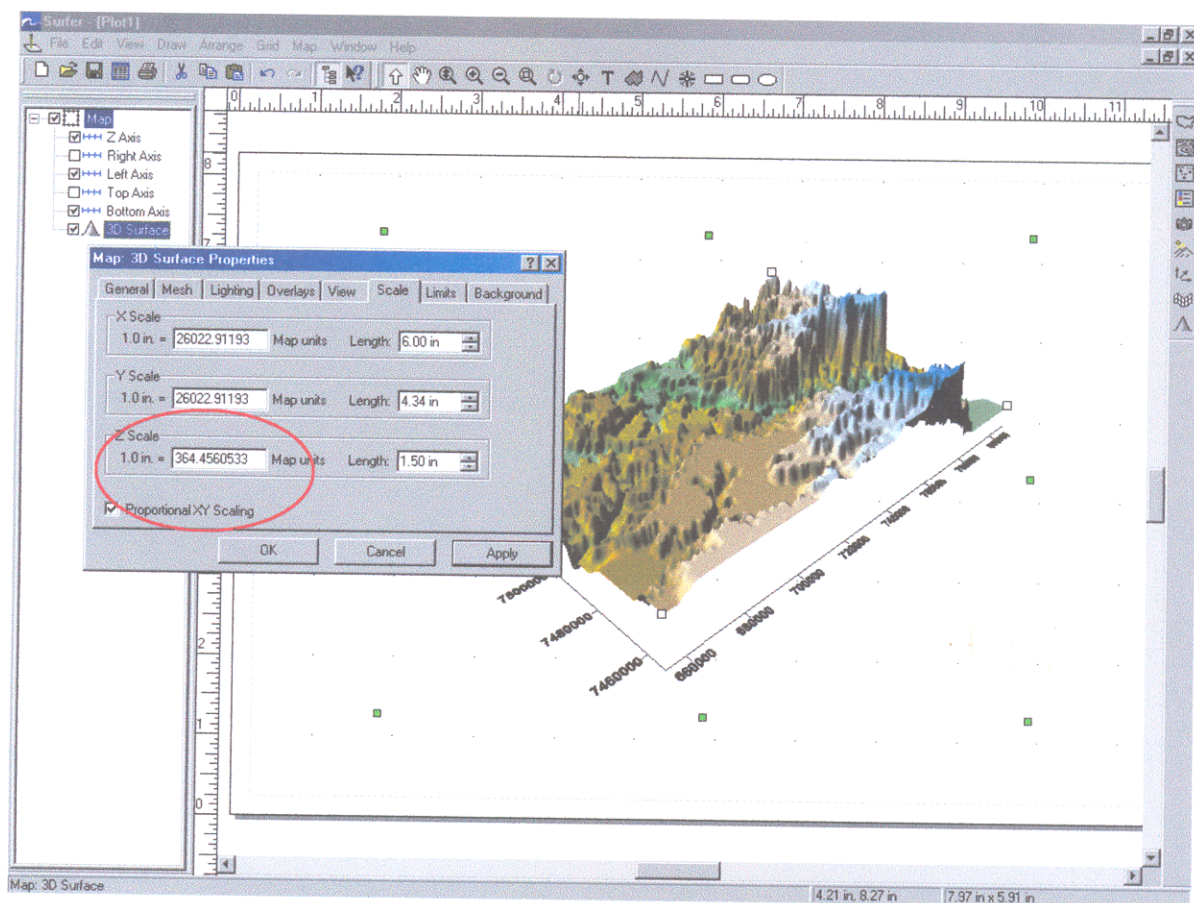


Figura 1.11: Propriedades da superfície 3D. Notar o valor padrão do exagero vertical.

O resultado desse procedimento mostra um MDT com um relevo mais suavizado e com excelente resolução.

Borges *et al.* (1997) utilizando o mesmo software, porém em uma versão anterior, descrevem em seu trabalho essa medida de comprimento no valor Z, representado pelo valor 0,50, na caixa de *Length* (comprimento) para a construção e suavização do relevo.

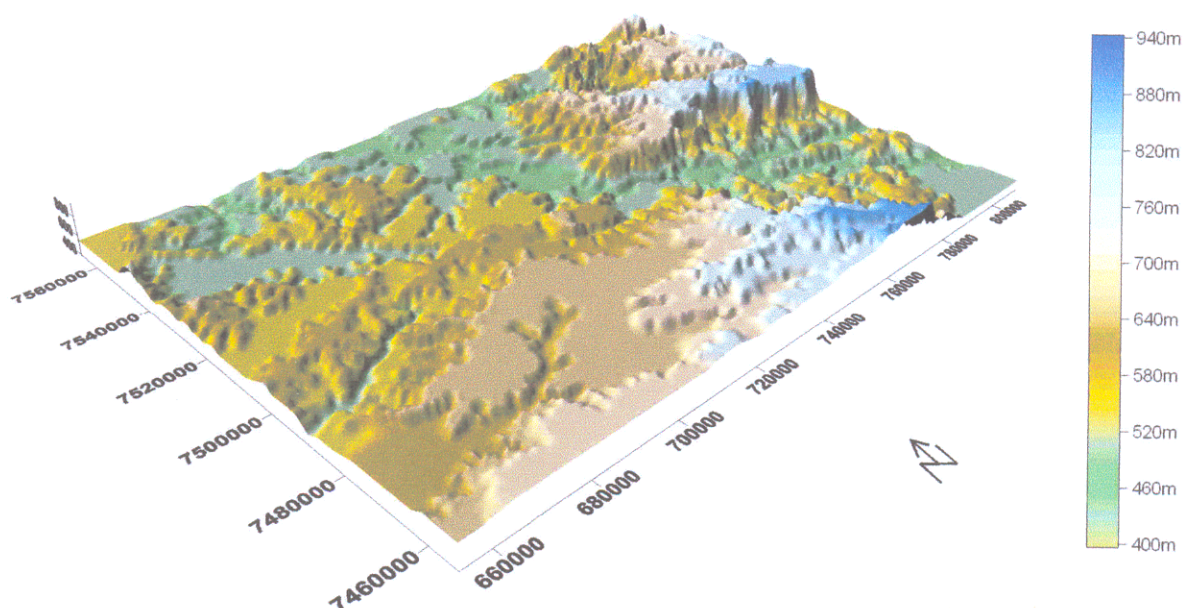


Figura 1.12: Modelo Digital de Terreno da Folha Bauru, interpolado pelo método do Kriging.

Essa etapa finaliza a geração do MDT, porém ainda deve-se atentar para as condições gerais da figura gerada. No Surfer pode-se facilmente rotacionar o modelo para uma visualização em qualquer direção de visada, facilitando a visão do modelo para a interpretação morfo-tectônica.

A última etapa para criação do MDT com sobreposição dos mapas temáticos finaliza a metodologia. O procedimento pode ser realizado adotando-se o menu *Map / Base Map* (Figura 1.13). Pode-se lançar mão de quaisquer figura com todo tipo de extensão (.jpg, .bmp, .tif, .tga, etc...) ou, mesmo os arquivos em formato .dxf, gerados pela digitalização em ambiente AutoCad Map.

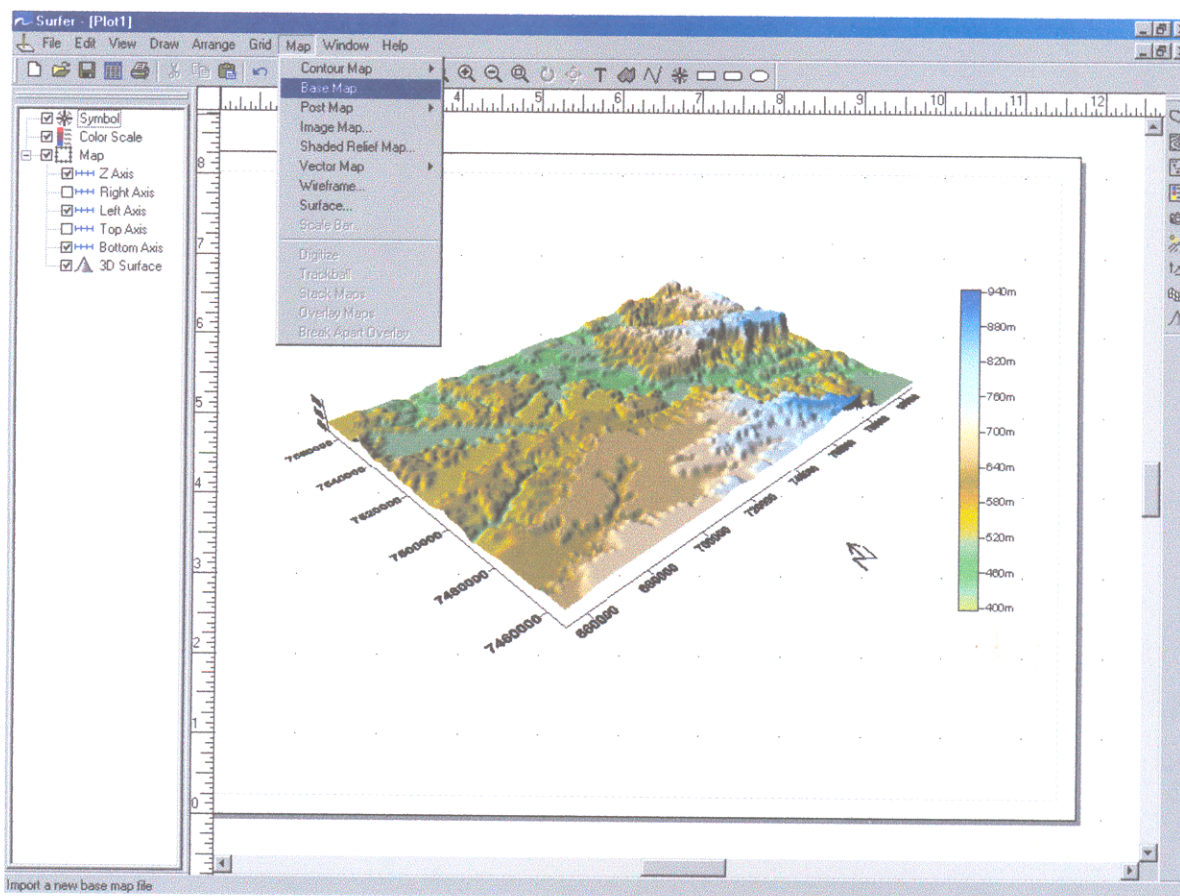


Figura 1.13: Selecionando mapa temático para sobreposição no MDT.

Após esse procedimento, surgirá uma caixa de diálogo para importação do arquivo de figura (Mapa Temático) a ser sobreposto ao MDT. A figura a seguir ilustra o procedimento.

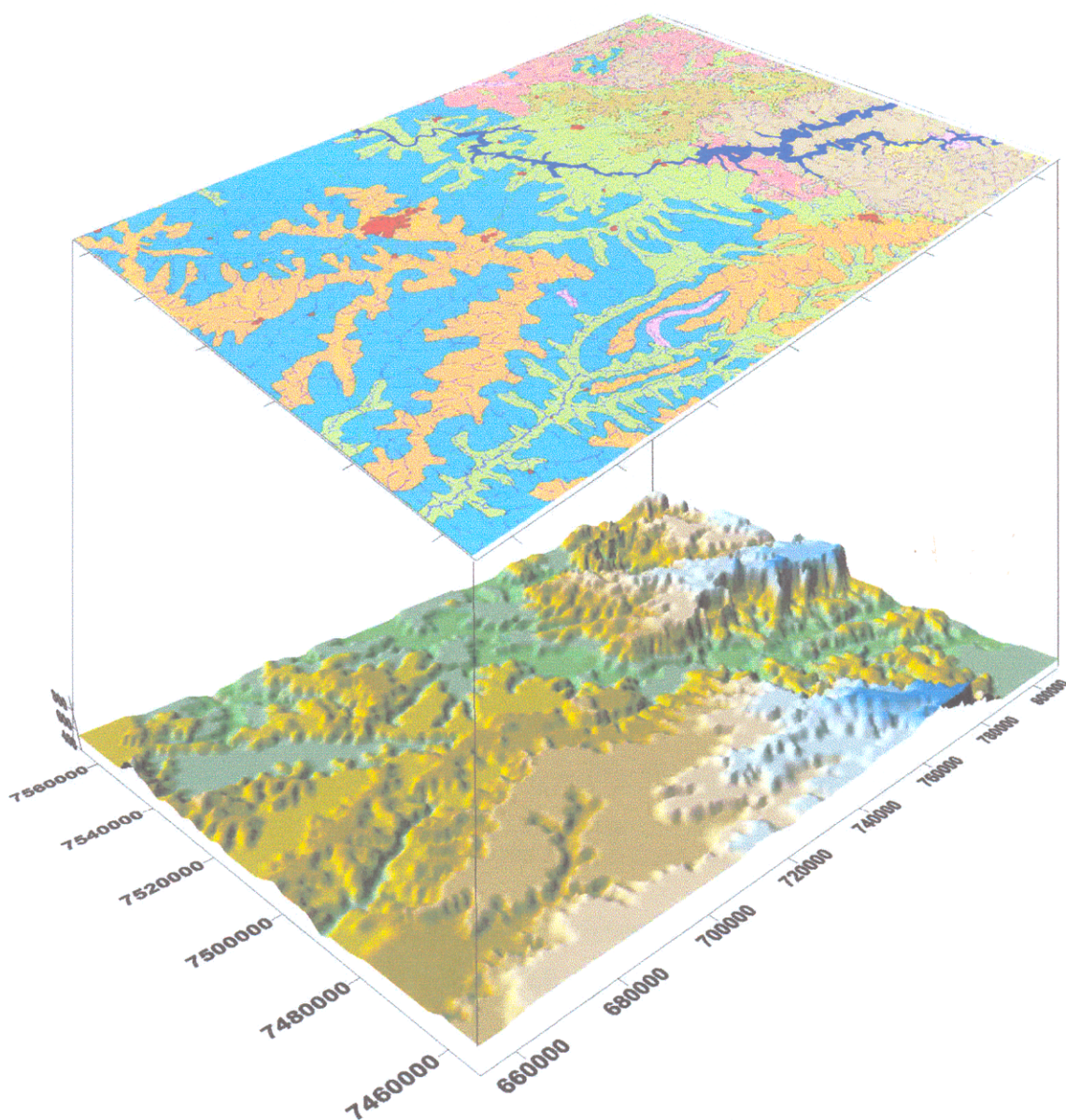


Figura 1.14: Ilustração do procedimento de sobreposição do mapa temático (Geologia + Drenagem + Contornos Municipais) em um MDT.

Porém, para que o mapa temático que seja sobreposto esteja pronto para tal procedimento, o arquivo de figura deve contar as informações dos limites do MDT, sob pena do processo não ser realizado.

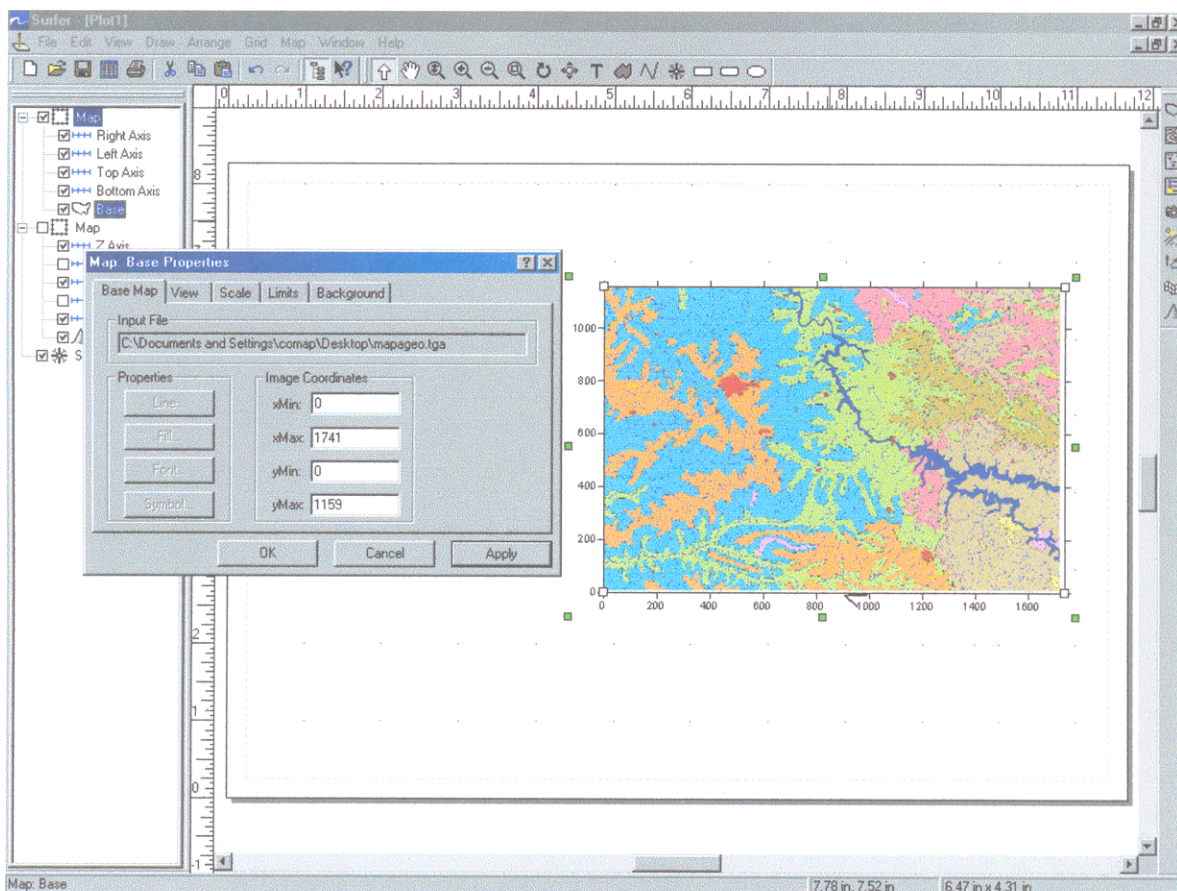


Figura 1.15: Para que o Mapa Temático seja sobreposto ao modelo, deve-se indicar os limites X e Y do MDT, na opção de *Map Base Properties*.

Após indicar os valores dos limites do MDT no Mapa Temático, seleciona-se os dois gráficos (Mapa Temático + MDT), e utiliza-se o menu *Map / Overlay Maps*. (Figura 1.15).

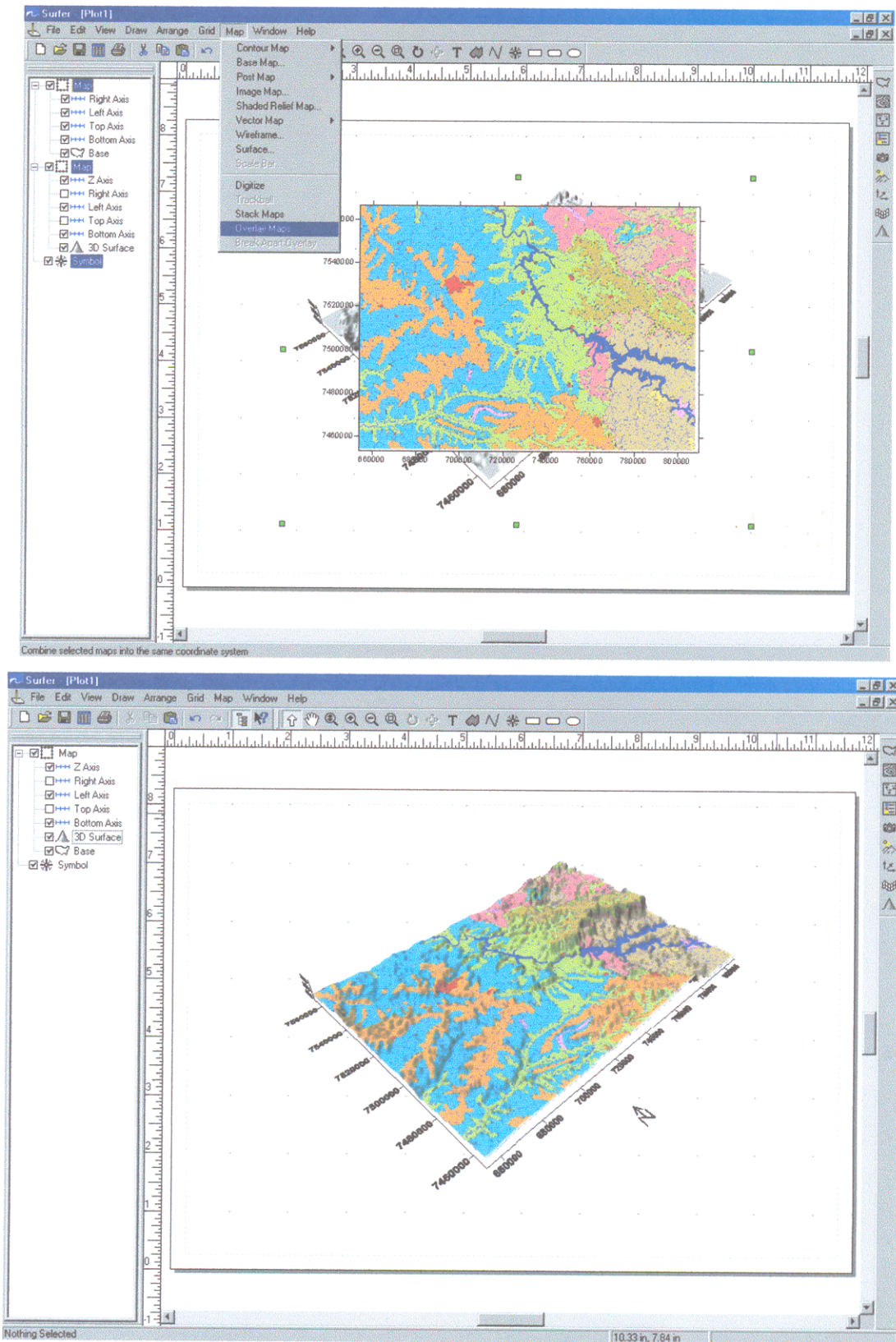


Figura 1.16: Procedimento para sobrepor os dois gráficos (MDT + Mapa Temático).

O resultado será um MDT, com sobreposição de um Mapa Temático.

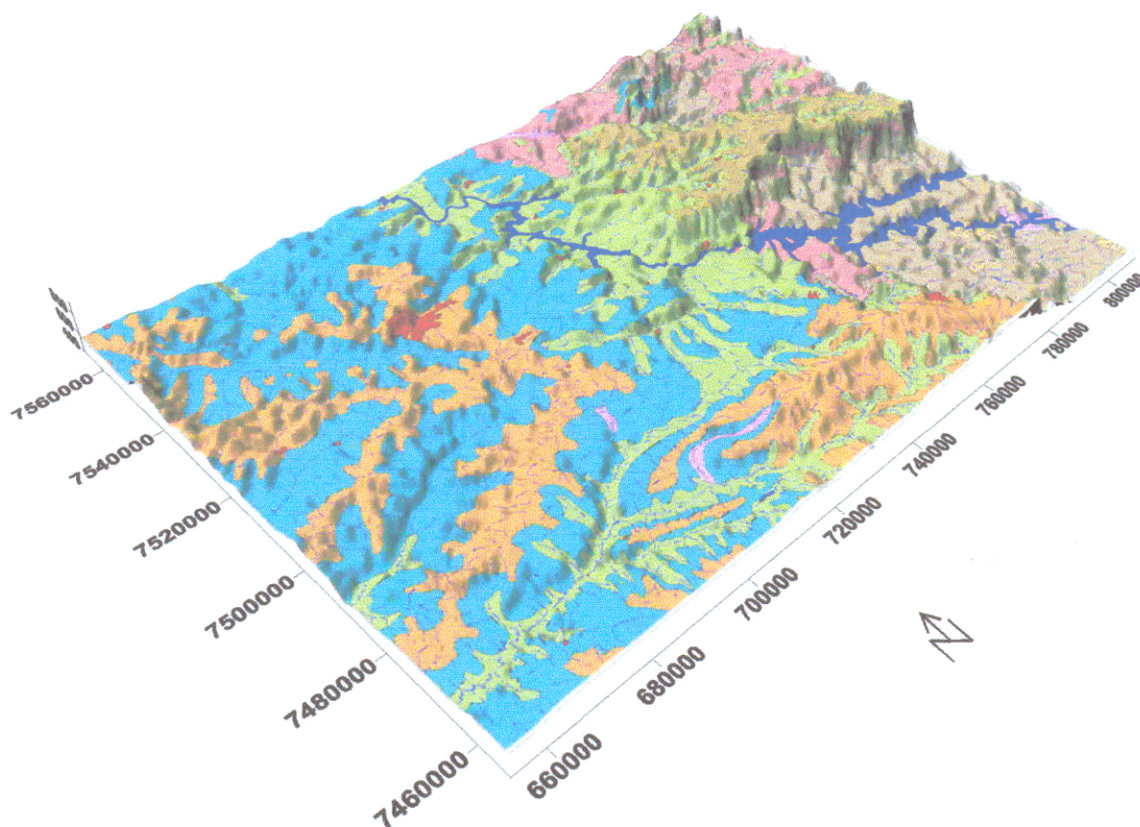


Figura 1.17: Modelo Digital de Terreno. Visada NE
(Perspectiva 45°)

Ao final de todos os procedimentos, tem-se um MDT, com sobreposição de diversos tipos de dados georreferenciados, conforme a figura acima.

1.3.8 Geração dos MDT's com sobreposição de Mapas Temáticos em Estações Gráficas 3D, utilizando o programa Geo3View (ambiente Sun-Solaris)

A seguir, uma breve descrição dos procedimentos para a geração dos MDT's, com sobreposição de mapas temáticos, utilizando o Geo3View, descritos por Ebert *et al.* (1999) e desenvolvidas no Laboratório de Geo-Modelagem 3D, do Instituto de Geociências da Unesp-RC.

Após as etapas iniciais de digitalização das curvas de nível e pontos cotados e a criação de um arquivo no formato .xyz, e prévia visualização do MDT no

Surfer, em ambiente Geo3View, Os MDTs são representados por entidades tridimensionais construídas a partir da interligação de todos os pontos topográficos das malhas regulares ou irregulares. O conjunto triangulado de pontos é referenciado como malha triangular vazada (*wireframe*). O programa Geo3View processa superfícies salvas no formato Movie-BYU (extensão *.dis).

Para áreas de contornos irregulares, a partir de uma malha regular ou irregular não interpolada, salva no formato ASCII *.xyz, gera-se arquivos no formato *.dis com o programa **trip**. Após a execução do comando (sem extensão), em ambiente UNIX, efetua-se a triangulação dos pontos representados na tela com a opção .

O programa **ras2rdis** gera um arquivo *.dis diretamente a partir de um arquivo no formato GS ASCII (*.grd – *gerado pelo Surfer*). A triangulação é efetuada, também em ambiente UNIX, com o comando . **trip xyz=file compute ras2rdis file.grd**.

Após essa etapa, o número de triângulos que definem um MDT pode ser excessivo de forma a tornar lenta sua visualização. Para aumentar a velocidade de processamento gráfico sem comprometer a qualidade do modelo, pode-se reduzir o número de triângulos em áreas planas ou suaves. Este processo, denominado decimação, foi efetuado com o programa **decimate16** do ambiente de desenvolvimento gráfico **Visualization Toolkit 15** (vtk). Geralmente, é possível reduzir o número de triângulos entre 20% e 30 % sem prejudicar substancialmente a qualidade do modelo. Neste programa é possível visualizar o modelo como *wireframe* ou com sombreadimento dos triângulos.

Para a preparação dos mapas temáticos que serão utilizados nos modelos, utiliza-se o Mapeamento de textura (*texture mapping*), que é uma técnica de Computação Gráfica Tridimensional que permite aplicar uma imagem bidimensional sobre um MDT. Sua vantagem é a visualização simultânea de informações como rios, estradas, contornos urbanos, voçorocas, lineamentos estruturais e hachuras litológicas sobrepostas às superfícies topográficas sombreadas.

Estes elementos, digitalizados em ambiente **AutoCad**, devem estar perfeitamente georeferenciados, preferencialmente a partir do mesmo mapa base topográfico, no caso desta dissertação a Folha Bauru, em escala de 1:250.000, a fim de evitar distorções na sua sobreposição ao MDT. O contorno de cada unidade litológica é

fechado para permitir seu posterior hachureamento com cores sólidas. A organização de cada mapa temático em próprio *layer* permite a seleção e combinação das entidades que irão compor as diferentes imagens *raster* a serem sobrepostas aos modelos. Para que as imagens tenham uma definição adequada, pode-se conferir um acabamento final nos mapas, como hachureamento das unidades geológicas com cores cheias e espessamento de linhas e drenagens, de acordo com a escala do mapa.

Para a sobreposição de informações fisiográficas e geológicas sobre os MDT, é necessária a transformação dos arquivos vetoriais *.dwg georeferenciados em arquivos *raster*. Cria-se, no **AutoCad**, uma nova configuração de impressora, através do menu: *TOOLS/Preferences/opçãoPrinter/New/Raster file export ADI 4.3*. Os parâmetros escolhidos são: formato de saída **tga** de 24 bits (16 milhões de cores), compactado, cor de fundo branca (número 7). Resoluções podem ser de 1024 x 768 pixels, ou maiores que 2000 x 2000 para uma melhor qualidade das imagens, obedecendo-se sempre a proporção entre largura e altura de cada MDT (p.ex. 2400 x 2000 para um modelo com 120 km x 100 km de lado).

As imagens, de acordo com a combinação de *layers* descongelados, são "impressas" em arquivos *.tga usando a opção *Printer/Window*. As coordenadas UTM limites das imagens capturadas devem coincidir exatamente com as quatro extremidades do MDT triangulado (arquivo *.dis), determinadas em ambiente UNIX com o comando **disrange**. Para verificar se os parâmetros adotados (resolução, limites, cor de fundo, ordenação dos *layers*, por exemplo se as estradas e drenagens estão sobre as hachuras litológicas) estão corretos, utiliza-se a opção *Print/preview/full*, ainda no **AutoCad**, ou outros programas como **Photopaint** ou o **Photoshop**.

No que se refere à Conversão das Texturas, tais podem ser preparadas usando o programa **texture** no ambiente UNIX, que aceita como entrada imagens nos formatos tga ou tif e gera na saída imagens no formato rgb, que é reconhecido pelo programa **Geo3View**. Com o programa **texture** também foi possível gerar texturas de vários tamanhos (definição de linhas x colunas da matriz bidimensional que constitui a imagem).

Os MDTs salvos em arquivos *.dis pelos programas **trip**, **ras2rdis** ou **decimate** são visualizados com o programa **Geo3View**. Várias formas de

sombreamento ou renderização podem ser utilizadas, cada uma oferecendo vantagens dependendo dos objetivos da visualização, que podem ser: (a) verificação da qualidade da resolução da malha triangular 3D, (b) análise das variações altimétricas, e (c) interpretação das formas de relevo. As modalidades de renderização disponíveis são:

- sombreamento tipo *smooth* com uma escala gradual de cores *vermelho-verde-azul*, que é distribuída automaticamente entre os pontos mais baixo e mais alto do modelo (Figura 1.18). Ela oferece uma informação visual imediata da altitude de cada região da superfície visualizada.

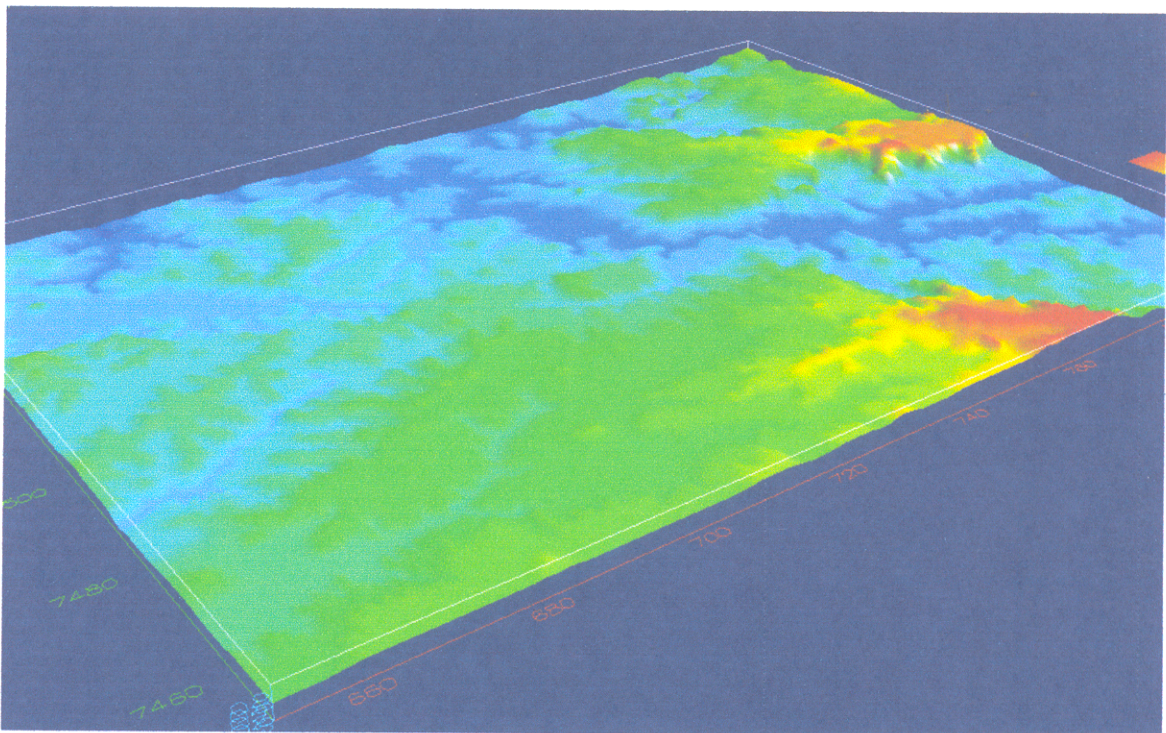


Figura 1.18: Modelo Digital de Terreno da Folha Bauru (sombreamento tipo *smooth*).

- mapeamento de textura (*texture mapping*), onde se aplica sobre cada triângulo sombreado uma imagem bidimensional (Figura 1.19).

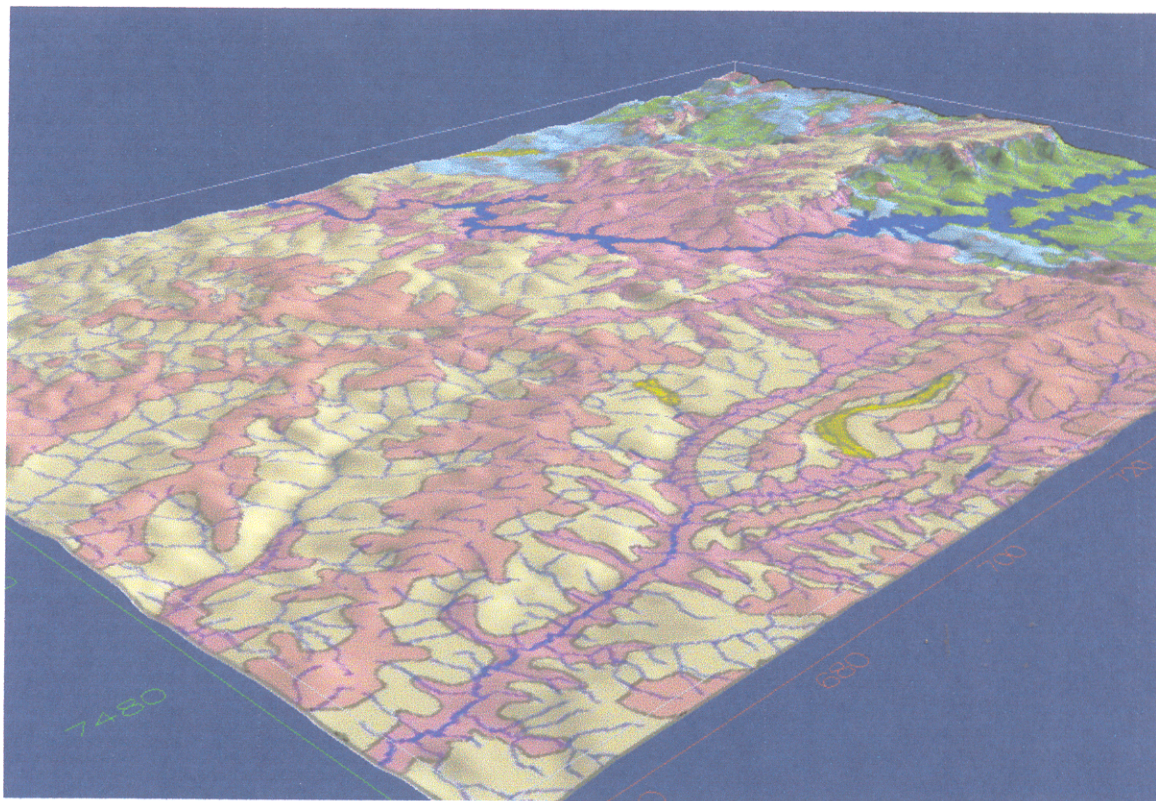


Figura 1.19 – MDT com sobreposição de dados geológicos e hidrológicos.

1.4. ASPECTOS TEÓRICOS DA GEOMORFOLOGIA MATEMÁTICA

1.4.1. Introdução

A técnica clássica de representação de relevo utilizada por diversos profissionais foi, durante muito tempo, um traçado manual de curvas de nível, a partir de um levantamento fotogramétrico ou topográfico, com a determinação dos valores intermediados por simples interpolação linear (segundo Rocha, 2003). Com o advento da informática no tratamento da informação espacial, surgiu uma nova técnica que permite a automação desse procedimento, e recebeu o nome de Modelo Digital de Terreno, que consiste na descrição matemática do terreno através de uma função de interpolação (Silva, 1990).

O termo *Digital Terrain Model* – DTM, foi utilizado inicialmente no MIT (*Massachusetts Institute of Technology*), na década de 50, para desenvolvimento de estradas.

Um *Modelo Numérico de Terreno* (MNT), segundo Felgueiras (1998) pode ser definido como uma representação matemática computacional da distribuição de um fenômeno geográfico de uma determinada região da superfície terrestre. Os dados de relevo, informações geológicas, levantamentos hídricos, informações meteorológicas e dados geofísicos e geoquímicos são exemplos típicos de fenômenos representados por um MNT.

Deste modo, pode ser representado por uma função matemática de interpolação a partir de um conjunto de pontos ou linhas (função de R^2 em R^3) ou uma superfície tridimensional de faces de células dispostas numa malha regular.

Atualmente, essa expressão traduz, não apenas a feição altimétrica de uma região, mas qualquer outra característica do terreno a ser representada de forma contínua, como por exemplo, temperatura, vegetação, hidrologia, geologia, geomorfologia, poluição, solos, regiões do corpo humano e outras.

Os Modelos Digitais de Terreno são utilizados para se obter informações relevantes da superfície terrestre, sem a necessidade de se trabalhar diretamente nela, de acordo com Madureira Cruz & Pina (1999). Estas informações podem ser de caráter qualitativo (visualização da superfície) ou quantitativo, englobando cálculos de áreas, volumes, curvas isovalores e outros.

Simplificando, o MDT pode ser definido como uma representação matemática de uma superfície, através das coordenadas X, Y e Z.

Podem ser encontradas as seguintes nomenclaturas: *Digital terrain model* – DTM / Modelo digital de elevação – MDE / Modelo numérico de terreno – MNT.

O processo de geração do MDT se dá em três etapas fundamentais:

a. Aquisição dos Dados:

Esta etapa desenvolveu-se exclusivamente pelo processo de digitalização da base cartográfica (Folha Bauru – SF-22-Z-B), em ambiente AutoCAD Map. Dados disponíveis em forma de Mapa Topográfico (cotas).

Este processo de aquisição não deve ser realizado aleatoriamente. No processo de amostragem, devem ser levantados os pontos representativos da topografia ou da superfície de interesse, procurando-se cobrir toda a área amostrada na

densidade necessária às particularidades locais.

As outras etapas para aquisição dos dados são:

- i) Restituição Fotogramétrica: quando há uma disponibilidade de fotografias aéreas ou de satélites. Esse processo vem sendo muito utilizado para a geração automática de MDT com o auxílio da Fotogrametria Digital;
- ii) Sensoriamento Remoto: a exemplo dos sensores CBERS, SPOT e ASTER, com suas características operacionais, permitem a obtenção de imagens com superposição (pares de fotos), as quais são restituídas digitalmente, gerando um MDT;
- iii) Levantamento Direto no Campo: Utilizando equipamentos topográficos como Estações Totais, Níveis Digitais e sistemas mais sofisticados como o GPS.

b. Edição dos Dados

Nesta etapa, inclui-se o processo de preparação e tratamento dos dados, com o intuito de gerar modelos precisos e confiáveis.

A preparação desses arquivos depende do formato de entrada do *software* que está sendo utilizado. No caso desta dissertação, foram digitalizados as curvas de nível e pontos cotados diretamente da tela.

O tratamento desses dados consiste em eliminar os erros ou acrescentar pontos onde houver falhas, para geração correta do MDT. Uma visualização de Malha Vazada (*wireframe*) é fundamental na detecção de erros de digitalização.

Esta fase de edição, às vezes, acontece ao mesmo tempo que a geração do MDT.

c. Geração do MDT

A terceira e última etapa implica na criação do modelo propriamente dito. Para isso, foram desenvolvidos diversos métodos de interpolação, os quais tem sido amplamente utilizados para esse fim. Cada método de interpolação utiliza uma equação matemática específica, que represente uma superfície passando exatamente por todos

os pontos fornecidos, porém, essa solução seria inviável, do ponto de vista computacional, pois tais superfícies teriam equações de grau elevado.

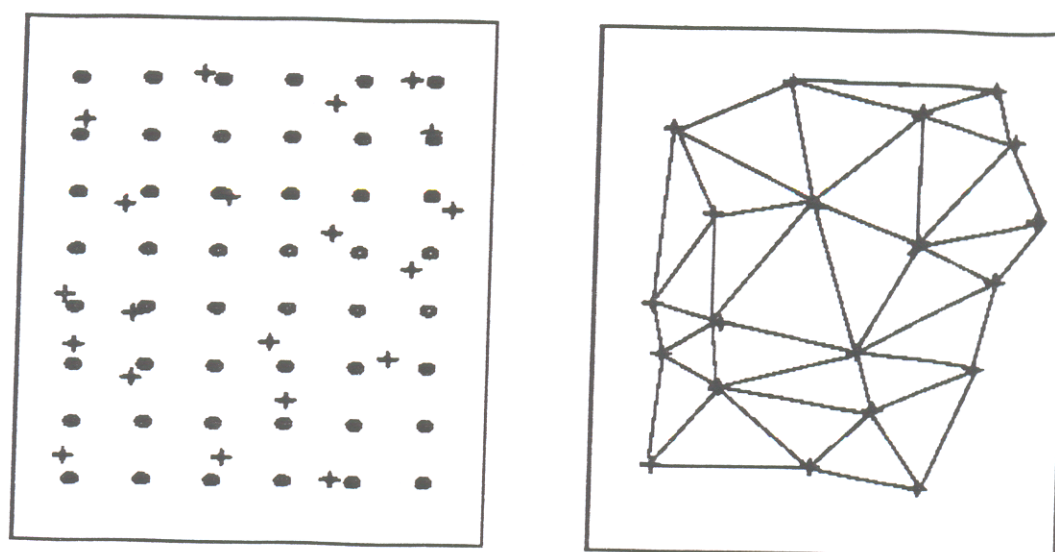
1.4.2. Modelagem

De acordo com Felgueiras (2000), a variação de *estruturas de dados* e a definição de *superfícies de ajuste* para os elementos dessas estruturas é chamada de *modelagem*, onde o objetivo é a obtenção de uma função definível em toda a região de estudo. Essa função nem sempre é contínua e diferenciável para todos os pontos de seu domínio espacial. Para dados de altimetria, por exemplo, pode-se ter descontinuidades na forma de precipícios e, neste caso, é comum utilizar funções lineares ou funções definidas dentro de sub-regiões da área de interesse.

1.4.2.1. Modelos de Grade

Os MDT's mais utilizados na prática para a construção são os modelos de *grade regular retangular* e os modelos de *grade irregular triangular* (TIN = *Triangular Regular Network*).

O processo de geração de um modelo de grade compreende a construção de uma malha (*regular ou irregular*) e a definição de funções interpolantes locais. Essas funções são definidas para cada elemento da malha. Assim para cada elemento básico da grade, retângulo ou triângulo, define-se uma função interpolante que é válida para os pontos internos ao elemento. Esse processo é conhecido como *ajuste de superfície*. Cada função de ajuste, geralmente um polinômio, é definida utilizando-se os vértices dos elementos, em muitos casos os vértices dos elementos vizinhos também.



⊙ Ponto da grade + Ponto amostral

Figura 1.20 - Modelo de grade regular retangular (à esquerda) e modelo de grade irregular triangular (à direita). Fonte: Felgueiras (2000).

1.4.2.1.1. Modelos de Grade Regular

Um modelo de grade regular retangular pode ser gerado a partir de um conjunto de amostras regularmente espaçadas ou a partir de um conjunto de amostras irregularmente espaçadas.

Para se gerar grades regulares retangulares a partir de amostras irregularmente espaçadas é comum definir-se funções interpolantes simples (por exemplo médias ponderadas, splines, etc...) e utilizá-las localmente. É importante notar que a estimativa da cota z de cada ponto da grade é realizada a partir de amostras vizinhas locais, mas uma análise global das amostras é sempre necessária para se encontrar essa vizinhança.

1.4.2.1.2. Modelos de Grade Irregular

Uma grade irregular triangular é um poliedro de faces triangulares. Em um modelo de grade irregular triangular os pontos amostras são conectados por linhas para formar triângulos. Assim, diferentemente da geração de grade regular, os valores de cota dos vértices dos elementos triangulares da malha triangular não precisam ser estimados por interpolações.

Adotando-se critérios específicos para construção da rede triangular pode-se chegar a malhas únicas sobre o mesmo conjunto de amostras. Uma dessas malhas, muito utilizada na prática nos SIGs atualmente em uso profissional ou científico, é a malha de Delaunay, mais conhecida como *triangulação de Delaunay*. O critério utilizado na triangulação de Delaunay é o de *maximização dos ângulos mínimos* de cada triângulo. Isto é equivalente a dizer que, a malha final, deve conter triângulos o mais próximo de equiláteros possível evitando-se a criação de triângulos afinados, ou seja, triângulos com ângulos internos muito agudos. Uma forma equivalente de se implementar a triangulação de Delaunay utiliza o critério do circuncírculo.

Existem vários métodos de implementação da triangulação de Delaunay. Esses métodos podem ser classificados em dois tipos básicos: algoritmo de passo único e algoritmo de dois passos. Os algoritmos de passo único criam a triangulação de Delaunay num único etapa, aplicando o critério de Delaunay durante a construção da triangulação. Os métodos de dois passos geram uma triangulação inicial qualquer e numa segunda etapa transformam-na numa triangulação de Delaunay.

1.4.2.1.3. Grade Regular X Grade Triangular

De acordo com Felgueiras (2000), pode-se, a partir de um modelo de grade triangular, criar um modelo de grade retangular e vice-versa.

É necessário portanto, a indicação dos parâmetros que definem a grade regular, ou seja, referência geográfica, resoluções espacial e tamanho da grade em número de linhas e colunas. A partir dessa identificação, deve-se calcular o valor de cota de cada elemento da grade. Esse valor é obtido encontrando-se o triângulo que contém o ponto da grade regular.

A transformação de um modelo de grade triangular em retangular é útil quando se quer visualizar o modelo em projeção planar a partir de uma grade regular e o único modelo que se dispõe é o de grade triangular. O processo de visualização do MDT em projeção planar fornece um resultado mais realista quando se usa o modelo de grade regular ao invés da grade irregular.

Muitas vezes o usuário já tem um modelo de grade regular que foi gerado anteriormente ou importado de outro sistema. A partir desse modelo de grade regular, pode-se aplicar um método de redução de amostras sobre a grade, criando-se um conjunto de amostras irregularmente espaçadas. Essas amostras são então utilizadas na geração do modelo de grade triangular. A transformação de grade retangular para grade triangular pode ser necessário caso existam algoritmos de análise no Sistema de Informações Geográficas (SIG), que só trabalham sobre grades triangulares. Um exemplo típico acontece quando o SIG só consegue extrair linhas de contornos de grades triangulares. A comparação entre os modelos de grade regular e irregular estão identificadas na tabela 1.1.

Tabela 1.1: Comparação entre os modelos de grade em MDT's.

Grade Regular Retangular	Grade Irregular Triangular
Apresenta regularidade na distribuição espacial dos vértices das células do modelo	Não apresenta regularidade na distribuição espacial dos vértices das células do modelo.
Os vértices dos retângulos são estimados a partir das amostras	Os vértices dos triângulos pertencem ao conjunto amostral
Apresenta problemas para representar superfícies com variações locais acentuadas	Representa melhor superfícies não homogêneas com variações locais acentuadas
Estrutura de dados mais simples	Estrutura de dados mais complexa
Relações topológicas entre os retângulos são explícitas	É necessário identificar e armazenar as relações topológicas entre os triângulos
Mais utilizado em aplicações qualitativas e para análises multiníveis no formato "raster"	Mais utilizado em aplicações quantitativas

1.4.3. Principais Métodos de Interpolação

Os principais métodos de interpolação utilizados para construção dos MDT's são: a) *Kriging*; b) *Inverse Distance to a Power*; c) *Minimum Curvature* e; d) *Radial Basis Function*; e) outros. A seguir uma breve descrição desses métodos e suas fórmulas matemáticas para interpolação dos dados. O programa Surfer® utiliza o modelo de grade regular para geração dos MDT's.

1.5.3.1. *Kriging*

É um método de interpolação geoestatístico que tem se tornado muito utilizado e também muito popular em diversos campos da Ciência. Este método produz mapas com excelentes apelos visuais de dados espaçados irregularmente.

No final da década de 50, um matemático inglês chamado Georges Matheron desenvolveu a teoria de variáveis regionalizadas, baseada nos trabalhos de Krige, um coordenador de mineração da África do Sul, que tinha proposto conceitos inovados para a estimação mineral. Matheron desenvolveu estes conceitos em uma única estrutura e chamou-os de *kriging*.

Uma variável regionalizada consulta um fenômeno que seja espalhado para fora no espaço ou do tempo. Realmente a variável pode ser considerada espalhada fora no espaço relacionado do parâmetro, neste ponto de vista, a *kriging* não transforma nada mais do que uma correlação presumida do algoritmo da interpolação entre pontos de dados. As aplicações de Geostatísticas são limitadas à três dimensões, porém o algoritmo pode ser estendido à n -dimensões, assim *kriging* pode ser usado para a interpolação de funções multivariáveis.

O *Kriging* é um método muito flexível. Pode-se utilizar a *kriging* padrão para produzir uma grade acurada de dados, ou pode-se especificar o modelo apropriado de variograma. O software SURFER, utilizado nessa dissertação, inclui os dois tipos de *kriging*: *Point Kriging* e *Block Kriging*. Ambos os tipos de *kriging* geram um *grid* interpolado. *Point Kriging* estima os valores dos pontos nos nós da grade. *Block Kriging* estima o valor médio dos blocos retangulares centrais nos nós da grade. Os blocos são do tamanho e formato da célula da grade (*grid*).

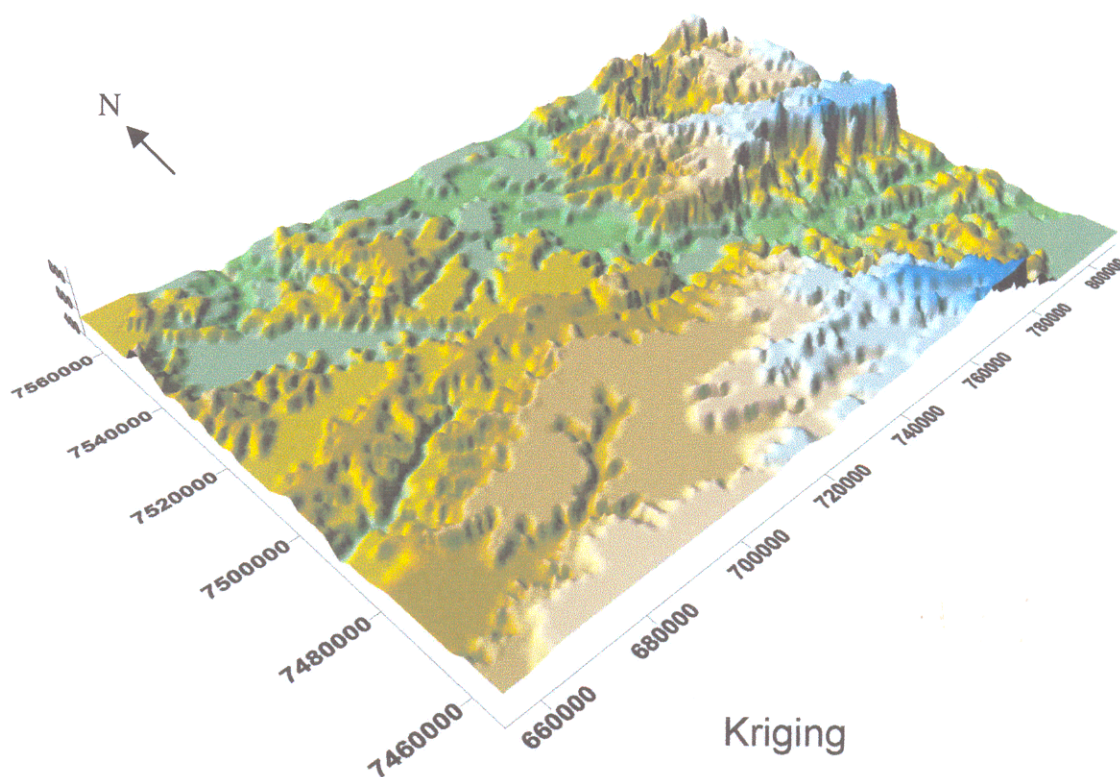


Figura 1.21: MDT da Folha Bauru interpolada pelo método da kriging.

1.4.3.2. Distância Inversa à Potência (*Inverse Distance To A Power*)

O método de gridagem *Inverse Distance to a Power* (distância inversa a uma potência) é um método interpolador de média pesada e, também pode ser usado como um interpolador exato ou suavizado.

Com este método, os dados tornam-se mais pesados durante a interpolação, tal como a influência de um ponto relativo para outro declínio com distância de um nó.

Normalmente, o método “Distância Inversa a uma Potência” torna-se um interpolador exato. Quando calculado um nó, o peso atribuído aos pontos são frações, e a soma de todos os pesos é igual a 1. Quando uma observação particular coincide com um nó, a distância entre a observação e o nó é 0 (zero), e à esta observação é dada um peso 1, enquanto que as outras recebem o peso 0. Assim, o nó recebe o valor da observação coincidente. O parâmetro de suavização é um mecanismo para proteger

esse comportamento. Quando atribui-se um parâmetro de suavização diferente de zero, nenhum ponto é dado oprimindo um peso, de modo que nenhum ponto tenha um fator igual a 1.

Uma das características deste método de interpolação é a geração de “bull’s eyes” (olhos de touro) cercando a posição de observação dentro da área gradeada. Porém, pode-se atribuir um parâmetro de suavização durante o processo de interpolação, visando reduzir os efeitos de “bull’s eyes”.

A equação matemática utilizada para “Inverse Distance to a Power” é descrita pela seguinte fórmula:

$$\hat{Z}_j = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z_i}{h_{ij}^\beta}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{h_{ij}^\beta}} \quad h_{ij} = \sqrt{d_{ij}^2 + \delta^2}$$

Onde:

h_{ij} = é a distância de separação efetiva entre o nó “j” e o ponto mais próximo “i”;

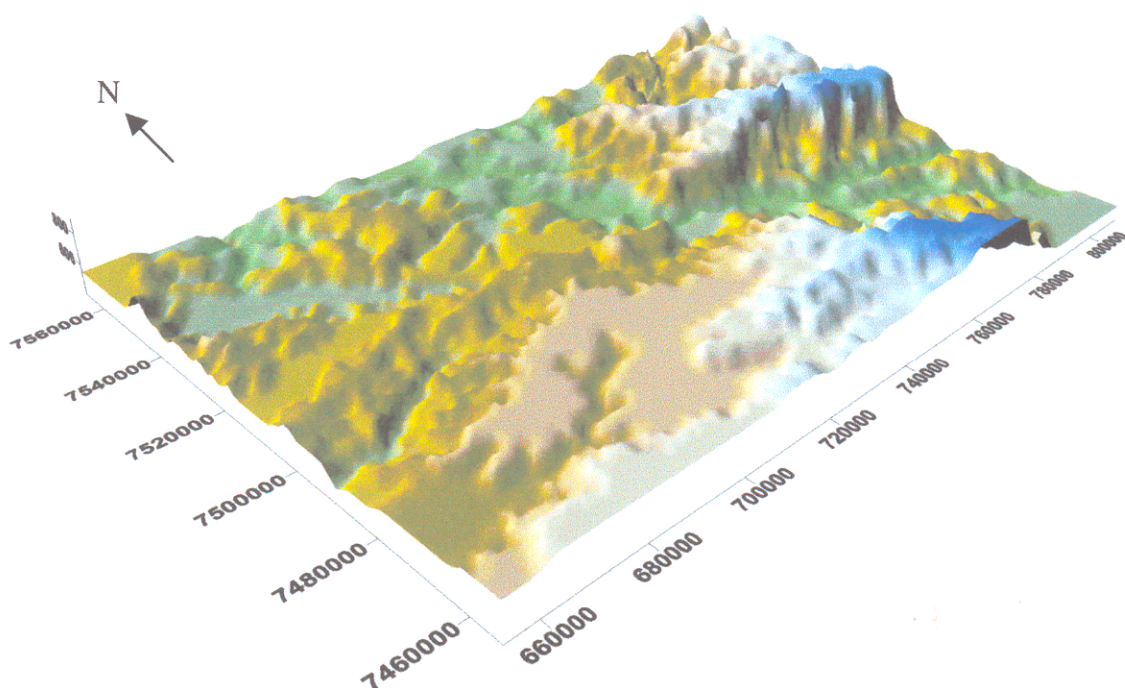
$\hat{Z}_j$ = é o valor interpolado para o nó “j”;

Z_i = São os pontos de vizinhança;

d_{ij} = é a distância entre o nó “j” e o ponto mais próximo “i”;

β = é o peso (parâmetro de força);

δ = é o parâmetro de suavização.



Inverse Distance to a Power

Figura 1.22 - MDT da Folha Bauru, interpolada pelo método "Distância Inversa à Potência"

1.4.3.3. Mínima Curvatura

O método de interpolação "*Minimum Curvature*" é amplamente utilizado nas Ciências da Terra. A superfície interpolada (Figura 1.23) gerada por este método é análoga a uma placa fina linear elástica, passada a cada um dos valores dos dados com uma mínima quantidade de dobra. Esse método gera uma superfície mais suavizada possível ao tentar honrar o máximo possível os dados e não é um interpolador exato.

O algoritmo de interpolação dos dados do método Mínima Curvatura, resolve a equação diferencial bi-harmônica modificada com tensão:

$$(1 - T_i) \nabla^2 (\nabla^2 Z) - (T_i) \nabla^2 Z = 0$$

Há três regras de condições de limite associada:

Nas bordas: $(1 - T_b) \frac{\partial^2 Z}{\partial n^2} + (T_b) \frac{\partial Z}{\partial n} = 0$

Nas bordas: $\frac{\partial (\nabla^2 Z)}{\partial n} = 0$

Nos cantos: $\frac{\partial^2 Z}{\partial x \partial y} = 0$

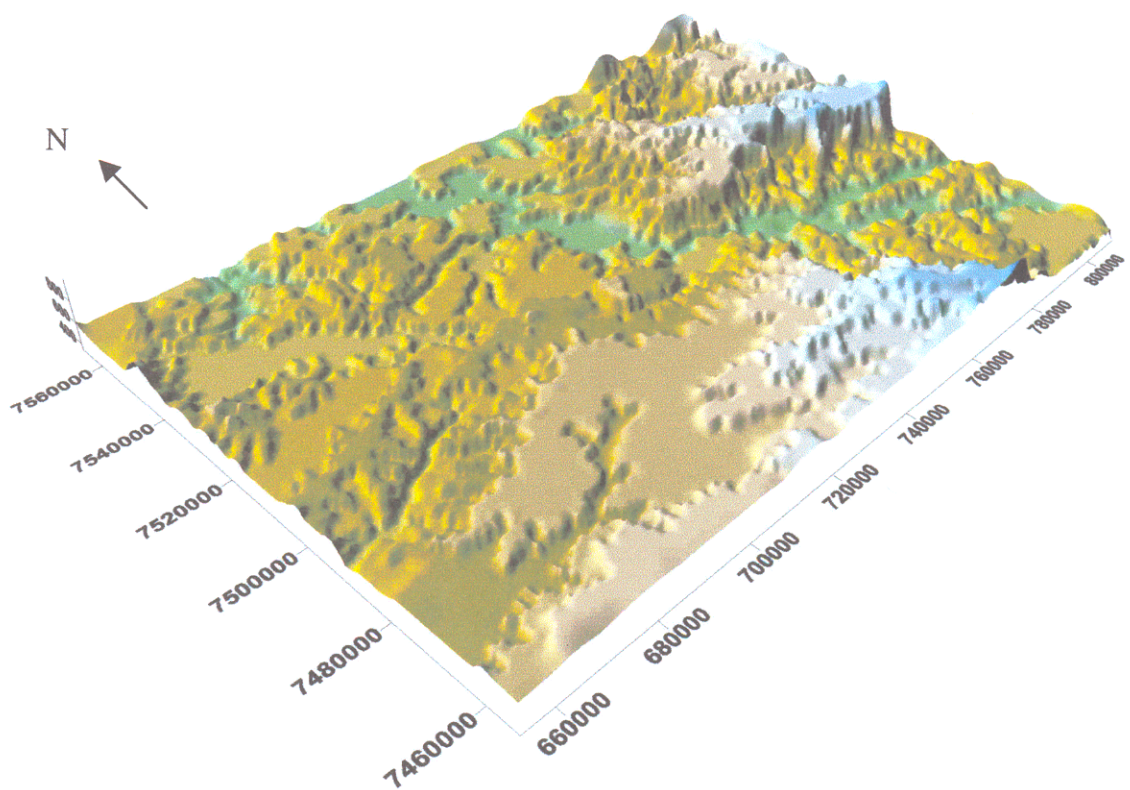
Onde:

∇^2 é o operador Laplaciano;

n é a borda normal;

T_i é a tensão interna;

T_b é a tensão de borda.



Minimum Curvature

Figura 1.23 - Folha Bauru interpolada pelo método Mínima Curvatura.

1.4.3.4. Função Radial da Base (*Radial Basis Function*)

Interpolação Função Radial da Base é um grupo diverso de dados de métodos de interpolação. Em termos de habilidade para adequar os dados e para produzir uma superfície suave, o método *Multiquadric* é considerado por muitos como o melhor. Todos os métodos de Função Radial da Base são interpoladores exatos, portanto, tais métodos atendem com honra os dados. Pode-se introduzir um fator de suaização para todos os métodos na tentativa de produzir uma superfície suave.

Funções Tipos: As funções de Base Kernel são análogas aos variogramas na *Kriging* e definem o "set" de pesos aplicados aos dados quando interpolando um nó.

Inverse Multiquadric: $B(h) = \frac{1}{\sqrt{h^2 + R^2}}$

Multilog: $B(h) = \log(h^2 + R^2)$

Multiquadric: $B(h) = \sqrt{h^2 + R^2}$

Natural Cubic Spline: $B(h) = (h^2 + R^2)^{3/2}$

Thin Plate Spline: $B(h) = (h^2 + R^2) \log(h^2 + R^2)$

Onde: h = distância relativa entre o ponto e o nó.

R^2 = Fator de suavização definido pelo usuário. O valor padrão do fator é calculado pela seguinte expressão:

$$\frac{(\text{Comprimento da Extensão Diagonal dos Dados})^2}{(25 * \text{número de pontos})}$$

1.4.3.5. Outros métodos de interpolação

Matematicamente, existem diversas equações de interpolação de dados em MDT's. O *software Surfer 8®* representa uma excelente ferramenta para o tratamento da informação espacial, sobretudo dos dados tridimensionais, pois é uma alternativa com custo acessível e com excelentes resultados visuais para tratamento e preparação de modelos numéricos de terreno, seja qual for a natureza da informação na orientação "z".

2 A PAISAGEM

A divisão geomorfológica do Estado de São Paulo - em províncias, zonas e subzonas - retrata os agrupamentos de rochas formadas em diferentes ciclos de tempo geológico, desde o Proterozóico até as movimentações tectônicas do Cenozóico, tendo sido consideradas, particularmente, em seu contexto morfológico (sistema de relevo), segundo os aspectos mais relevantes para o entendimento das alterações nos processos do meio físico. As Províncias Geomorfológicas presentes no Estado, baseados nos trabalhos do IPT (1981), correspondem aos compartimentos apresentados na Figura 2.1.

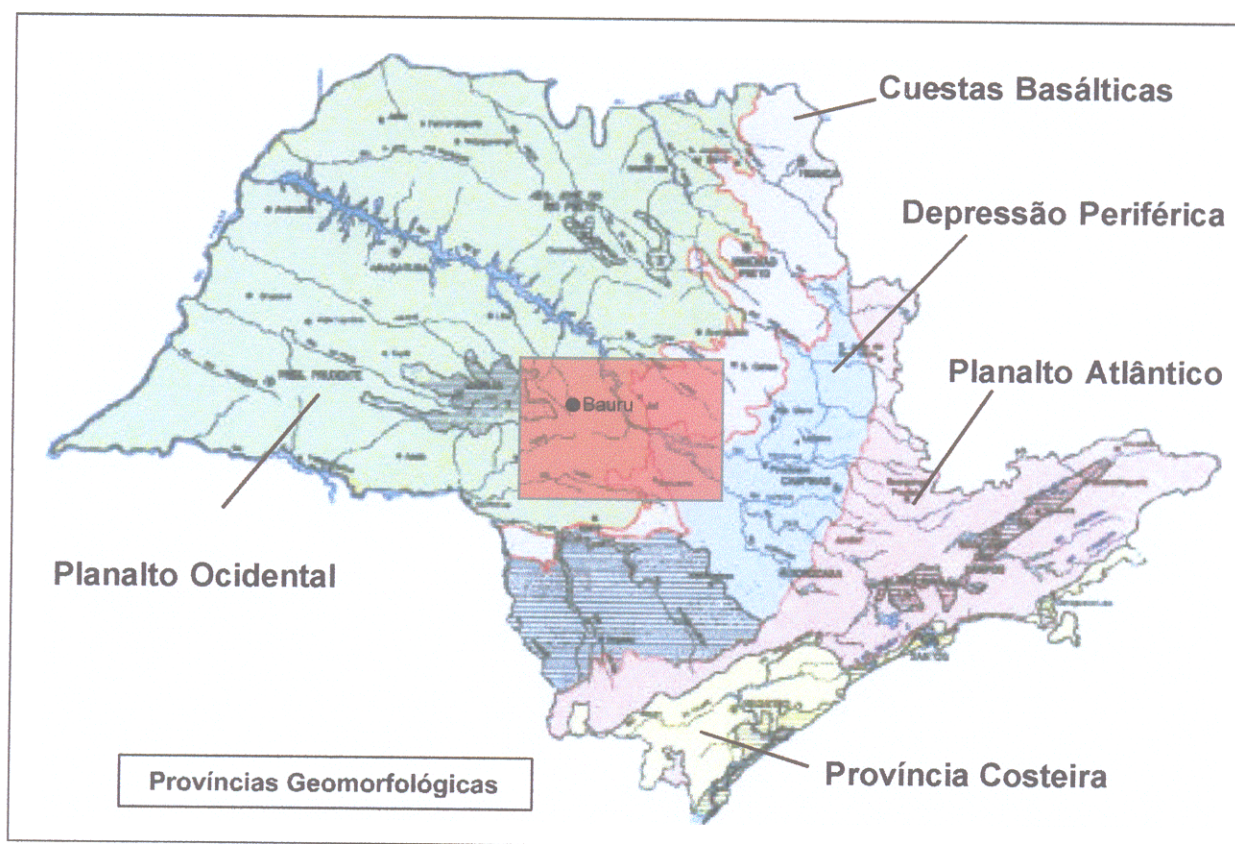


Figura 2.1 - Províncias Geomorfológicas do Estado de São Paulo.

O Planalto Ocidental, na qual se insere a área de trabalho, representa a continuidade física do reverso das Cuestas Basálticas da Bacia do Paraná. Após o Cretáceo, sobretudo no Terciário Inferior e Médio, a bacia do Paraná sofreu epirogênese positiva com basculamento para oeste; no final do Cretáceo, a movimentação tectônica reduziu-se, dando maior estabilidade ao conjunto. Durante o Cenozóico, houve reativação das principais linhas estruturais brasileiras, criando um mosaico de fraturas de direção NE-NW e NW-SE que influenciaram o traçado da rede de drenagem e de formas maiores de relevo (cuestas, escarpas, etc.). Instalaram-se extensos cursos de água consequentes e superpostos, com direção geral SE-NW (Queiroz Neto & Journaux, 1978).

O IPT (1981) considera o Planalto Ocidental como uma entidade composta por relevos monótonos, de colinas e morrotes, ganhando destaque a região mais acidentada de Marília-Garça-Echaporã, individualizada como uma zona interior do Planalto Ocidental, denominada Planalto de Marília.

De acordo com os trabalhos do IPT, a área em estudo está situada em uma zona geomorfológica heterogênea, onde as províncias distribuem-se da seguinte forma:

- A porção mais oeste da área encontra-se o Planalto Ocidental, caracterizado por relevos suavemente ondulados de colinas e morros com encostas suavizadas. Destaca-se nessa área eventuais morrotes na forma de platôs residuais, sustentados por rochas areníticas (caso do Platô de Marília). Surgem, ainda, as planícies aluvionares dispostas mais significativamente, junto aos rios.
- Cuestas Basálticas, correspondem às porções nordeste e sul da área estudada, sustentadas pelos derrames da Bacia Sedimentar do Paraná, dispostos numa sucessão de grandes plataformas estruturais de relevo suavizado, inclinadas em relação ao Planalto Ocidental, com relevo escarpado na faixa que delimita a Depressão Periférica.
- A Depressão Periférica, que corresponde a faixa deprimida entre as Cuestas Basálticas e o Planalto Atlântico, com relevo alternado de colinas, com trechos de entalhamento mais profundo de drenagem.

3 ASPECTOS GEOLÓGICOS

3.1 GENERALIDADES

A região em estudo situa-se na parte central do Estado de São Paulo, na Bacia de Bauru, cujo embasamento corresponde a rochas da Bacia Paleozóica do Paraná e na Bacia de Bauru. Na área em estudo ocorrem seqüências Mesozóicas e Cenozóicas. O contexto geológico Mesozóico pode ser exemplificado segundo a coluna estratigráfica abaixo (Figura 3.1).

Mesozóico		Grupo Bauru	Marília	Arenitos maciços ou com estratificação subparalela e descontínua, raramente apresentam estratificações cruzadas de médio porte
Cretáceo	Adamantina			Arenitos finos, com coloração rósea a castanho, apresentando estratificações cruzadas, frequentemente com marcas de ondas.
				Itaqueri
Jurássico Superior	Grupo São Bento	Serra Geral	Rochas vulcânicas toleíticas dispostas em derrames basálticos, com coloração cinza a negra, textura afanítica, com intercalações de arenitos finos à médios.	
		Botucatu	Sedimentos apresentando arenitos eólicos, avermelhados, com estratificações cruzadas de médio a grande porte.	
Triássico		Pirambóia	Depósitos fluviais, apresentando arenitos finos a médios, silticos argilosos, com estratificação cruzada ou plano-paralela, com níveis de folhelhos e arenitos argilosos	
			Formação	

Figura 3.1 - Coluna Estratigráfica da Bacia do Paraná existente na região de Bauru (Modificado de IPT, 1981).

Os depósitos do Mesozóico são constituídos pelos arenitos da Formação Pirambóia, do Triássico Superior a Jurássico Inferior, pela Formação Botucatu, do Juro-Cretáceo e pelas rochas vulcânicas e intrusivas da Formação Serra Geral contemporâneas às rochas da Formação Botucatu. Essas três formações pertencem ao Grupo São Bento. O Neo-Cretáceo está representado pelas rochas do Grupo Baúru.

3.2 GRUPO SÃO BENTO

Este grupo é constituído pelos depósitos flúvio-eólicos da Formação Pirambóia do fim do Triássico e início do Jurássico; sedimentos eólicos da Formação Botucatu do juro-Cretáceo, e pelas rochas da Formação Serra Geral, contemporâneas ao ambiente desértico Botucatu.

3.2.1 Formação Pirambóia

A Formação Pirambóia constitui-se predominantemente de arenitos finos a médios, de origem fluvial com ambiente eólico subordinado, avermelhados, com matriz siltico-argilosa, compostos essencialmente por grãos de quartzo subarredondados a angulosos, mal selecionados, por vezes intercalados por argilitos e siltitos. Apresentam estratificação cruzada planar de pequeno a médio porte, cruzadas tangenciais na base e mais raramente estratificação cruzada acanalada (Soares et al., 1979). Encontram-se concordantes com a Formação Botucatu. Associam-se a esta unidade extensos corpos de *sills* e diques de diabásio.

A Formação Pirambóia ocorre na porção inferior à leste na área em estudo, situada no nível topográfico menos elevado, ou seja, menor que 600 m de altitude.

3.2.2 Formação Botucatu

Os arenitos da Formação Botucatu são sedimentos avermelhados, finos a médios e grossos, bimodais e facetados, normalmente foscos e geralmente bem

arredondados. Em grande parte apresenta cimento silicoso na parte superior, decorrente da precipitação de sílica em solução aquosa, comumente associado aos corpos magmáticos. Possui de modo característico estratificação cruzada de grande porte tangencial na parte basal, plano-paralela e cruzada acanalada.

Esta unidade é caracterizada como de ambiente eólico (desértico), com contribuição fluvial apenas na parte basal (Soares et al., 1979). Embora não tenham sido encontrados fósseis, a idade Juro-Cretácea atribuída deve-se ao seu posicionamento estratigráfico entre os sedimentos Pirambóia e as intrusivas Serra Geral.

3.2.3 Formação Serra Geral

As rochas eruptivas da Formação Serra Geral, descritas primeiramente por White (1908), compreendem um conjunto de derrames de basaltos toleíticos, de idade Jurássica-Cretássica, entre os quais se intercalam arenitos com as mesmas características dos pertencentes à Formação Botucatu.

Os derrames afloram em São Paulo na parte superior das escarpas das cuestas basálticas e de morros testemunhos isolados pela erosão. Os corpos intrusivos tabulares concordantes são muito freqüentes na Depressão Periférica (NE do Estado), onde chegam a suportar cuestas locais.

A Formação Serra Geral é recoberta em discordância angular pelas várias formações que constituem o Grupo Bauru, ou depósitos cenozóicos. Localmente a discordância se observa em escala de afloramento, podendo ser bem acentuada, quando o grupo repousa sobre rochas paleozóicas, como é o caso da região próxima a Bauru (Mariano & Barner 1976; Soares *et al.*, op cit.).

A superfície basal do Grupo Bauru desenvolveu-se à custa da erosão de espessura considerável da Formação Serra Geral, após ter sido esta deformada por intensos falhamentos.

A máxima espessura desta formação, realizada próximo à margem do rio Paraná, na região central e mais subsidente da bacia, é de mais de 1500 metros. As espessuras expostas em São Paulo, nas serras basálticas e nas bordas do Planalto

Ocidental, possivelmente não alcançam um terço desse valor, mas há elementos seguros para estima-las.

A composição petrográfica das rochas da Formação Serra Geral varia desde basaltos toleíticos até riolitos, com termos riodacíticos intermediários, distribuindo-se essas variedades em proposições distintas conforme a região da Bacia do Paraná, (Melfi *et al.*, 1988). As vulcânicas básicas predominam em cerca de 65% do volume, seguidas das intermediárias com 22% e as ácidas perfazem 13% do volume de total de lavas, considerando toda a porção da Bacia do Paraná.

A idade do vulcanismo basáltico e alcalino é variável, indicando que os processos vulcânicos abrangeram um intervalo de tempo bastante amplo, desde o Jurássico Superior (150 Ma) até o Cretáceo Inferior (120 Ma), (Rocha Campos *et al.*, 1988). O período de atividade magmática mais intensa, foi datado no intervalo entre 130 e 135 Ma (Cretáceo Inferior).

3.3 GRUPO BAURU

As rochas do Grupo Bauru ocupam a maior parte do Planalto Ocidental de São Paulo, centro oriental do Mato Grosso do Sul, noroeste do Paraná, sul de Goiás e sudoeste de Minas Gerais, penetrando no território do Paraguai na fronteira com o Estado do Mato Grosso do Sul. O Grupo Bauru é desmembrado fundamentalmente em quatro unidades, representadas pelas formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília, (Soares *et al.*, 1980). Barcelos *et al.* (1983) incluíram a Formação Itaqueri, com presumível idade Terciária, ao Grupo Bauru, considerando o seu arcabouço tectônico-sedimentar ainda pertença a esse grupo. Essas unidades são predominantemente arenosas, com exceção da Formação Adamantina, que possui maior teor de argila e da Formação Marília que apresenta forte cimentação carbonática. Porém, na área em estudo, afloram apenas as unidades Marília e Itaqueri.

Os sedimentos do Grupo Bauru, de idade Cretáceo Superior, assentam-se em visível discordância erosiva sobre as rochas do Grupo São Bento. No Estado de São Paulo, ocupam todo o Planalto Ocidental, predominantemente sobre os basaltos da

Serra Geral, ocupando quase a metade da superfície do estado, (Fulfaro & Bjomberg, 1993).

O Substrato do Grupo Bauru foi intensamente falhado em intervalo de tempo correspondente ao Cretáceo Médio, destacando-se algumas estruturas de grande porte como os Altos de Piratininga, Vera Cruz-Marília, e as fossas tectônicas onde se concentra a sedimentação da Formação Caiuá, (Fulfaro & Barcelos, 1991).

3.3.1 Formação Marília

A Formação Marília ocorre no Estado de São Paulo, nas quais destaca-se, como altos topográficos, remanescentes dos ciclos erosivos terciários. É constituída essencialmente por arenitos grossos a conglomeráticos, com grãos angulosos, baixo grau de seleção, com matriz escassa à abundante, e caráter essencialmente arcossiano, (Bartorelli, 1997). Os arenitos são maciços ou com incipiente estratificação subparalela e descontínua, raramente apresentando estratificação cruzada de médio porte. Existem freqüentes nódulos carbonáticos e raras camadas descontínuas de lamitos vermelhos e calcários.

Os sedimentos desta formação, ocorrem no reverso da cuesta arenito-basáltica, formando espigões na região entre o Rio Tietê e Paranapanema no Planalto Ocidental e em áreas isoladas, (Pinto, 1998).

3.3.2 Formação Itaqueri

A Formação Itaqueri (Almeida & Barbosa¹ 1953 *apud* Fernandes 1992) foi considerada uma litofácies da Formação Marília, por ocasião da sua redefinição por Soares *et al* 1980. Atualmente verifica-se a crescente tendência de sua exclusão do Grupo Bauru, por ser considerada de idade Cenozóica.

Apesar da posição estratigráfica da Formação Itaqueri não estar definitivamente estabelecida e ratificada na literatura geológica, as suas características litológicas e

¹ ALMEIDA, F. F. M., BARBOSA, O. **Geologia das Quadriculas de Piracicaba**. Estado de São Paulo. Boletim DNPM/DGM. 1953. 143p.

sedimentares são discutidas, principalmente por Barcelos (1984), fazendo parte do Grupo Bauru. Essa formação é caracterizada pela presença de arenitos, variando desde muito finos, passando por siltitos, até grossos, às vezes arcossianos, com camadas lenticulares de folhelhos, siltitos e conglomerados, existindo níveis de arenito intensamente silicificado. É freqüente a presença de conglomerado basal com até 5 metros de espessura, rico em seixos bem arredondados, chegando a 30 cm de diâmetro, de basalto e, subordinadamente, quartzo, calcedônia, quartzito, filito, pegmatito, sílex e folhelho, (Bartorelli, 1997).

3.3.3 Formação Adamantina

Ocorre na maior parte do Planalto Ocidental, seu contato basal se dá sobre a Formação Santo Anastácio ou sobre a Formação Serra Geral. É recoberta, em parte pela Formação Marília ou por depósitos cenozóicos.

Soares *et al.*, 1980 descreveram esta unidade como sendo composta por bancos de arenitos de granulação fina a muito fina, cor rósea a castanho, com estratificação cruzada, e espessura variando entre 2 e 20 metros, com intercalações de bancos de lamitos, siltitos e arenitos, maciços ou com acamamento plano-paralelo grosseiro, freqüentemente com marcas de ondas a macroestratificação cruzada. É comum a ocorrência de seixos de argilito da própria unidade, cimento e nódulo carbonáticos.

3.4 DEPÓSITOS ALUVIONARES

As formações sedimentares cenozóicas em geral, constituídas principalmente por depósitos aluvionares, elúvio e colúvios quaternários, com sua distribuição governada pelos grandes rios da região, (IPT, 1981). Na área em estudo essa unidade apresenta pouca expressão.

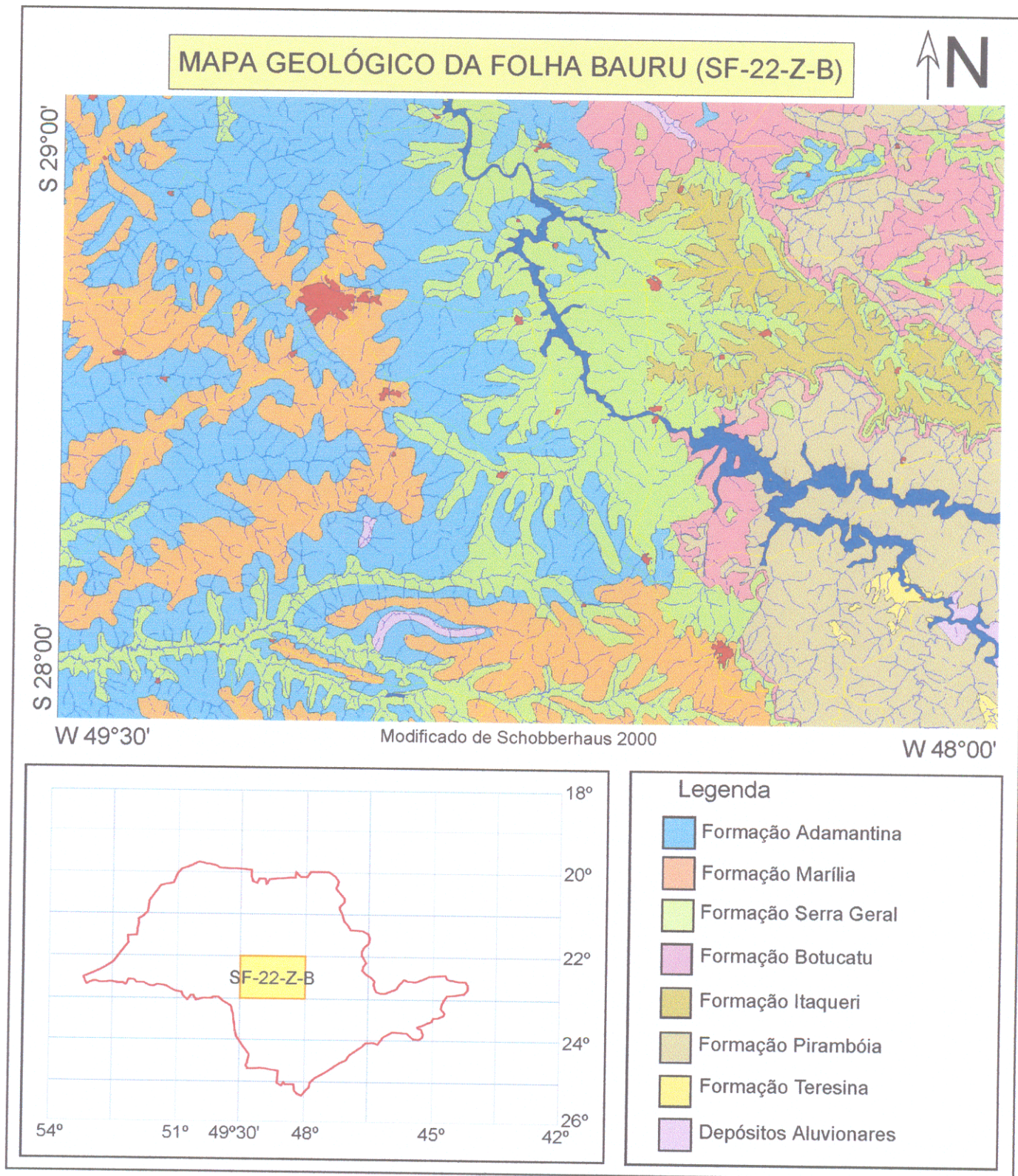


Figura 3.2 - Mapa Geológico da Região de Bauru (Modificado de Schobberhaus 2000).

4 PRINCÍPIOS DA GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA

4.1 INTRODUÇÃO

O foco principal da Geomorfologia Tectônica é a caracterização das relações entre o relevo e a tectônica, sendo que a morfoneotectônica, engloba os movimentos recentes e atuais ou aqueles do Neógeno.

A Neotectônica é definida originalmente como um segmento das ciências da Terra, que enfoca os movimentos crustais que incidiram ao longo do Neógeno e influenciaram decisivamente na elaboração do relevo contemporâneo (Obruchev² 1949 *apud* Mescherikov 1968). Ao longo do tempo vem merecendo muita atenção em função de sua importância para a caracterização geológica do Cenozóico. Nesse caso, existe a necessidade da apresentação de conceitos e características importantes pertinentes ao entendimento do que será exposto nessa dissertação.

Este segmento trabalha com períodos de tempo mais curtos que a análise das tectônicas mais antigas e passíveis de datações mais precisas. Ela trabalha com profundidades de até 2 km e apresenta estruturas muito particulares (Borges, 2000).

4.1.1 Neotectônica

O termo neotectônica foi introduzido pela primeira vez na literatura pelo geólogo soviético Obruchev (1948), para tratar os “movimentos tectônicos ocorridos no fim do Terciário e no Quaternário, os quais desempenharam um papel decisivo na configuração topográfica contemporânea da superfície terrestre”. A partir desse trabalho, diversos outros termos foram propostos para designar o arcabouço tectônico mais jovem de uma determinada região, por exemplo pode-se destacar: tectônica ativa, tectônica holocênica e tectônica quaternária (Stewart & Hancock 1994).

O termo *Neotectônica* está cristalizado na literatura geológica mundial, porém, ainda não existe um consenso sobre a sua definição, bem como não há

² OBRUCHEV V.A. 1948. *Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektoniki*. Akademia Nauk SSSR, Izvestiya Seriya Geologiya, 5:13-24.

unanimidade sobre o estabelecimento de um marco temporal identificador do início dos movimentos neotectônicos. O grande problema sobre a definição da neotectônica é o quanto se pode retroceder no tempo e continuar a utilizar o prefixo “neo”.

Segundo Angelier (1976), “a neotectônica versaria sobre o período no qual as observações geofísicas poderiam ser extrapoladas à luz dos dados geológicos”. Vita Finzi (1986) acredita que “a neotectônica deveria tratar das deformações do Cenozóico Tardio”. Segundo Möner (1990), a fase neotectônica inicia em tempos diferentes em lugares diferentes, sob regimes tectônicos diferentes, não havendo a necessidade de se utilizar termos como “Tectônica Holocênica”, “Tectônica Quaternária” ou “Tectônica Neogeno-Quaternária”. Segundo Wallace³ *apud* Stewart & Hancock (1994), a neotectônica trata de movimentos recentes que aconteceram ou acontecerão em tempos condizentes com o da existência do homem, definindo o termo “Tectônica Ativa”. Möner (1993) admite que, na maior parte das definições sobre a neotectônica, não vê motivos significativos para o estabelecimento do limite inferior de idade. Porém, ele considera que os últimos 3 a 2,5 Ma foram caracterizados por intensa atividade tectônica, causando soerguimentos e subsidências, podendo ter propiciado mudanças nas circulações atmosféricas e oceânicas que, por sua vez, teriam ocasionado as glaciações. Stewart & Hancock (1994), considerando as propostas disponíveis na literatura, concluem que se trata do estudo dos movimentos do presente e até onde eles podem ser estendidos no passado. De acordo com a definição da “Comissão de Estudos Neotectônicos da INQUA”, a neotectônica é qualquer movimentação ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, suas aplicações para vários propósitos e suas futuras extrapolações, não existindo um marco temporal que indique o início da neotectônica (Saadi, 1991), tal comissão destacou que não existe um limite temporal que demarque o início das atividades neotectônicas no globo, podendo esses movimentos ser atuais ou terem ocorrido à cerca de 10 milhões de anos.

Nas últimas décadas intensificaram-se os trabalhos sobre neotectônica em diversas regiões do mundo. Destaque para Machette *et al.* (1991) na costa oeste dos

³ WALLACE, R.E. 1977. Profiles na ages of young faults sacrps, north-central Nevada. **Geological Society of American Bulletin**, v 88, p.1267-1281.

EUA, Montenat *et al.* (1991) na Itália, (Becker⁴ *et al. apud* Stewart & Hancock 1994) na Inglaterra e Mercier *et al.* (1987) na Índia.

De acordo com as principais discussões e definições sobre o início do período da neotectônica, Moner *apud* Stewart & Hancock (1994), aborda de modo notável os movimentos das diferentes regiões de globo, os quais estão ligados diretamente à atuação do último regime tectônico. Segundo Pavlides (1989), o início da neotectônica é pertinente a cada território da Terra, bem como a seu ambiente geológico, ou seja, a neotectônica é o estudo dos eventos tectônicos recentes que ocorreram ou estão ocorrendo em uma região, após a última fase orogênica ou reestruturação tectônica.

4.1.2 Aquisição de Dados Neotectônicos (Aspectos Metodológicos)

O desenvolvimento de estudos neotectônicos envolve procedimentos variados, podendo ser descritos simplificada e em dois conjuntos: 1. técnicas de aquisição de informações multidisciplinares; e 2. integração de dados voltados para a elaboração da modelagem morfotectônica. (Fonte: Hasui *et al.* 1996).

A interação de estudos tectônicos, geomorfológicos e sedimentológicos e seus incrementos, constitui a peça fundamental da pesquisa neotectônica. Portanto, a separação das estruturas com relação à idade e as metodologias empregadas podem se tornar verdadeiros obstáculos (Figura 4.1 / Tabela 4.1). Com o objetivo de melhorar a abordagem da neotectônica, novas metodologias estão sendo trabalhadas, tais como o Processamento Digital de Imagens de sensores remotos multiespectrais e Modelos Numéricos de Terreno, que são objetivos deste trabalho.

A metodologia utilizada na pesquisa neotectônica deve ser conduzida de acordo com os objetivos a serem alcançados, cujo desenvolvimento requer um processo sistemático e efetivamente específico à proposição do trabalho. A determinação da idade de uma estrutura, por exemplo, pode ser feita através de métodos diretos e indiretos (Stewart & Hancock 1994).

⁴ BECKER, A. 1989. Detached neotectonic stress field in the northern Jura Mountains, Switzerland. *Geol. Rdsch.* 78, 459-475.

Silva (1997) cita a metodologia desenvolvida por Panizza *et al.* (1987) como eficaz na determinação de regiões neotectônicas, tanto para áreas de relevo montanhoso, como para áreas de baixo relevo. Tais autores observam a crescente importância do estudo geomorfológico relacionado a eventos sísmicos e à caracterização de movimentos tectônicos antigos.

Novas técnicas desenvolvidas para a análise sedimentológica e estratigráfica têm sido incrementadas, no sentido de melhorar a compreensão paleogeográfica de determinada região, mostrando desta forma, influência direta na pesquisa neotectônica (p. ex. Aquawi 1993; Mather & Westhead 1993).

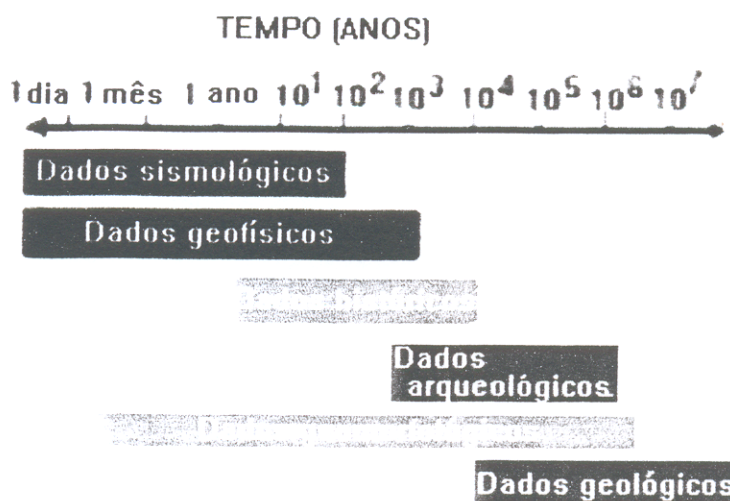


Figura 4.1 - Contraste entre escala de tempo em relação aos tipos de abordagem de investigação em neotectônica. (Fonte: Stewart & Hancock, 1994 adap. por Bernerguy, 1997).

Tabela 4.1 - Técnicas de aquisição de dados neotectônicos locais e regionais (Adaptado de Stewart & Hancock 1994).

	LOCAL	REGIONAL
Geodésicos	Controle da inclinação por triangulação, calibre da deformação, aferição de rastejamentos	Sistema de posicionamento global (GPS), interferômetro de linhas de base muito longas, rastreamento a laser de satélite
Sismológicos	Rede de microterremotos	Rede de dados sismológicos globais
Sensoriamento remoto	Fotografias aéreas, Imagem do IKONOS II, QuickBird II	Imagens de Satélite, radarmétricas e termal.
Geofísicos	Eletromagnetismo	Reflexão sísmica, anomalias de gravidade
Geoquímicos	Resistividade elétrica, descarga de radônio	Monitoramento hidrológico
Históricos	Relato de testemunhas oculares, evidências documentadas	Mapas e desenhos.
Arqueológicos	Registro de estruturas feitas pelo homem	Catálogos de terremotos pré-históricos
Geomórficos	Relevo gerado por falhas	Índices morfométricos e padrões de drenagem
Geológicos	Trincheiras, depressões	Análise de paleo-stress

O procedimento de obtenção de informações geológicas e geomorfológicas compreende três vertentes principais: a) síntese e revisão bibliográfica; b) elaboração de bases cartográficas através da interpretação de produtos de sensores remotos e de bases topográficas; c) trabalho de campo.

A síntese e revisão bibliográfica deve necessariamente envolver consultas sobre conceitos e terminologias referentes à neotectônica e procedimentos utilizados no estudo de casos de feições morfotectônicas de relevo e drenagem, com ênfase nas áreas que se assemelham à natureza do problema a ser pesquisado. Ao mesmo tempo,

deve-se adquirir o máximo de informações geológicas e geomorfológicas, em diferentes escalas, além de material cartográfico e produtos de sensores remotos disponíveis.

A metodologia da pesquisa neotectônica pode ser conduzida de acordo com o objetivo a ser alcançado, cujo desenvolvimento requer um processo sistemático efetivamente específico à proposição do trabalho. Segundo Mescherikov (1968), em regiões onde predominam efeitos de subsidência regional e acumulação de sedimentos, devem ser adotados os mesmos métodos geológicos que são empregados para a investigação da movimentação paleotectônica, enquanto em regiões sujeitas a soerguimentos e denudação, os métodos geomorfológicos são fundamentais, como por exemplo, o estudo do perfil dos terraços aluviais, a análise das superfícies de aplainamento, a delimitação das antigas linhas de costa, etc. O estudo dos elementos topográficos deve ser acompanhado pela análise sedimentológica dos depósitos associados a eles.

Para Hasui & Costa (1996), os métodos geológicos devem focar essencialmente as feições estruturais, forma de relevo e drenagem que refletem os movimentos neotectônicos, coberturas de solos, depósitos de colúvios e de sedimentos correlativos com as etapas de evolução neotectônica, utilizando-se inclusive das técnicas de geofísica e geoquímica. A análise geomorfológica deve ser marcada pelo estudo do relevo e da drenagem, por meio de imagens de sensores remotos e/ou modelos numéricos de terreno, procurando demonstrar a sua relação direta com a tectônica da região, as feições sedimentares devem ser estudadas através da análise faciológica, distribuição espacial e correlativa ao sistema deposicional.

4.2 CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS ESTRUTURAS NEOTECTÔNICAS

O desenvolvimento de estruturas neotectônicas depende do quadro estrutural de uma determinada região, ou seja, da orientação e geometria de estruturas pre-existent (Hasui, 1990) e logicamente do tipo de regime tectônico envolvido.

De acordo com Borges (2000), as características das estruturas neotectônicas podem ser divididas em: a) Posição na Crosta: A tectônica estuda as estruturas da *crosta superior*, onde os processos geram falhas e fraturas, registradas

por rochas cataclásticas. Por vezes ocorrem foliações em rochas da crosta superior, devido a pressão de fluidos, e também podem ser observadas foliações em diamictitos, originadas por processos glaciais; e, b) Sistemas Estruturais: Na crosta superior ocorrem sistemas *extensionais*, *compressionais* e *transcorrentes*.

a) Sistema Extensional

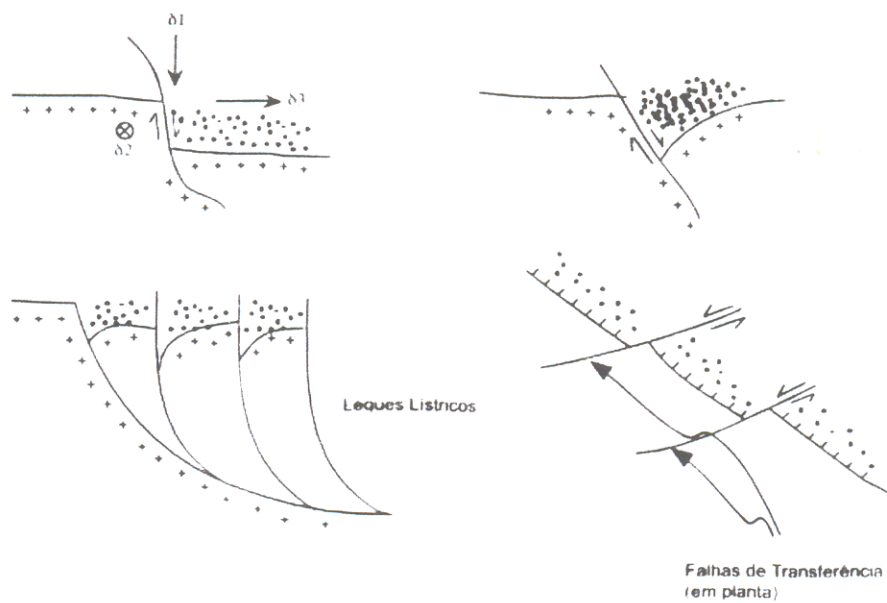


Figura 4.2: Exemplos de Sistemas Extensionais (Fonte: Borges 2000).

b) Sistema Compressional

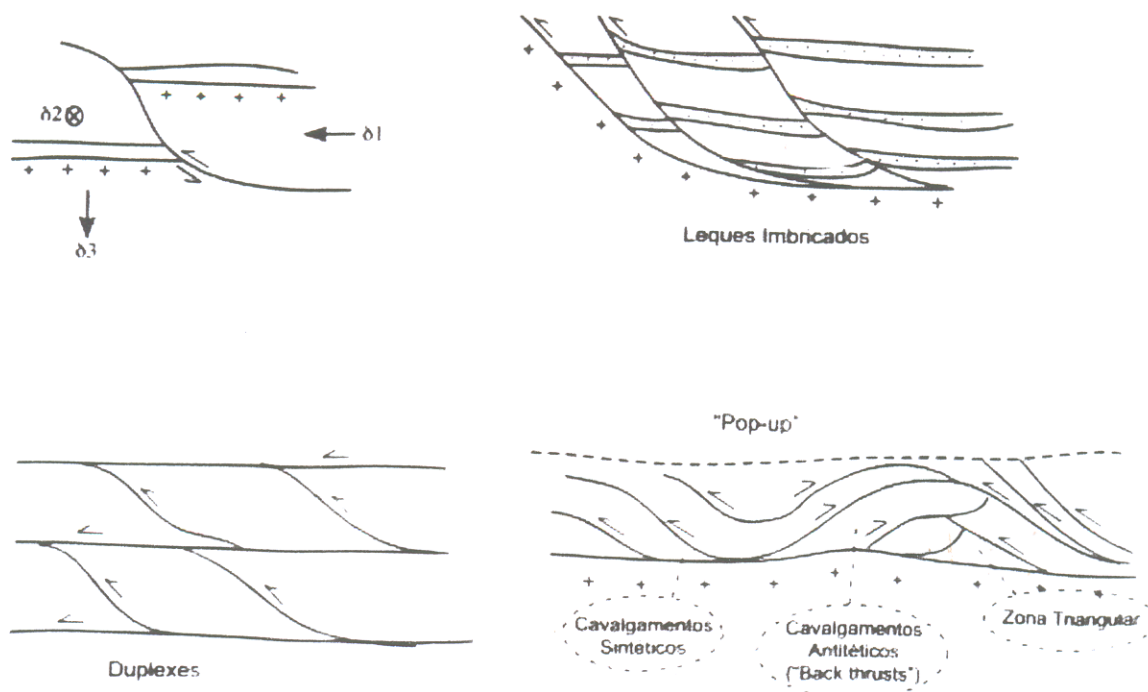


Figura 4.3: Exemplos de sistemas compressoriais (Fonte Borges 2000).

c) Sistema Transcorrente

Constitui o sistema mais importante na tectônica cenozóica, melhor visualizado em mapa. De acordo com o traçado das transcorrências e com a presença de segmentos descontínuos subparalelos, ocorrem combinações de transcorrência + extensão = Transtensão ou transcorrência + compressão = Transpressão. Na transtensão, desenvolvem-se as estruturas denominadas "Flor Negativa", "Bacias Sigmoidais" e Bacias "Pull Apart", enquanto que na transpressão, são geradas as estruturas tipo "Flor Positiva" e "Push Up".

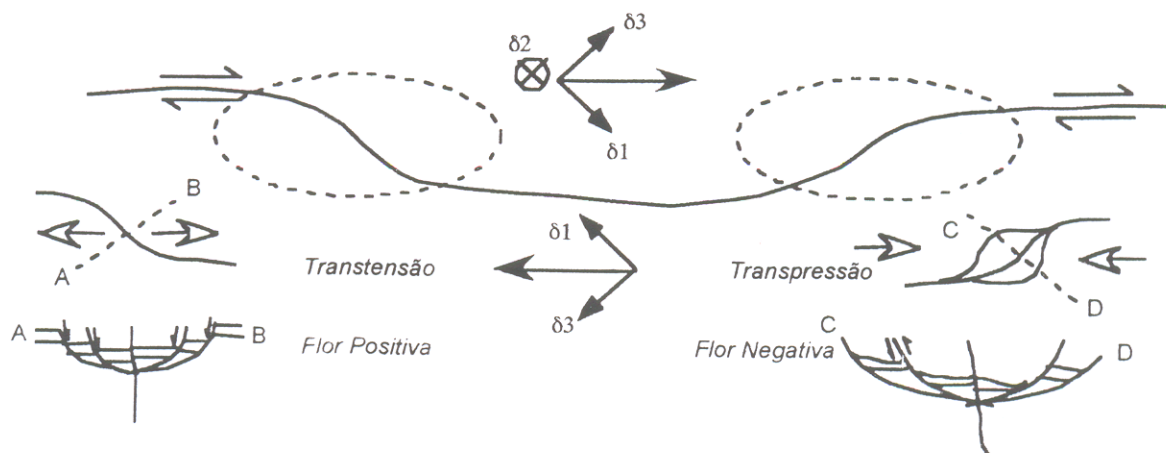


Figura 4.4: Exemplos de Sistemas de Compressão tipo Flor positiva e negativa (Fonte: Borges 2000).

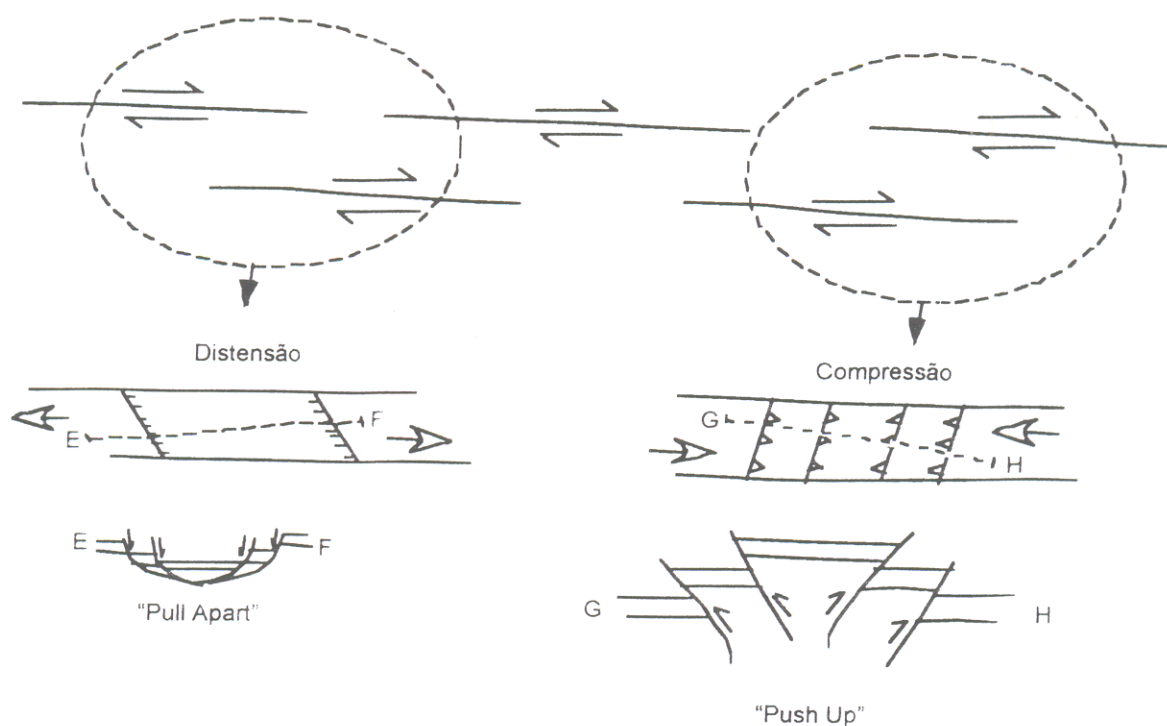


Figura 4.5: Exemplos de Sistemas Transcorrentes (Fonte: Borges 2000).

As estruturas neotectônicas mais estudadas são falhas e juntas, conforme Stewart & Hancock (1994). Estes autores consideram estruturas neotectônicas aquelas restritas ao nível crustal superior, que são, portanto, passíveis de erosão ou marcam os primeiros estágios de deformação que são normalmente "apagados" após prolongado período de movimentação.

4.2.1 Falhas Neotectônicas

A geometria e arquitetura de falhas neotectônicas são produtos do padrão de propagação da falha com a movimentação sendo acomodada em diversos planos. Estudos de rupturas causadas por terremotos demonstram que a movimentação das falhas não ocorre em planos contínuos e discretos como se pensava, mas em diversos planos que compõem uma zona de falha, apresentando um arranjo anastomosado e interconectado (Figura 4.6 - Stewart & Hancock, 1994).

Os traços de falhas ativas são caracterizados por mudanças na geometria ou continuidade. As curvaturas (*bends*), por exemplo, marcam desvios abruptos na orientação do traço da falha, já a continuidade pode ser interrompida por ramos segmentados, onde a falha principal divide-se em dois ou mais traços. Conclui-se que o particionamento da deformação neotectônica depende diretamente da segmentação geométrica da falha, ou seja, da mudança de geometria e das variações nas taxas de movimentação.

Diferentes tipos de segmentos geram tipos contrastantes na arquitetura da falha. De acordo com a geometria dos segmentos ou das curvaturas, pode-se ter estruturas dilatacionais ou compressionais, nas quais, respectivamente, são formadas brechas implosão e de compressão (Figura 10). Onde há concentração de deformação ao longo de uma superfície contínua da falha, tem-se a formação de brechas de atrito (Stewart & Hancock, 1994).

Padrão de fraturas ao longo de um segmento de uma falha direcional. Separações dilatacionais (D) caracterizam-se por brechas de implosão, falhas normais e direcionais subsidiárias; Separações antidilatacionais (A).

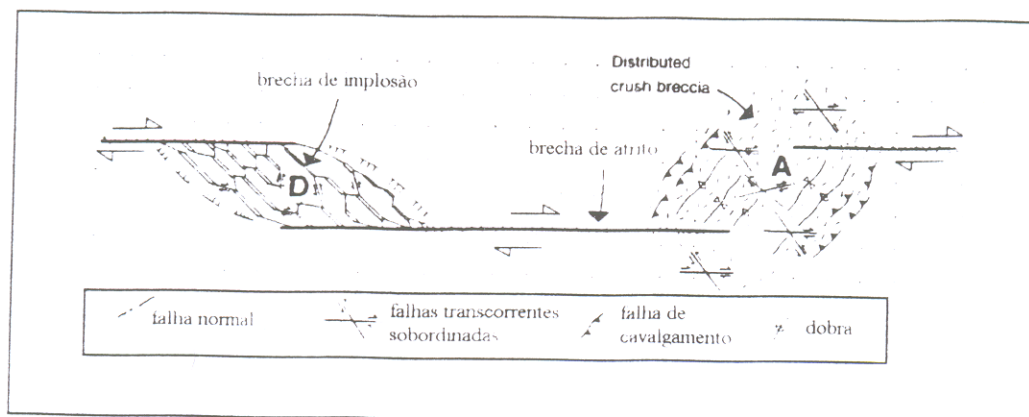
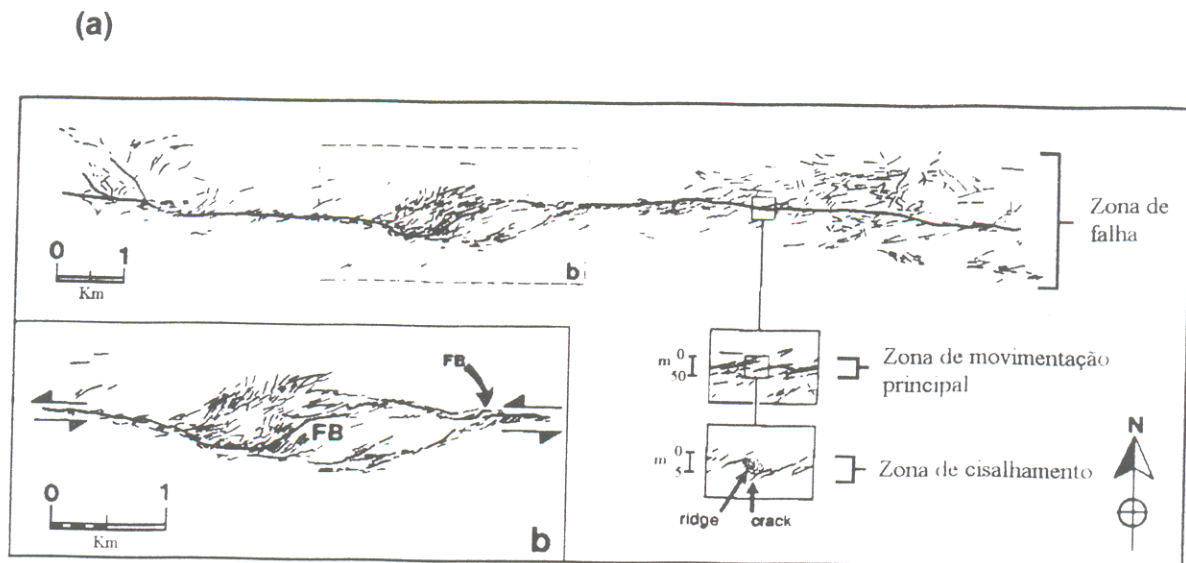


Figura 4.6: (a) Mapa de fraturas associadas ao terremoto em Dash-e-Bayaz (Irã) de 1968, ressaltando o caráter descontínuo da superfície de falha. (b) Detalhe demonstrando a invariabilidade do padrão das rupturas, com encurvamentos (FB) ocorrendo ao longo de falhas em escalas contrastantes. Fonte: Stewart & Hancock (1994).

Como indicadores cinemáticos, esses autores citam a lineação de estiramento e as estrias, contidas no plano de falha. É certo que diferentes episódios de movimentação no plano de falha podem formar várias gerações de estrias com diferentes orientações, mas as lineações em grande escala podem ser um elemento inerente ao plano de falha, servindo como registro do vetor estiramento (σ_3).

Além da caracterização geométrica e de indicadores cinemáticos, outro ponto de suma importância é a presença de farinha de falha, que pode ser útil na datação da idade de movimentação atual da falha, através de métodos paleomagnéticos ou de ressonância elétrica.

4.2.2 Juntas Neotectônicas

Para um conjunto ou sistema de juntas ser considerado neotectônico, ele precisa ser o mais novo de uma área e estar afetando rochas depositadas desde o implantação da fase neotectônica. Quando as rochas consideradas são de idade mais antiga, o intervalo de tempo entre a acumulação da seqüência e a implantação da deformação pode ser muito amplo para serem estabelecidas relações estratigráficas seguras, mas isto não significa que rochas mais velhas não possam ser cortadas por juntas neotectônicas. O reconhecimento no campo é difícil, sendo normalmente utilizados critérios de sucessão ou de truncamento (Stewart & Hancock, 1994).

Os principais atributos de um sistema de juntas neotectônicas são analisados por Stewart & Hancock (*op. cit.*), com destaque para os seguintes aspectos: i) os sistemas de juntas neotectônicas pertencem a redes geometricamente simples de conjuntos de fraturas de extensão ou fraturas híbridas conjugadas, ambos dominados por um conjunto de fraturas verticais sistemáticas (Figura 4.7); ii) não é comum a exposição de veios paralelos às juntas neotectônicas, sugerindo que a pressão de fluido dificilmente alcança os altos valores necessários para o seu desenvolvimento; iii) as juntas neotectônicas raramente cortam camadas incompetentes; iv) apesar de ser raro, alguns sistemas de juntas podem compreender uma grade de fraturas de extensão ortogonais, já que estas são geralmente formadas em profundidade, comuns em redes de juntas paleotectônicas.

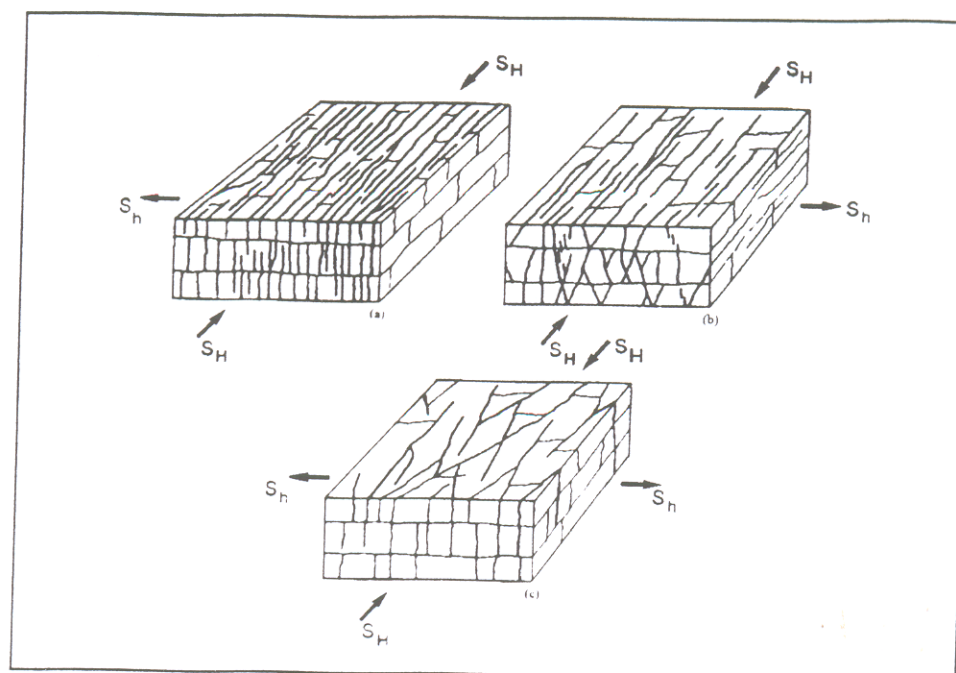


Figura 4.7: Sistemas característicos de juntas neotectônicas. (a) Conjunto simples de juntas sistemáticas verticais de extensão ligado por juntas não sistemáticas. (b) Espectro de juntas verticais de extensão e juntas híbridas íngremes ligado por juntas não sistemáticas. (c) Espectro de juntas verticais de extensão e juntas híbridas ligado por juntas não sistemáticas. SH – Maior tensão horizontal, Sh – Menor tensão horizontal. Fonte: Stewart & Hancock (1994).

A análise neotectônica em terrenos antigos é muito difícil, pois não se pode definir que as falhas e fraturas descritas em campo são recentes. No Brasil, as descontinuidades estruturais só são consideradas como neotectônicas quando cortam claramente sedimentos terciários, como por exemplo no Grupo Barreiras, ou mais novos.

4.3 A NEOTECTÔNICA NO BRASIL

Foi a partir da década de 50, através dos trabalhos de Sternberg (1950, 1953) e Freitas (1951) que as pesquisas sobre a neotectônica no Brasil se intensificaram, embora existam, na literatura científica brasileira, trabalhos referentes a movimentos recentes desde o início do século XX (Lisboa⁵ *apud* Miotto 1990 e Branner⁶

⁵ LISBOA, M.A.R. 1914. The Permian geology of Northern Brazil. **American Journal of Science**, New Haven, Ser. 4, 37 (221): 425-43.

apud Suguio 1999). Porém, o maior interesse pelo assunto só cresceu na década de 70, principalmente pela necessidade relacionada à construção civil de grandes obras, como por exemplo, usinas hidrelétricas e termonucleares.

Outros trabalhos importantes foram publicados, principalmente a partir da década de 80 (Franzinelli & Piuci 1988; Veloso *et al.* 1987a; Eiras & Kinoshita 1988; Franzinelli & Igreja⁷ 1990 *apud* Cavalcante 1999).

No território brasileiro, as regiões norte (Amazônica) e sudeste são as mais estudadas, embora o conhecimento até hoje adquirido nessas áreas possa ser considerado preliminar (Berrocal *et al.* 1984; Mioto⁸ 1993 *apud* Suguio 1999).

Hasui (1990) considera que a neotectônica do Brasil deve abranger o intervalo de tempo geológico a partir da intensificação dos processos de deriva continental no início do Terciário até hoje, com manifestações geológicas restritas ao tectonismo intraplaca. Este pesquisador propõe que o limite da neotectônica no Brasil, embora a datação precisa deste regime seja muito difícil, seja o início da sedimentação da Formação Barreiras, o fechamento da deposição nas bacias marginais e o término das manifestações magmáticas no território nacional, em torno do Mioceno Médio (12 Ma).

Os aspectos neotectônicos têm merecido uma atenção muito importante para a caracterização geológica do Cenozóico.

O marco inicial do evento neotectônico tem apresentado idades variadas, no entanto, cada autor procurou alocá-la em uma determinada época, de acordo com sua área de trabalho, como fizeram desde os trabalhos de Obruchev (1948). É importante enfatizar que a fase neotectônica tem se iniciado em diferentes tempos nas diferentes regiões do planeta, conforme destaca Mörner (1990), prevalecendo o regime tectônico após a última reorganização tectônica regional ou a partir do estabelecimento dos limites das placas atuais (Hasui & Costa 1996).

⁶ Branner, J.C. 1910. Agraded Limestone Plain of the Interior of Bahia and the Climatic Changes Suggested by them. **Geological Society American Bulletin**, 2(2): 187-206.

⁷ Franzinelli, e. & Igreja, H. L. S. Utilização do sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. In: Simp. Bras. Sens. Rem. 6, Rio de Janeiro, 1990. **Anais**. V.3, p.164-648

⁸ Mioto, J. A. **Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil**. Rio Claro: UNESP. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. 1993. V 276 p. Tese de Doutorado

O regime tectônico da Placa Sul-Americana possui um importante marco tectônico representado pela abertura do Oceano Atlântico, no Mesozóico e início do período Terciário (Hasui 1990). Nesse contexto, distingue-se dois regimes tectônicos no Cenozóico, predominado inicialmente o regime divergente, responsável pela formação das bacias tafrogênicas do sudeste do Brasil, com direção NW-SE e, posteriormente, o regime tectônico transcorrente com direção E-W (Hasui, *op cit.*).

Segundo Hasui (1990), o início dos eventos neotectônicos no Brasil está associado a deformações em ambiente intraplaca, provenientes do processo de deriva continental da América do Sul para Oeste, predominando o regime tectônico transcorrente, inclusive em épocas atuais. Esta fase limita a mudança do regime tectônico distensivo do processo de abertura oceânica para o regime tectônico transcorrente intraplaca. Segundo Hasui & Costa (1996), a idade provável do início desse regime deve estar situado no início da sedimentação Barreiras e na última fase de sedimentação das bacias costeiras brasileiras, e o fim das manifestações magmáticas no Brasil. Portanto, a fase neotectônica da Plataforma Brasileira está posicionada no Neogeno (Mioceno / Plioceno) ao Quaternário.

A configuração atual região sudeste do Brasil é caracterizada por planaltos, depressões, cuestas e planícies costeiras decorrentes de processos de degradação e aggradação relacionados a movimentos tectônicos do Mesozóico – Cenozóico.

4.4 A NEOTECTÔNICA DO SUDESTE BRASILEIRO

Na Região Sudeste do Brasil, os primeiros trabalhos referentes à tectônica moderna são de Freitas (1951). Este autor introduz a idéia de elevação epirogênica e falhamentos para explicar a posição das superfícies erosivas da região. Bjornberg (1969) e Bjornberg et al. (1971) detectam falhas transcorrentes, normais e inversas relacionadas a movimentos tectônicos recentes, tendo a constatação de serem mais freqüentes que se imaginavam.

Entre as diversas pesquisas realizadas sobre a evolução geológica cenozóica do sudeste do Brasil, destacam-se Almeida (1976), desenvolvida no vale do

Rio Paraíba do Sul, onde descreveu o “Sistema de Riftes da Serra do Mar”. Trata-se da mais estudada e conhecida feição geológica em território brasileiro, que abrange as bacias sedimentares de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, caracterizadas como hemigrábens com basculamento para noroeste (Suguio, 1999).

O conjunto de bacias, bem como a suas peculiaridades estratigráficas e tectônicas, foi descrito por Riccomini (1989) no “Rifte Continental do Sudeste do Brasil” (RCSB), que se estende para além das quatro bacias sedimentares citadas acima. Segundo este autor, essas bacias teriam sido contínuas, tendo sido separadas por sucessivas deformações tectônicas seguidas de erosão.

De acordo com Riccomini *op cit*, a evolução tectono-sedimentar teria iniciado uma depressão contínua pela atuação de esforço distensivo de direção NNW-SSE reativando zonas de cisalhamento brasileiras, na forma de falhas lítricas com caimento para o Oceano Atlântico. Ainda segundo este autor, teria ocorrido uma segunda fase tectônica de evolução do RCSB, provavelmente de idades oligocênica a neogênica, onde teriam sido afetados os sedimentos do Grupo Taubaté, sendo caracterizada como fase de transcorrência sinistral de direção E-W, com extensão NW-SE e localmente, compressão NE-SW. Durante um período de calmaria tectônica, teriam sido depositados os sedimentos da Formação Pindamonhangada, representando uma nova fase de sistema fluvial meandrante, de idade provável neogênica a pleistocênica. Esses depósitos da Formação Pindamonhangaba e subjacentes, bem como os depósitos coluviais datados como pleistocênicos, estão afetando estruturas relacionadas à terceira fase tectônica, definida como representando por um esforço binário E-W de transcorrência dextral, com compressão NW-SE, tendo sido sugerida idade pleistocênica a holocênica, representando a primeira fase de esforços neotectônicos.

A última fase tectônica proposta por Riccomini (*op. Cit.*) corresponde a um regime distensivo com direção NW-SE, afetando depósitos holocênicos preservados em terraços baixos. No seu modelo de evolução geológica, este autor associa as variações temporais e espaciais nos regimes de esforços tectônicos às modificações no balanço entre as taxas de subducção da Placa de Nazca sob a borda ocidental da Placa Sul-

americana e à velocidade de migração desta placa para oeste, em decorrência da expansão do fundo oceânico na dorsal atlântica.

Macedo *et al.* (1991) destacam as formas rômbricas das bacias sedimentares preenchidas por depósitos cenozóicos, ao discutirem a evolução mesozóica - cenozóica da área continental que envolve o Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB).

Conforme Saadi (1993), as atividades tectônicas cenozóicas do RCSB e de outras bacias cenozóicas próximas, à zona de fraqueza crustal denominada de Descontinuidade Crustal do Paraíba do Sul.

Salvador (1994) e Riccomini (1995) reconheceram ainda uma quinta fase tectônica, estudando a área do Alto Estrutural de Queluz (SP), cujos campos de esforços obtidos indicam um regime compressivo de direção E-W. Na região do RCSB, este último regime de esforços teria se instalado após a fase anterior de distensão e perduraria até hoje.

Hasui *et al* (1998), realizaram a principal pesquisa sobre a Evolução Morfotectônica do Sudeste do Brasil, e destacaram as seguintes características:

- O Mesozóico – Paleógeno é caracterizado por um soerguimento regional ligado à Reativação Sul-Atlântica que se relaciona aos processos de abertura do Oceano Atlântico. A esse soerguimento associam-se as expressões de um alto topográfico, a intrusão de diques de diabásio e corpos de rochas alcalinas e desnivelamentos através de falhas NE-SW e NW-SE. Nesta etapa evolutiva, o Oligoceno é marcado pela atividade de falhas normais NE-SW, inclinadas para SE.
- O Neógeno – Quaternário foi individualizado em seis compartimentos morfotectônicos de elementos estruturais, estratigráficos, sedimentológicos e geomorfológicos, relacionados a movimentos transpressivos, transtensivos e direcionais. As falhas inversas, sob transpressão, desenvolveram-se reativando estruturas pré-existentes (descontinuidades, anisotropias e heterogeneidades do embasamento pré-cambriano e falhas normais posteriores), segmentaram depocentros e soergueram blocos estreitos e alongados nas direções NE-SW e ENE-WSW, como foi verificado na área da Serra da Bocaina e nos arredores de Campinas e entre Ubatuba e Taubaté.

A evolução morfotectônica mesozóica – paleogênica vincula-se intimamente a um regime extensional relacionado com a fragmentação do Gondwana e a neogênico – quaternária reflete um regime tectônico intraplaca, com movimentações transcorrente que se particiona em compartimentos com dinâmica própria e marca a evolução neotectônica.

Apesar do regime tectônico intraplaca mostrar-se suavizado na região da Bacia do Paraná, comparando-se com as deformações existentes em outras regiões mais ativas do Brasil, inúmeras feições tectônicas lineares, bem como outras formas estruturais, podem ser notadas nas descrições geológicas dessa região. Desta forma, diversos autores (Fúlfaro 1974, Soares 1974, Coimbra *et al* 1977, Ferreira *et al* 1981) comentam a existência de sistemas lineares, tais como os alinhamentos dos rios Tietê, Guapiara, Paranapanema e Moji-Guaçu dentre outros, agindo como agente controlador durante parte da história de sedimentação da Bacia do Paraná.

Em termos de tectonismo ressurgente, as diversas zonas sismogênicas comprovam a ocorrência de eventos tectônicos no Cenozóico que devem ser considerados, demonstrando assim a instabilidade crustal em regime intraplaca.

4.5 GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA

De acordo com Borges (2000), “*landforms*” tectônicos são as formas de relevos relacionadas ao quadro tectônico, destacando-se entre elas as escarpas de falha. Essas escarpas podem ser geradas por extensão, transcorrência e cavalgamento, podendo muitas vezes, serem monitoradas em imagens de sensores remotos ou por modelagem numérica de terreno.

O estudo das relações das feições morfológicas e das estruturas tectônicas tem sido usado no reconhecimento das principais feições morfológicas associadas aos movimentos tectônicos.

Hills⁹ (1956 *apud* Stewart & Hancock 1994) inicialmente definiu o termo morfotectônica, como sendo o estudo das feições relativas entre a geologia estrutural e

⁹ Hills, E. S. A contribution to the morphotectonics of Australia. In: STEWART, I. S., HANCOCK, P. L. **Continental Deformation**. New York: Pergamon Press, 1994.

a paisagem. Atualmente, Bull & Wallace (1985) definem tais características abrangendo a chamada *geomorfologia tectônica* como sendo o estudo entre os movimentos verticais e horizontais, os processos deposicional e erosional e das formas de relevo.

Panniza & Placente (1978), expõem que as modificações na superfície causadas pela neotectônica podem ser: feições geológicas de observação direta (subsidência, soerguimento, dobramento, falhamento, etc...); ou indireta (variação na taxa de sedimentação ou de acumulação de detritos); ou aspectos geomorfológicos de observação direta (deslizamentos de terra, escarpas de falha, subsidência, etc...); ou indireta (adaptação da superfície aos condicionantes estruturais, adaptações segundo fenômenos tectônicos com variação no tempo de resposta, tais como formas particulares de cadeias ou encostas – cadeias retilíneas, encostas côncavo-convexas), assimetria de vales, curvas de rios, padrão hidrográfico particular, etc.).

Muitas das feições geológicas não são visíveis na superfície, sendo assim torna-se decifrar os elementos geomorfológicos (diretos e indiretos) para avaliar os fenômenos neotectônicos. Nota-se a importância do estudo da influência tectônica no relevo e na drenagem.

As consequências da movimentação neotectônica, em qualquer ambiente geotectônico, manifestam-se diretamente no relevo e na forma geral da rede de drenagem, definindo muitas feições morfológicas que podem ser utilizadas como indicadoras de estilo, magnitude e taxa de movimentos tectônicos. Stewart & Hancock 1994 dividem o relevo tectônico em dois segmentos: relevo primário, decorrente da ação direta do deslocamento da superfície; e relevo secundário, oriundo da progressão da evolução tectônica que experimentou modificações por deslocamento e distorção. Portanto, Hasui *et al* 1996, definem a geomorfologia tectônica como a relação entre os movimentos tectônicos e as feições morfológicas.

Cooke (1990), em seu trabalho avalia que existe uma considerável lista de indicadores geomorfológicos da atividade neotectônica e uma grande variedade de métodos que podem ser usados para a análise e interpretação das evidências (Tabela 4.2)

Tabela 4.2: Exemplos de indicadores geomorfológicos da atividade neotectônica
(Fonte: Cooke 1990).

Indicadores Geomorfológicos de Atividade Neotectônica	
Direto	Linha de costa deformada ou deslocada Terraço aluvial deformado Segmentação de leques aluviais Deslocamento de terraços datados Mudanças na profundidade do lago Arqueamento de superfícies planálticas Escarpa de falha Spur e facetas Shutter ridges Separação de terraços de rios Rios reversos Deslocamento de construções humanas(cercas, trilhos, etc...)
Indireto	Respostas de canais de drenagem Mudanças à jusante na sinuosidade do rio Taxa de sedimentação Captura de rio Formação de lagos

Bull & Wallace (1985) indicam que a geomorfologia tectônica além de examinar a interação das estruturas da crosta com processos erosivos e deposicionais, inclui: o reconhecimento de relevos que são usados como diagnósticos na caracterização de estruturas; novas técnicas de datação e ampliação das antigas para avaliações das idades de terraços fluviais, depósitos glaciais e terraços marinhos; e o desenvolvimento de “modelos processo-resposta” para explorar a importância relativa do tectonismo na operação de sistemas geomórficos e para estimar tempos de eventos tectônicos moderados.

Já Summerfield (1986) enfatiza a interdisciplinaridade naturalmente embutida na Geomorfologia Tectônica, na importância de explorar a variação de escalas temporal e espacial e suas ligações com a geofísica e os diversos ramos das geociências, enfatizando três temas principais fundamentais: 1. a neotectônica, que engloba a investigação de movimentos do relevo variando de décadas até o Neógeno; 2. o controle estrutural do desenvolvimento do relevo; e 3. a relação entre a tectônica global e a evolução da paisagem.

4.5.1 Aspectos Tectônicos do Relevo

Uma ampla gama de feições geomorfológicas pode ser empregada como indicador de estilo, magnitude e de taxa ou tempo de atuação dos movimentos tectônicos (Stewart & Hancock, 1994). O reconhecimento de relevos tectônicos primários (resultantes do deslocamento da superfície), e dos relevos tectônicos secundários (elementos geomorfológicos que foram deslocados, deformados, modificados ou preservados pela tectividade neotectônica subsequente), caracterizam-se como feições geomorfológicas indiretas, descritas por Paniza & Piacente (1978).

O princípio fundamental da geomorfologia tectônica é que qualquer mudança na forma da paisagem implica a mudança no processo da paisagem. Tais mudanças podem ser originadas de causas erosivas, mas também de atividade tectônica. É de interesse para o estudo da geomorfologia tectônica a observação de feições em diferentes escalas que se mostram arqueadas, basculadas, em subsidência, fraturadas ou outro tipo de deformação.

4.5.2 Aspectos Tectônicos da Drenagem

A análise da rede de drenagem uma importante e excelente ferramenta para estudos de neotectônica. Em áreas de baixo relevo, esse tipo de investigação se torna imprescindível para a interpretação estrutural de uma área (Howard 1967), uma vez que os rios são muito sensíveis e capazes de se ajustar à deformação, em períodos de décadas a séculos (Keller & Pinter 1996).

Através da análise dos padrões de drenagem pode-se obter informações estruturais que ocorrem na superfície e também em subsuperfície, apresentando um comportamento ativo ou não. Só existem duas formas de geração de drenagem, de acordo com Borges (2000): a) pela inclinação da superfície, ou b) pela presença de descontinuidades estruturais. A implantação da drenagem necessita apenas de 1° (um grau) de inclinação do terreno, sendo o elemento mais sensível aos movimentos neotectônicos.

Na maioria dos casos, as falhas são descontinuidades crônicas, ou seja, são reativadas desde os tempos mais remotos (Arqueano/Proterozóico), até os dias atuais (recente). Tais estruturas, podendo ser consideradas como holocênicas, controlam grande parte das drenagens.

4.5.2.1. Tipos de Drenagem

Os tipos de drenagem, de acordo com Borges (2000), podem ser divididos em: a) Drenagem “Breided”; b) Drenagem Meandrante; e c) Drenagem anastomótica ou entrelaçada.

- a) Drenagem “Breided”: é mais comum em climas árido a semi-árido, sem geração de planícies de inundação. Apresenta multiplicidade de canais e ilhas, sem depósitos de extravasamento, e com depósitos de fundo, típicos de alta geração de energia.
- b) Drenagem Meandrante: apresenta planícies de inundação muito desenvolvidas e canais fixos bem definidos, maior carga em suspensão e menor geração de energia (terrenos de pouco declive). Na neotectônica, os rios meandrantos são localizados em áreas muito movimentadas, sendo as atividades tectônicas recentes responsáveis pelos abundantes canais abandonados e alternância de trechos tortuosos e trechos retilíneos (atividade sísmica).
- c) Drenagem Entrelaçada ou Anastomótica: intermediária entre os padrões anteriores, e deve ser influenciada também por atividade sísmica intensa. Em termos de visão atual, a interpretação da sinuosidade na drenagem é causada pelas barreiras criadas pela movimentação neotectônicas.

4.5.2.2. Propriedade da Rede de Drenagem

De acordo com Lima (2002), entende-se como *Propriedade de Drenagem* as particularidades no traçado que os segmentos de drenagem apresentam em função de características físicas do terreno (litologia), índice de pluviosidade, forma de relevo,

tipos de solos e cobertura vegetal. Além desses fatores, não pode ser esquecida a presença de eventos tectônicos responsáveis pela deformação e formação de relevo, como também a decisiva participação do clima, exemplificados na figura a seguir.

Esta análise, segundo Borges (2000), baseia-se no elemento textural da drenagem, que é o menor elemento identificável a olho nu. Em sua descrição, as propriedades da rede de drenagem podem ser divididas em a) Densidade; b) Sinuosidade; c) Angularidade; d) Tropa; e) Assimetria, e; f) Formas Anômalas.

a) Densidade: Análise de densidade relativa. É dividida em alta, média e baixa.

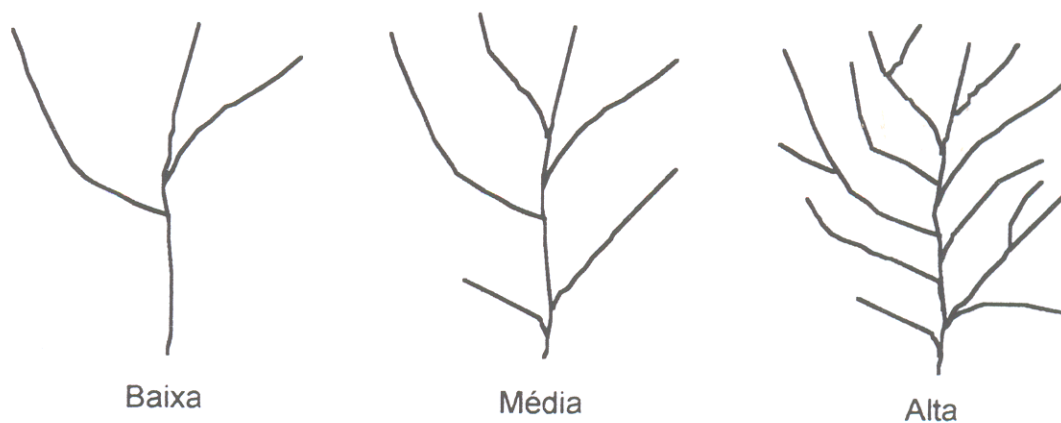


Figura 4.8: Exemplos de densidade de rede de drenagem

b) Sinuosidade: Refere-se às formas dos rios tributários, podem ser curvilíneas, mista ou retilínea.

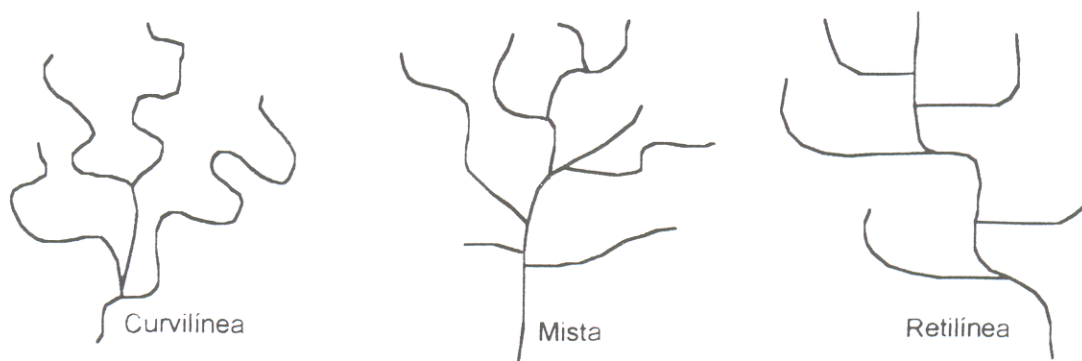


Figura 4.9: Exemplos de Sinuosidade de drenagem

c) Angularidade: Baseia-se no ângulo de confluência das drenagens, podendo ser baixa, média ou alta.

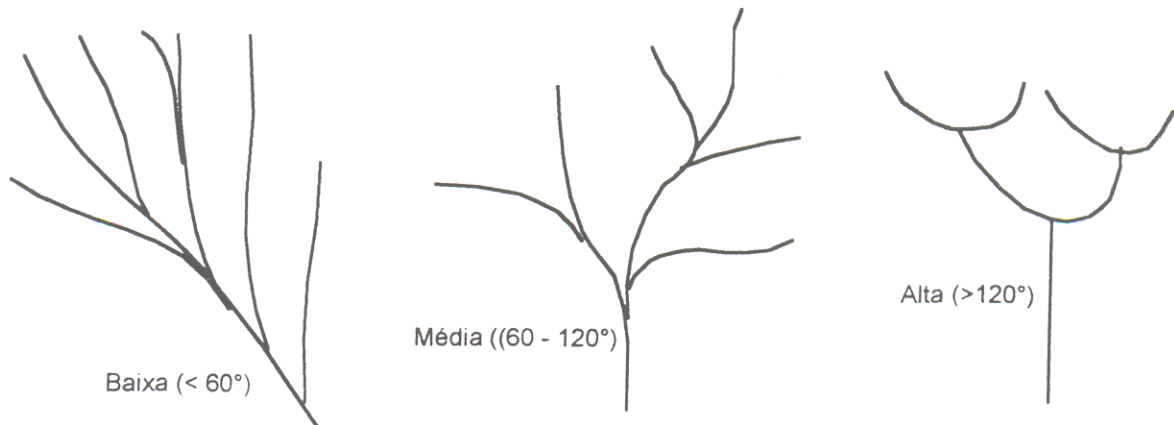


Figura 4.10: Exemplos de Angularidade da rede de drenagem.

d) Tropa: Refere-se à orientação das drenagens, separadas em unidirecional, bidirecional, tridirecional e multidirecional.

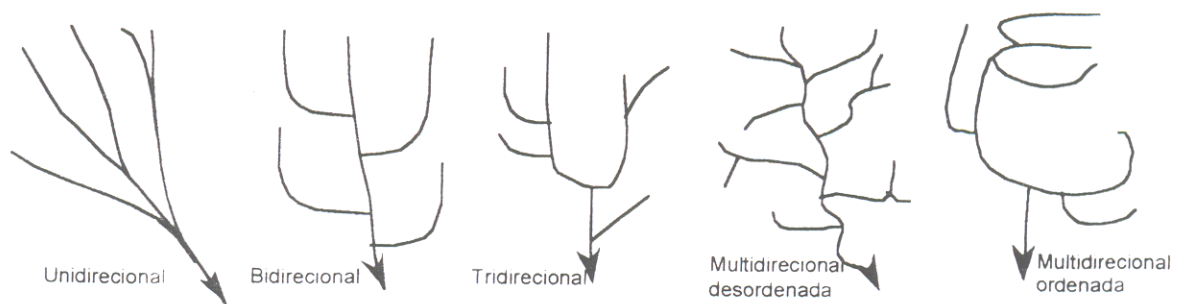


Figura 4.11: Exemplos de Tropa de Drenagem.

e) Assimetria: Pode ser identificada como, fraca ou forte, dependendo do tamanho e da forma dos tributários.

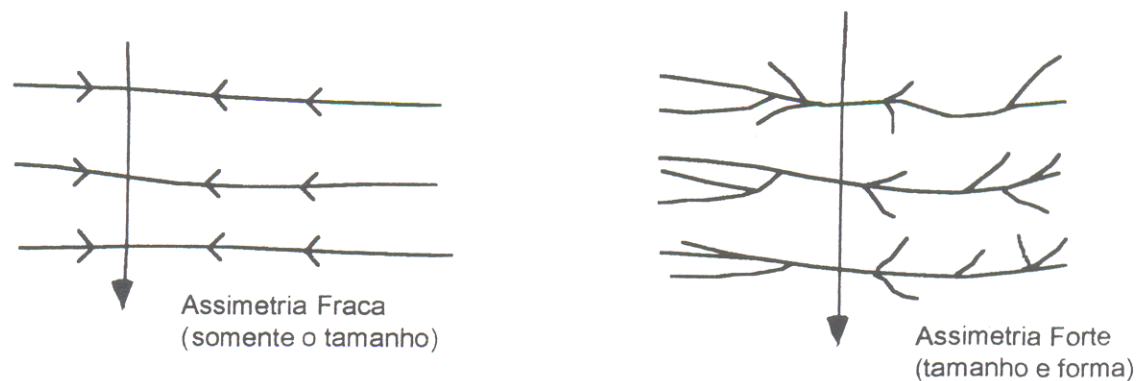


Figura 4.12: Exemplo de Assimetria de drenagem.

f) Formas Anômalas:

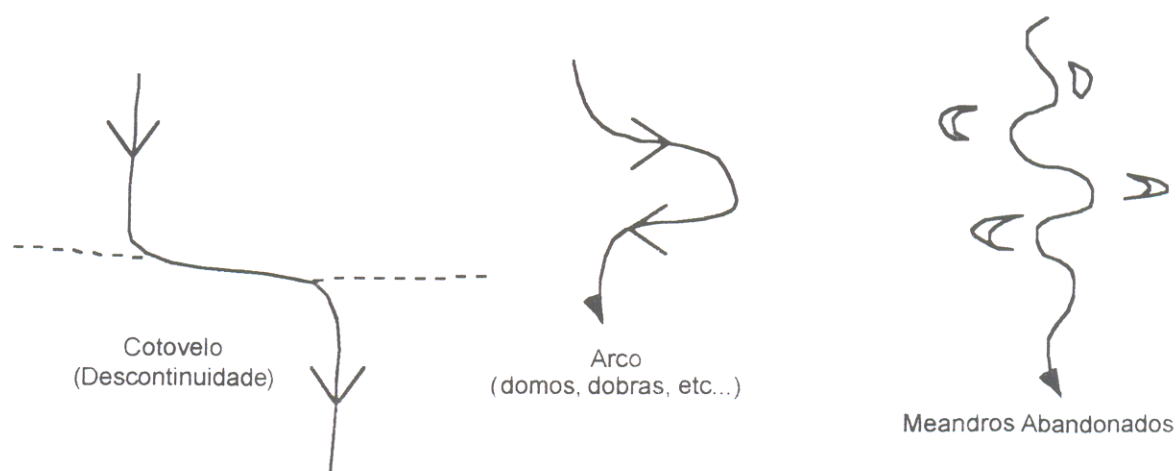


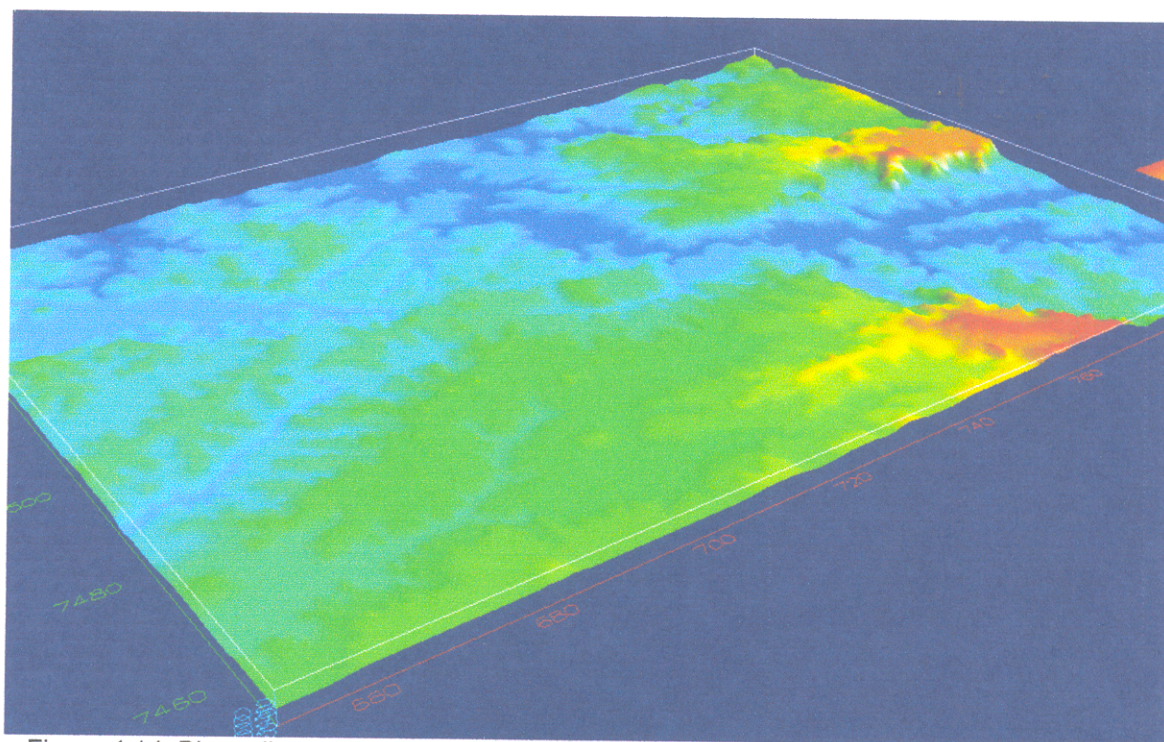
Figura 4.13: Exemplos de formas anômalas da drenagem (Fonte: Borges 2000).

4.6. GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA LOCAL

4.6.1. Aspectos Tectônicos do Relevo na Folha Bauru

Esta descrição da Geomorfologia Tectônica Local foi realizada inteiramente baseada nas interpretações dos Modelos Digitais de Terrenos (Cartas Hipsométricas e MDT's com sobreposição dos dados geológicos/estruturais e de rede

A figura 4.14 exhibe claramente a distribuição de “landforms” tectônicos primários que controlam a orientação geral das linhas de dissecação do relevo, bem como a trajetória das curvas de nível. Os níveis hipsométricos são apresentados como feições com forte geometria retangular – alongado. O relevo é assim apresentado sob a forma de fatias francamente orientados sobretudo nas direções NW-SE e E-W. Com base na distribuição das amplitudes é possível afirmar que as cristas NW-SE emcorporam movimentações com tendência “*dip-slip*” normal (Figura 4.14 e 4.15).



75

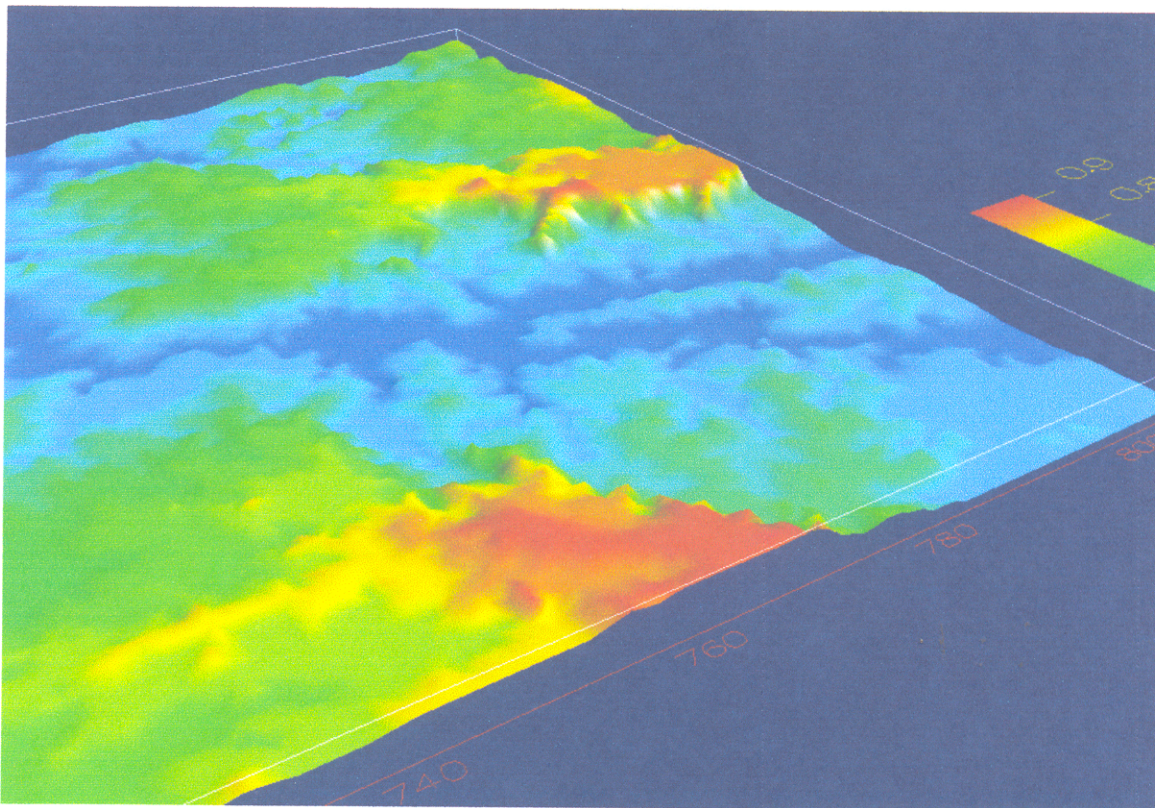


Figura 4.15: Detalhe do bloco anterior apresentando a forte tropia unidirecional para o nível S1 e suas ligeiras mudanças de trajetória.

A Figura 4.15 exhibe, em detalhe, os escarpamentos cretáceos a NW-SE. Mudanças de trajetórias são inseridas pelo implante de descontinuidades N-S.

Três níveis *summitais* são visualizados com base nas figuras 4.10 e 4.11. O primeiro nível (S_1) (coloração azulada a esverdeada), ligado ao implante da superfície mais antiga, encontra-se restrito a porção SE da área, correspondendo aos pacotes de sedimentos fluvio-lacustres da Formação Pirambóia, de idade Triássica. O nível intermediário (S_2) apresenta-se francamente controlado pelo “*landform*” com tendência *dip-slip* NW-SE no canto SE e pelos “*landforms*” E-W na porção SW a centro-oeste da área de trabalho. Aparentemente não existem grandes desníveis empostos pela orientação E-W, permitindo inferir tratarem-se de descontinuidades com tendência geral *strike-slip*.

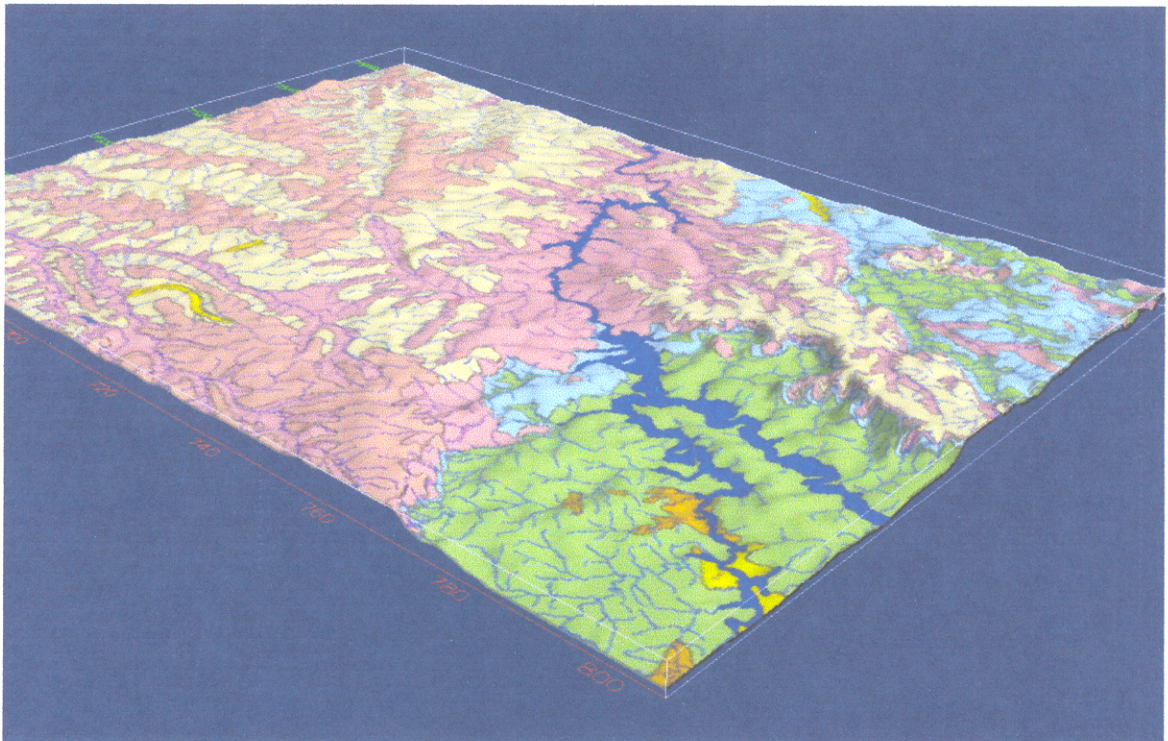
A figura 4.16 exhibe um “*merge*” de dados geológicos, hidrológicos sob uma base de relevo simulada numericamente. Visualiza-se a segmentação de unidades geológicas dos pacotes da Formação Botucatu e Itaqueri. As capturas da rede de

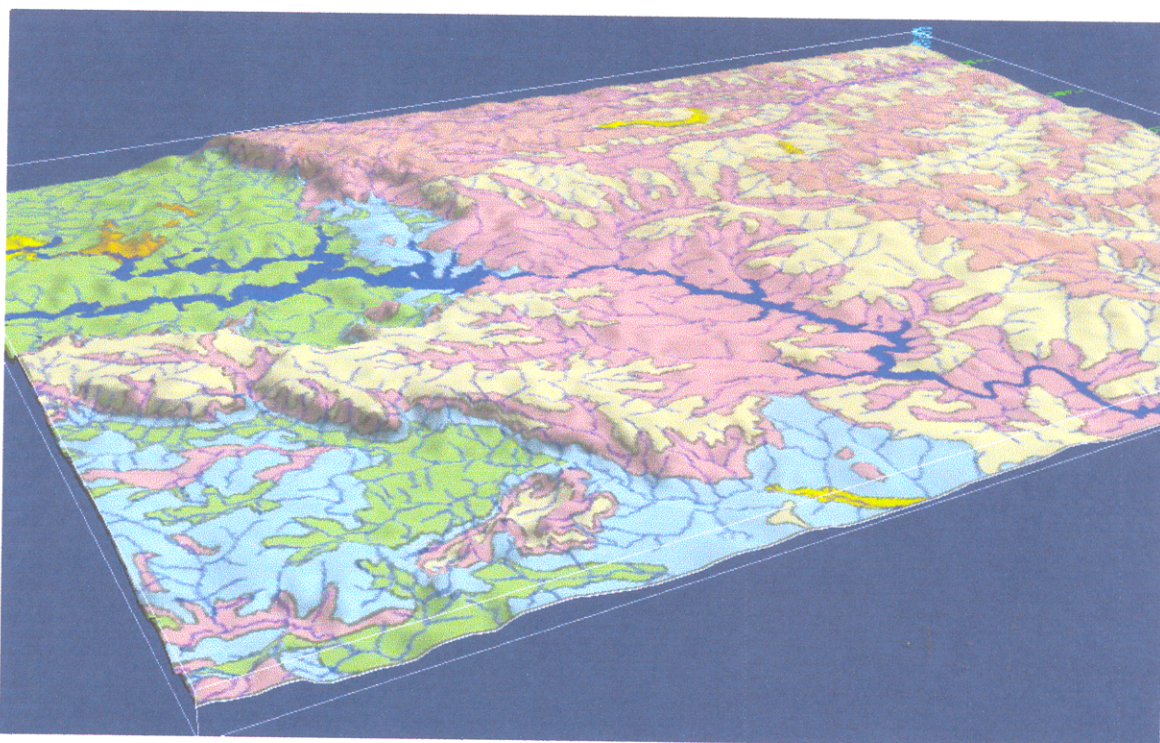
drenagem a N-S são também corroborados pelo ganho de orientação N-S do contato da Formação Itaqueri, com a Formação Botucatu no centro-norte da área.

Tais discontinuidades N-S também parecem controlar a distribuição geométrica do contato entre a Depressão Periférica e o Planalto Ocidental.

Na figura abaixo, considere (a) uma visada para NW; (b) visada para SW e (c) visada para NE.

(a)





(b)

(c)

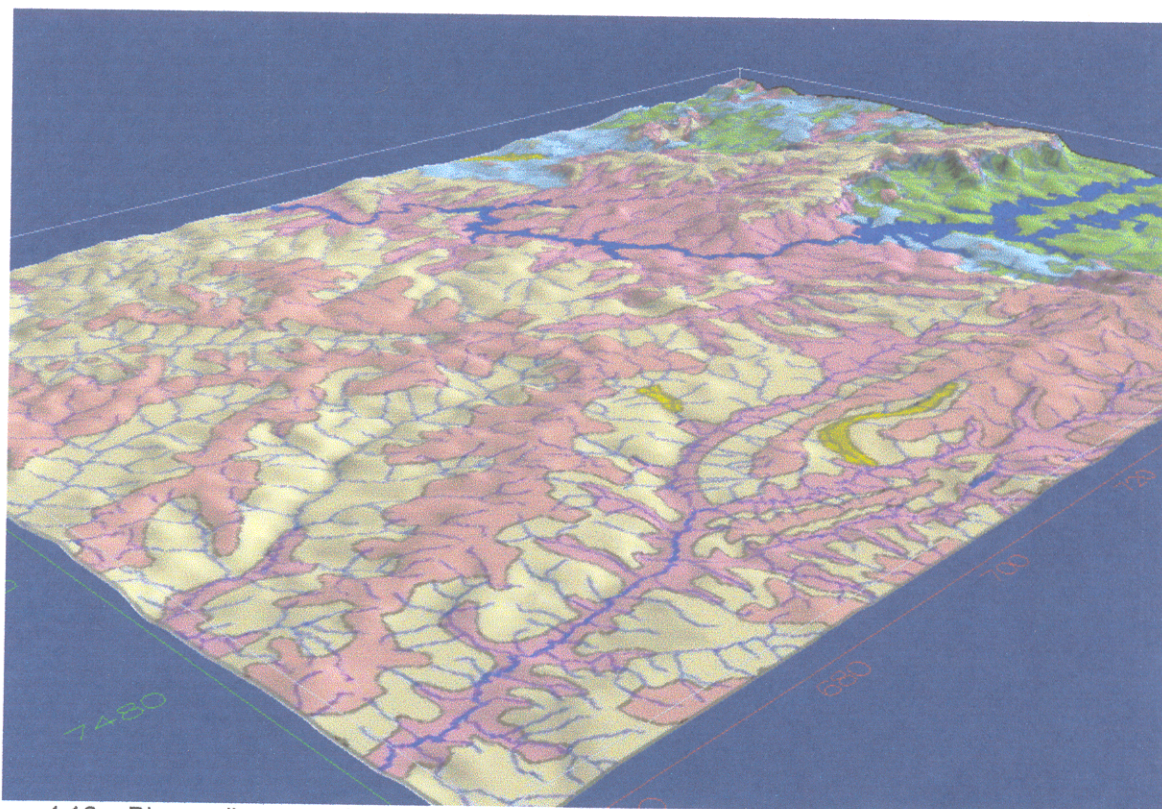


Figura 4.16 – Blocos diagrama da Folha Bauru, com “merge” de dados oriundos da rede de drenagem e da litoestratigrafia, sobre uma base de relevo gerado por simulação numérica.

4.6.2. Aspectos Tectônicos da Rede de Drenagem na Folha Bauru

A rede hidrográfica da Folha Bauru (Figura 4.13) encontra-se vinculada em uma ampla maioria as bacias do Rio Tietê e do Rio Pardo. De um modo geral, as drenagens são francamente controladas por estruturas descontínuas. Os cursos de 3ª. e 4ª. ordem, geralmente, ocupam as orientações preferenciais E-W e NW-SE.

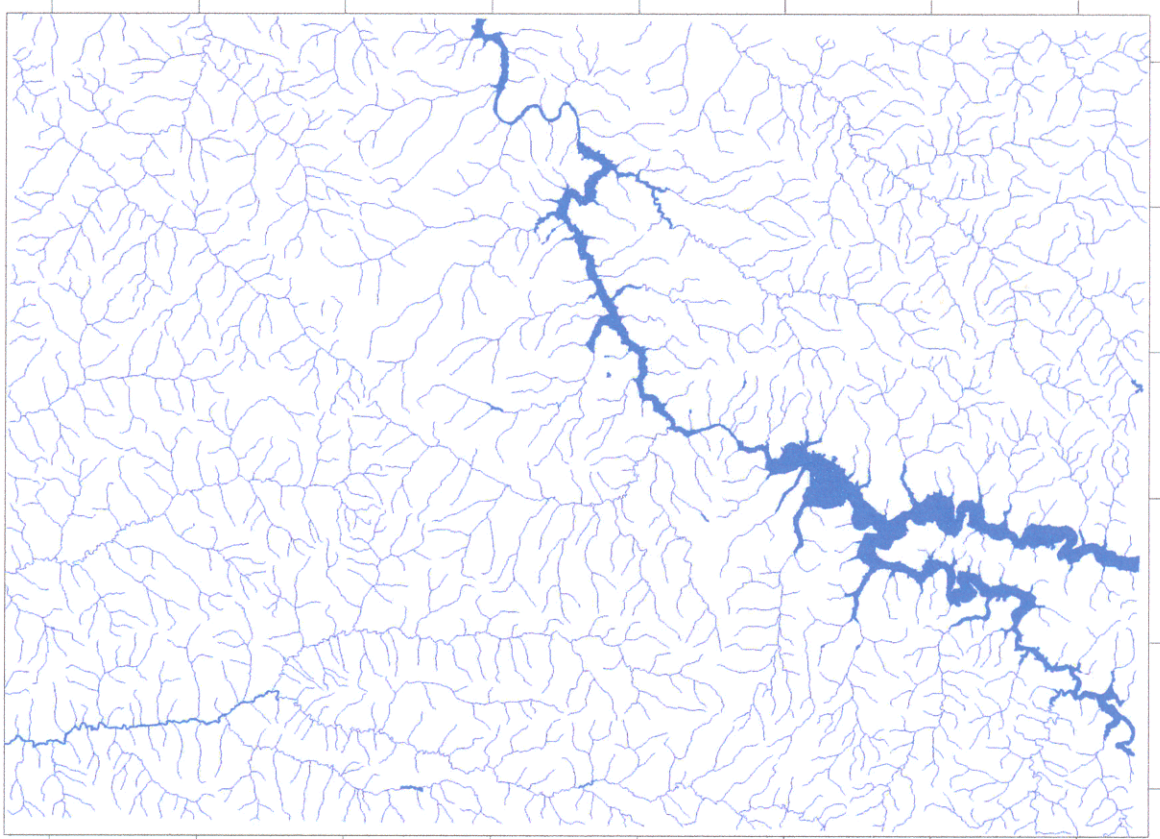


Figura 4.17 – Distribuição da rede de drenagem da Folha Bauru.

São comuns os arranjos nas composições do tipo retangular – angulado e ligeiramente paralela. Padrões do tipo treliça de falha também estão presentes. São freqüentes os tipos vinculados a assimetrias fracas e fortes.

Em termos de investigação espacial é típica a orientação geral E-W na porção sul do mapa, que na porção centro-oeste ganha orientação geral NW-SE. No meio norte da folha são observadas capturas gerais dos tributários do Tietê a orientação N – S.

O Mapa de descontinuidade, extraídos a partir dos elementos hidrográficos, exibem como conjuntos principais orientações neotectônicas E-W, NW-SE e mais discretamente, as orientações NE-SW e N-S (Fig. 4.18).

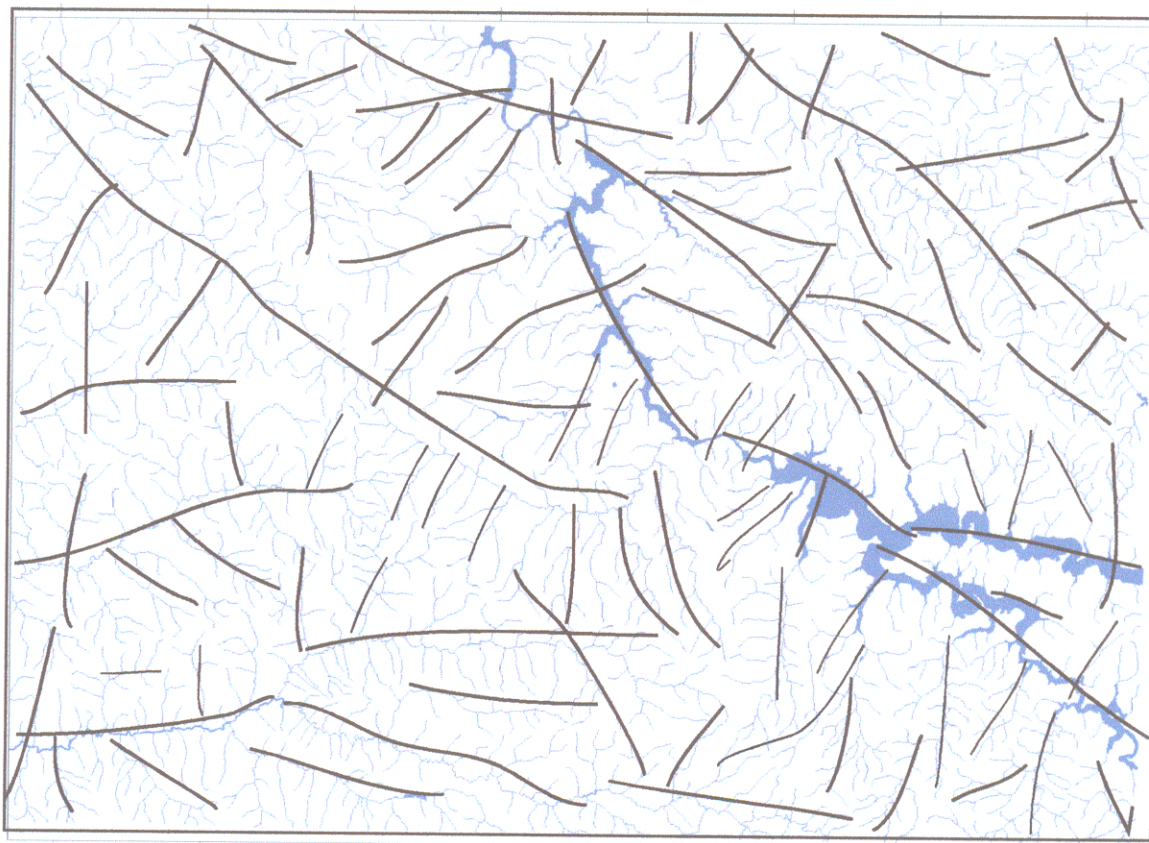


Figura 4.18 – Lineamentos de drenagem da Folha Bauru.

5 Conclusões

Este trabalho tem a intenção de mostrar a potencialidade dos Modelos Digitais de Terreno (MDT) na interpretação geológica, ainda pouco utilizado nos trabalhos da comunidade científica. Pode-se, a partir de um conjunto de programas de fácil acesso em PC's comuns, criar um MDT com sobreposição de mapas temáticos, ou, de maneira mais elaborada, construir modelos tridimensionais de relevo, utilizando poderosas estações gráficas 3D, com uma grande variação de utilidades.

A evolução significativa da informática, sobretudo nas últimas duas décadas, possibilitou que o tratamento da informação espacial também evoluísse nos centros de pesquisa ao longo do globo. Hoje em dia, praticamente todos os dias há um lançamento de *hardware* e *software* no mundo inteiro, e essa crescente demanda por agilidade no tratamento da informação, aliado ao fenômeno da globalização, permitiu também um importante crescimento na quantidade de usuários capazes de administrar informações espaciais.

O entendimento do meio físico, incluindo a constituição da litologia, estruturação, morfologia e regime de tensões, torna-se fundamental para a caracterização da estabilidade geológica, principalmente para:

- a) o planejamento de obras de engenharia;
- b) previsão de riscos de instabilização de massas de rochas, sedimentos e solos, para o planejamento da ocupação urbana;
- c) a previsão de enchentes e acumulações hídricas;
- d) entendimento da permeabilidade em subsuperfície induzida por descontinuidades, importante para o estudo hidrogeológico;
- e) a determinação das melhores trajetórias para a construção de uma estrada por exemplo, pode-se estabelecer mais de uma trajetória e analisar os perfis em termos de distâncias percorridas, variação máxima de cota, inclinações máxima e mínima, etc...;
- f) a determinação de uma distribuição ótima de antenas de transmissão, e ou recepção, de sinais de telecomunicação

- g) a detecção de alguns depósitos minerais, principalmente os da classe II (areia, barro, seixo, argila, etc...), e;
- h) o conhecimento da evolução da paisagem.

A visualização simultânea de diferentes dados georreferenciados (fisiográficos e geológicos) em superfícies topográficas (Modelos Digitais de Terreno – MDT's) facilita a representação e análise dos dados. Esta técnica computacional fornece informações privilegiadas dos “*landforms*” tectônicos primários, facilitando a sua identificação e caracterização geométrica. Morfoestruturas e “*landforms*” secundários também são representados pelos modelos digitais.

Neste trabalho, a utilização do *software* SURFER 6® foi muito importante, pois permitiu uma excelente visualização prévia do MDT a ser utilizado na interpretação da geomorfologia tectônica da área, porém, devido a melhor qualidade dos modelos e também a um intercâmbio científico entre as instituições UFPA e UNESP, foi utilizado o *software* Geo3View, desenvolvido para *workstations*, com ambiente Unix (SUN) no Laboratório de GeoModelagem 3D, do Instituto de Geociências do pólo de Rio Claro – SP. Que atualmente constitui o melhor local para modelagem tridimensional da topografia no Brasil.

Dos diversos métodos de interpolação de dados 3D apresentados no capítulo IV deste trabalho, notou-se que o método *Kriging* possui uma equação matemática que possibilita uma boa relação topográfica, com excelente qualidade estética e importante na construção dos MDT's para sobreposição dos dados georreferenciados. É claro que a escolha do método de interpolação para outros dados, por exemplo, temperatura, pressão, concentração química, precipitação pluviométrica, etc., dependem do tratamento estatístico adequado, bem como da relação do variograma.

A análise e interpretação da rede de drenagem e do mosaico de imagens de radar do projeto Radam, permitiu a elaboração de um mapa de lineamentos estruturais da região. Esses dados, aliados aqueles extraídos do Modelo Numérico de Terreno, constituindo-se em bons indicadores da morfoneotectônica na região da Folha Bauru (esc. 1:250.000) no Estado de São Paulo.

Entender o processo de modelagem tridimensional vai muito além de se conhecer os modelos estatísticos que estão por trás de cada método de interpolação a ser gerado. Deve ser importante também para o entendimento do meio-físico por inteiro, suas vulnerabilidades e sua distribuição biológica, geológica-geomorfológica, hidrogeológica, sociológica e etc, principalmente pela importância de se conhecer o meio-ambiente como um todo.

Os modelos apresentados exibem claramente a distribuição de “landforms” tectônicos primários que controlam a orientação geral das linhas de dissecação do relevo, bem como a trajetória das curvas de nível. Os níveis hipsométricos são apresentados como feições com forte geometria retangular – alongado. O relevo é assim apresentado sob a forma de fatias francamente orientados sobretudo nas direções NW-SE e E-W. Com base na distribuição das amplitudes é possível afirmar que as cristas NW-SE incorporam movimentações com tendência “*dip-slip*” normal.

Três níveis *summitais* foram visualizados nos MDT's com base nas figuras 4.10 e 4.11. O primeiro nível (S_1), ligado ao implante da superfície mais antiga, encontra-se restrito a porção SE da área, correspondendo aos pacotes de sedimentos fluvio-lacustres da Formação Pirambóia, de idade Triássica. O nível intermediário (S_2) apresenta-se francamente controlado pelo “*landform*” com tendência *dip-slip* NW-SE no canto SE e pelos “landforms” E-W na porção SW a centro-oeste da área de trabalho. Aparentemente não existem grandes desníveis empostos pela orientação E-W, permitindo inferir tratarem-se de descontinuidades com tendência geral *strike-slip*.

Em termos de investigação espacial é típica a orientação geral E-W na porção sul do mapa, que na porção centro-oeste ganha orientação geral NW-SE. No meio norte da folha são observadas capturas gerais dos tributários do Tietê a orientação N – S.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F. F. M. 1976. The System of continental rift bordering the Santos Basin. In: ACAD. BRAS. CIÊNCIAS, v. 48 supl..., 1976.
- ALMEIDA, F. F. M., BARBOSA, O. 1853. *Geologia das Quadrículas de Piracicaba, Estado de São Paulo*. Boletim DNPM/DGM. 143p.
- ANGELIER, J. 1976. La neotectonic cassant et sa place dans un arc insulaire: l'arc égen méridional. *Rev. Géog. Phys. Géol.*, v. 18.
- ANGELIER, J. & MELCHER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en seismologie: la méthode des dièdres droits. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 7, p. 1309-1318.
- AQUAWI, A. A. 1993. Implications of sea-level fluctuations, sedimentation and neotectonics for the evolution of the Marshlands (Ahwar) of Southern Mesopotamia. *Neotectonics: Recent Advances / Quaternary Proceedings*, v. 3, p. 21-31.
- BARCELOS, J.H. 1984. *Reconstrução Paleogeográfica da Sedimentação do Grupo Bauru Baseada na sua Redefinição Estratigráfica Parcial em Território Paulista e no Estudo Preliminar Fora do Estado de São Paulo*. Rio Claro, 109p. (Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista).
- BARCELOS, J.H., LANDIM, P.M.B., SUGUIO, K. 1983. Análise estratigráfica das sequências cretácicas do Triângulo Mineiro (MG) e suas correlações com as do Estado de São Paulo. In: SBG/ NÚCLEO SÃO PAULO, SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba, **Atas**, v. 2, p. 77-89.
- BARTORELLI, A. 1997. **As Principais Cachoeiras da Bacia do Paraná e sua relação com alinhamentos tectônicos**. Rio Claro. UNESP – Instituto de Geociências (Tese de Mestrado).
- BEMERGUY, R. L. 1997. **Morfotectônica e Evolução Paleogeográfica da Região da Calha do Rio Amazonas**. Belém. Universidade Federal do Pará – Centro de Geociências (Tese de Doutorado). 201p.

- BERROCAL, J. ASSUMPÇÃO, M., ANTEZANA, R., DIAS NETO, C. M., ORTEGA, R. FRANÇA, H, VELOSO, J. A. V. 1984. *Sismicidade do Brasil*. São Paulo, IAG/USP e CNEN, 320p.
- BJORNBERG, A. J. S. 1969. **Contribuição ao estudo do Cenozóico paulista:** tectônica e sedimentologia. São Carlos, 126p. Tese (Livre Docência) – Escola de Engenharia de São Carlos, USP.
- BORGES, M. S., CAVALCANTE, L. M., EBERT, H. D., BEMERGUY, R. L., COSTA, J. B.S. 1997. Aspectos geomorfológicos e modelagem digital de terreno da area entre as praias do Farol e Paraíso – Ilha do Mosqueiro, Nordeste do Pará. *Rev. Geociências*, v.16, Ed. Unesp, SP.
- BORGES, M.S. 2000. Neotectônica e Geomorfologia. Anotações de Curso. CPRM, Itaituba – PA.
- BORGES, M.S., COSTA, J.B.S., HASUI, Y., PIRES NETO, A.G., MORALES, N., RUEDA, J.R.J. 1998. Compartimentação Neotectônica do Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, *Anais...* Belo Horizonte: SBG-MG, p.74.
- BULL, W. B., WALLACE, R. E. 1985. *Tectonic Geomorphology*. Geology, n.13, 216p.
- CAVALCANTE, L. M. 1999. *Neotectônica na área do Tiracambu (NE do Estado do Pará, NW do Estado do Maranhão)*. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 147p. (Tese de Mestrado).
- COIMBRA, A. M., BRANDT NETO, M., PETRI, S. 1977. O alinhamento estrutural do Tieté. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1, São Paulo. Atas... São Paulo: SBG, 1977.
- COOKE, R. U. 1990. *Geomorphology in enviromental management: an introdution*. New York. Ed. Oxford, Clareon Press, 410p.
- COSTA, J. B. S. HASUI, Y, BEMERGUY, R. L., BORGES, M. S. 1996. Neotectônica da Região Amazônica: Aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos. REVISTA DE GEOCIÊNCIAS*, v.4, n.2, p.23-44.
- EBERT, H. D., BORGES, M. S, LINDENBACK, C., ULMER, H., LAVORANTE, L. P. 2000. *Sobreposição de Dados Fisiográficos e Geológicos em Modelos Digitais de Terreno (MDT) Utilizando Geo3view: Procedimentos e Aplicações Morfoestruturais*,

- GEOCIÊNCIAS, v. 18, n. 2 p215 – 234. Disponível em <http://petro.rc.unesp.br/public/geo3view/geo3view.html>. Acesso em 21 julho de 2001.
- EBERT, H. D., LINDENBECK, CH., ULMER, H., BORGES, M.S., PFLUG, R. 1999. Shaded, perspective visualization of morphostructural and geological data of se-brazil using the Geo3view system. Unesp, Rio Claro. Brazil 2000: 31th INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRES, abstracts, CD-ROM.
- EIRAS, J.F. & KINOSHITA, E.M. 1988. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. Rio de Janeiro: Petrobrás. BOLETIM DE GEOCIÊNCIAS, 2 (2/4):193-208.
- FELGUEIRAS, C. A. 2000. *Análise Espacial de dados geográficos*. INPE. Livro virtual.
- FERNANDES, A. J.; AZEVEDO SOBRINHO, J. M.; TEIXEIRA, A. L. 1992. O Subgrupo Itararé a sudoeste de Campinas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37. São Paulo. Anais...São Paulo, SBG. V.2, p. 524-525.
- FERREIRA, F. J. F. MORAES, R.A.V., FERRARI, M.P., E VIANNA, R.B. 1981. Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural de Guarapiara. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 3, Curitiba: SBG, V.01.
- FRANZINELLI, E & PIUCI, J. 1988. Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. In: CONG. LAT. AMER. DE GEOL, 7. Belém, Anais. Belém: SBG, 1988.
- FRANZINELLI, E. & IGREJA, H. L. S. 1990. Utilização do sensoriamento remoto na investigação da área do Baixo Rio Negro e Grande Manaus. In: SIMP. BRAS. SENS. REM. 6, Rio de Janeiro, Anais. V.3, p.164-648.
- FREITAS R.O. 1951. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. São Paulo, FFCL - USP, 120 p. (*Boletim 130 Geologia 6*).
- FULFARO, V.J. & BJORNBERG, A.J.S. 1993. Geologia do Estado de São Paulo. In: cintr a.,j.c.a. e albiero, j.h. - solos do interior do Estado de São Paulo. editora ABMS-USP-SC, 399 p.
- FULFARO.V.J. & BARCELOS, J.H. 1991. Fase Rifte na Bacia do Paraná - A Formação Caiuá. GEOCIÊNCIAS-UNESP, VOL.12, N.1. PP.33-45.
- HASUI Y, PONÇANO W.L., BISTRICHI C.A., STEIN D.P., GALVÃO C.A.C.F., GIMENEZ A.F., ALMEIDA M. A., PIRES NETO A.G., MELO M.S., SANTOS M C.S.R. 1977. *Geologia da Região Administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da Região*

- Administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas, São Paulo, 78 p.
- HASUI, Y. & COSTA J. B. S. 1996. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém: SBG, 1996. V.1.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil – In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL DO SUDESTE BRASILEIRO, 1, 1990, Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG (Núcleo Minas Gerais), n. 11.
- HASUI, Y. 1996. Evolução Geológica da Amazônia. In: SIMP. GEOL. AMAZ., 5. Belém, 1996. *Boletim de Resumos Expandidos...* Belém, SBG p. 31-34.
- HASUI, Y., COSTA, J.B.S, BORGES, M.S., BEMERGUY, R. L. 1996. Neotectônica: Conceitos Fundamentais. Notas de aula. IG/Unesp – Rio Claro.
- HASUI, Y., COSTA, J.B.S, BORGES, M.S., MORALES, N., RUEDA, J.R.J. 1998. Evolução Morfotectônica do Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG-MG, p.78.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; MIOTO, J.A.M.; MELO, M.S. 1982. *Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da Praia de Itaorna*. São Paulo, IPT S. A. 149p. (Monografia nº 7).
- HILLS, E. S. A . 1994. Contribution to the Morphotectonics of Australia. In: STEWART, I. S., HANCOCK, P. L. Continental Deformation. New York: Pergamon Press, 1994.
- HOWARD, A. D. 1967. *Drainage analysis in geologic interpretation: A summation*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., V.51, 1967.
- IPT. 1981. Mapa Geológico da Bacia do Paraná. In: *Relatório de Atividades 1979/1981 da Paulipetro*. Consórcio CESP/IPT. 59 p.
- KELLER, E., PINTER, N. 1996. *Active tectonics: earthquake, uplift and landscape*. New Jersey: Prentice Hall, 1996. 338p.
- LIMA, M. I. C. 2002. *Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico*. Belém, 2002. CD-ROM.
- MACHETTE, M.N., PERSONIUS, S.F., NELSON, A.R., SCHWARTZ, D.P., LUND, W.R. , 1991, *The Wasatch fault zone, Utah—Segmentation and history of Holocene movement*. Journal of Structural Geology, v. 13, no. 2, p. 137-149.

- MADUREIRA CRUZ, C. B. & PINA, M. F. 1999. Fundamentos de Cartografia. Curso de Especialização em Geoprocessamento. UFRJ, IGEO, Dep. Geografia, LAGEOP, Rio de Janeiro, 1999, Volume 1, Mídia CD.
- MARIANO, I.B. & BARNER, U. 1976. Poço profundo na cidade de Bauru, Estado de São Paulo, muda o conceito sobre a estrutura geológica da região. In: CONG. BRAS. DE GEOL. 29, *Anais...* Ouro Preto, 29Out./5Nov. 1976, Res. dos Trab., SBG, p.43, 1976.
- MATHER, A.E and. WESTHEAD, R.K. 1993. *An updated lithostratigraphy for the Purbeck Limestone Group in the Dorset type-area*. Proceedings of the Geologists' Association, 107, 117-128
- MELFI, A. J., TRESCASES, J. J., CARVALHO, A., BARROS DE OLIVEIRA, S. M., RIBEIRO FILHO, E., FORMOSO, M. 1988. The lateritic ore deposits of Brazil. In: *Sci. Geol. Bull.*, vol. 41, p. 5-36.
- MERCIER, J. L., CAREY-GAILHARDIS, E., MOUYARIS, N., SIMEAKIS, K., ROUNDYOYANNIS, T., ANGHELDHIS, C. 1987. Structural analisys of recente and active faults state of stress in the epicentral area of the 1978 Thessaloniki earthquakes (northern Indian). *Tectonics*, 2:577-600.
- MESCHERIKOV, Y. A. 1968. *Neotectonics. Encyclopedia of Geomorphology*. New York: Fuirbrid, 1968. P.768-73.
- MIOTO, J. A. 1990. Tentativa de Zoneamento Sísmico do Sudeste Brasileiro. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1. Belo Horizonte. *Anais...* SBG. p. 33-45.
- MIOTO, J. A. 1993. *Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil*. Rio Claro: UNESP. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. 1993. V 276 p. Tese de Doutorado.
- MONTENAT, C. BARRIER, P. DESTÉVOU, P. O. 1991. *Some aspects of the recent tectonics in the strait of Messina, italy*. *Tectonophysics*, 194, (3):203-215.
- MÖRNER, N. A. 1990. *Neotectonics and structural geology: general introduction*. Bull. Int. Quat. Ass.. Neotect. Comm, v.13, p.32-55, 1990.
- MÖRNER, N.A. 1993. *Neotectonics, the New Global Tectonic Regime During the Last 3 Ma and the Initiation of Ice Ages*. *Anais Academia brasileira de Ciências*, 65:295-301.

- OBRUCHEV V.A. 1948. *Osnovnye cherty kinetiki i plastiki neotektoniki*. Akademia Nauk SSSR, Izveztiya Seriya Geologiya, 5:13-24.
- PANIZZA, M., CASTALDINI, D. BOLLETTINARI, G. CARTON, A., MANTOVANI F. 1987. *Neotectonics research in applied geomorphological studies*, Z. Geomorp. N.F., n.63, p.173-211, 1987.
- PANNIZA, M., PIACENTE, S. 1978. *Rapporti fra geomorfologia e neotettonica. Mesa a punto concettuale*. Geogr. Fis. Dinam. Quant., n.1, p 138-40, 1978.
- PAVLIDES, S. B. 1989. *Looking for a definition of neotectonics*. Terra Nova, v.1, 1989, p.233-5.
- PINTO, V.M. 1998. *Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivas Subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná*. Curitiba, UFPR, p-43-104 (Boletim 23/25), 1998.
- QUEIROZ NETO, J.P. & JOURNAUX, A. 1978 - *Carta Geomorfológica de São Pedro, SP, 1/100.000*. *Sedimentologia e Pedologia*, n.12, Inst. Geogr. USP.
- RICCOMINI, C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. São Paulo, 256 p. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências da USP.
- RICCOMINI, C. 1995 - Padrão de fraturamentos do maciço alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóico-cenozóica do sudeste do Brasil – RGB – Revista Brasileira de Geociências, vol. 25, Páginas 79-84,
- RICCOMINI, C. 1997. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. Revista Brasileira de Geociências 27(2): 153-162.
- ROCHA, C. H. B. 2000. *Geoprocessamento: Tecnologia Transdisciplinar*. Juiz de Fora. Editora do Autor, 220p. il.
- ROCHA, J. A. M. R. 2003. *GPS: Uma Abordagem Prática*. Recife: Bagaço, 232p: il.
- ROCHA-CAMPOS, A.C., U.G. CORDANI, K. KAWASHITA, H.M. SONAKI, I.K. SONAKI, *Age of the Paraná flood volcanism*, pp. 25-45.
- SAADI, A. 1991. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais*. Tese para admissão a cargo de professor titular, IGC/UFMG 1991, 300p.
- SAADI, A. 1993. Elementos de Discussão da Neotectônica Brasileira. In: Semana de Estudos Geológicos da SICEG, 31., Ouro Preto, 1993. Atas. Ouro Preto, Escola de Minas da UFOP. Boletim, n. 22, p. 1-12.

- SCHOBBERHAUS, C. 2000. *Mapa Tectônico do Brasil*. Esc.: 1:2500000, CDROM, CPRM, 2000.
- SILVA, C. L. 1997. *Aspectos Neotectônicos do Médio Vale do Rio Moji-Guaçu: Região de Piraçununga*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1997. (Tese de Mestrado).
- SILVA, I. 1990. *Methodologie pour Le Lissage et le Filtrage des Donnees Altimetriques Derivees de la Correlation D'Images*. Thèse de Doctorat, Ecole Polytechnique Federale de Lausanne, Switzerland, 1990.
- SOARES, P. C & FIORI, A. P. 1976. Lógica sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. *Not. Geomorfol.*, 1976, Campinas, 16 (32):71-104.
- SOARES, P. C. 1974. Elementos Estruturais da Parte Nordeste da Bacia do Paraná: Classificação e Gênese. In: CONG. BRAS. DE GEOL., 28, 1974. Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre: SBG, 1974, p 107-22.
- SOARES, P.C. et al. 1981. Análise morfoestrutural integrada com imagens de RADAR e LANDSAT da Bacia do Paraná. São Paulo: PAULIPETRO. Consórcio IPT-CESP, 1981.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FULFARO, V.J.; SOBREIRO NETO, A.F. 1979. Ensaio de caracterização estratigráfica do cretáceo no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2, Rio Claro, 1979. *Boletim de Resumos...* Rio Claro, SBG. p.30-31.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FULFARO, V.J.; SOBREIRO NETO, A.F. 1980. Ensaio de caracterização do Cretáceo no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, 10:177-185.
- STERNBERG, H. O. R. 1953. Sismicidade e Morfologia na Amazônia Brasileira. In: AN. ACAD. BRAS. CIÊNCIAS, Rio de Janeiro, 1953. (25):443-453.
- STERNBERG, H. O. R. 1950. Vales tectônicos na planície Amazônica. *Rev. Bras. Geogr.*, Rio de Janeiro, 1950.
- STEWART, J. S. & HANCOCK, P. L. 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, 1994. P. 370-408.
- SUGUIO, K. 1999. Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais. Ed. Paulo's Comunicação e Artes Gráficas. 366 p.

SUMMERFIELD, M. A. Tectonics Geomorphology Macroscale Perspectives. 1986. *Progress in Physical Geography*, 12:388-404.

VELOSO, J.A., ASSUMPÇÃO, M., SUAREZ, G., 1987, Fault plane solutions of intraplate earthquakes in Brazil—Some constraints on the regional stress field: *Tectonophysics*, v. 113, p. 283-293.

VELOSO, J.A.V.; ASSUMPÇÃO, M. ; GONÇALVES, E. S.; REIS, J.C.; DUARTE, V.M. & MOTA, C.G.B. 1987. Registro de sismicidade induzida em reservatórios da CEMIG e FURNAS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5. São Paulo (SP). *Anais...* v. 1, p. 135-146.

VITA-FINZI, C. 1986. Recent Earth Movements , *Academic Press*, London, 1986.

VITA-FINZI, C. 1991. Recent Earths's Movements: An Introduction to Neotectonics. *Academic Press*, 226p. 1991.

WHITE , I.C. 1908. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. Rio de Janeiro : DNPM , 1988. Parte I, p.1-300 ; Parte II, p. 301-617. (ed. Fac-similar).